



АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ОТДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГО-ГЕОГРАФИЧЕСКИХ НАУК

Д. В. НАЛИВКИН

# УЧЕНИЕ О ФАЦИЯХ

*Географические условия  
образования осадков*

I



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР  
МОСКВА - ЛЕНИНГРАД

1 9 5 6

Ответственный редактор

член-корр. АН СССР Л. В. ПУСТОВАЛОВ

## ПРЕДИСЛОВИЕ

После второго издания «Учения о фациях» прошло более двадцати лет. За эти годы советские геологи провели ответственнейшие, исключительные по своим масштабам работы, собрали новый богатейший материал, сделали крупнейшие и выдающиеся обобщения. Большие достижения по изучению условий образования осадков имеются и за границей.

Многие геологи обращались ко мне с пожеланиями увидеть этот материал, эти обобщения и достижения в новом издании «Учения о фациях». Выполнение этого пожелания потребовало значительного расширения объема книги — более чем втрое, включения в нее новых глав и новых разделов, в том числе разделов, посвященных классификации фаций и ритмическому осадконакоплению. Особенно расширены главы по континентальным фациям.

Многие товарищи оказали мне ценную помощь предоставлением нового материала, указаниями, критическими замечаниями и пожеланиями. Всем им выражая глубокую благодарность.

Особенно ценные были замечания и указания редакторов моей книги Л. В. Пустовалова и Т. С. Поповой.

Надеюсь, что в новом издании книга получит еще большее применение в работах наших геологов.

---

## Г л а в а I

### ОБЩИЕ ПОНЯТИЯ

#### НАЗНАЧЕНИЕ РУКОВОДСТВА

Понятие «фация» появилось в геологии более ста лет назад. В 1838 г. швейцарский геолог Грессли писал: «Я пришел к заключению, что каждое отложение в пределах своего горизонтального распространения обнаруживает довольно определенные вариации; эти вариации представляют постоянные особенности как в своем петрографическом составе, так и в палеонтологических признаках комплекса их ископаемых, причем их изменения подчинены особым и постоянным законам». Для этих изменений Грессли и предложил название «фация отложений».

Таким образом, мы видим, что основной причиной появления понятия «фация» был тот факт, что отложения одного и того же возраста, образующиеся в разных точках земной поверхности, резко различны.

Но главное развитие учение о фациях получило сравнительно недавно, благодаря все большему и большему внедрению в геологические исследования палеогеографического метода.

Учение о фациях является естественным введением в палеогеографию — науку, имеющую своей целью восстановить распределение морей и суши, воссоздать ландшафт и весь облик земной поверхности, какой она имела в минувшие геологические эпохи.

Учение о фациях в значительной части является учением об условиях образования осадков. С осадками — осадочными отложениями — связано бесконечное количество нередко крупнейших месторождений нерудных и рудных полезных ископаемых. Достаточно назвать каменные угли Кузбасса и Донбасса, бакинскую и грозненскую нефть, соликамские калийные соли, керченские и липецкие железные руды, медистые песчаники Урала и Казахстана, тихвинские и уральские бокситы, чтобы стало ясно колоссальное экономическое значение месторождений, связанных с осадочными толщами. Знание условий образования этих осадочных толщ — это знание условий образования месторождений.

Условия образования месторождений служат базой, фундаментом, на котором должно строиться все изучение данного месторождения и, в частности, его разведка. Знание особенностей того бассейна, в котором образовалось данное месторождение, нередко определяет границы месторождения, определяет мощность и тип самого ископаемого, т. е. дает основной материал не только для геологических, но и для разведочных работ.

Каждый разведчик осадочного месторождения должен знать условия его образования, должен знать те фации, с которыми оно связано, должен уметь в них разбираться. Иначе он будет ремесленником, ведущим работы по указаниям чисто механически.

Не менее велико значение учения о фациях и для геолога. Основная задача геолога заключается в установлении стратиграфического разреза и последовательности отложения осадков, а для этого прежде всего нужно знать условия их образования, знать учение о фациях. Еще большее значение учение о фациях имеет для решения другого не менее важного вопроса, а именно, вопроса о распространении и границах данного отложения.

Большое значение учение о фациях имеет и для палеонтолога. От характера осадка и условий его образования зависит распределение животного и растительного мира. Изучение фаций позволяет восстановить физико-географические условия прошлого, а эти условия служат главнейшим фактором в распределении, в появлении и образовании тех или других форм органического мира.

И обратно, особенности строения вымерших животных и растений позволяют нам судить об условиях образования тех осадков, в которых они погребены.

#### ПОНЯТИЕ «ФАЦИЯ»

Как видно из первого определения, данного Грессли, фация — это осадок (горная порода), на всем своем протяжении обладающий одинаковым литологическим составом и заключающий в себе одинаковую фауну и флору.

Это определение действительно как для отложений прошлого, представляющих уплотненные, нередко измененные горные породы, так и для современных неизмененных осадков.

Совокупность животных и растений, связанных с данной фацией, называется биоценозом.

Совокупность физико-географических условий, связанных с данной фацией, называется биотопом.

Поскольку фации, прежде всего, являются горными породами, изучение их представляет основную задачу петрографии осадочных пород, или литологии.

Однако значение фаций далеко выходит за пределы литологии. В их изучении литология служит только вспомогательной наукой, правда, дающей весьма важный фактический материал. Основная задача учения о фациях заключается в восстановлении палеогеографии. Это обстоятельство и придает учению о фациях то значение, которое оно получило за последнее время.

Исследуяскопаемый организм, мы изучаем его скелетные образования, но существуя часть породы, но по этой части породы мы восстанавливаем весь организм со всеми его мягкими частями, уже давно исчезнувшими.

Точно так же, изучая фацию, мы изучаем часть породы, которая представляет собой как бы часть живой природы с ее климатом, физико-географическими условиями, ее растительностью и животными.

Плох тот палеонтолог, который, изучая фауну, только описывает скелетные образования, не стараясь восстановить все животное, со всеми его особенностями, взаимоотношениями и даже условиями жизни.

Плох тот геолог, который, изучая фации, только описывает осадки, не стараясь восстановить ту часть земной коры, на которой они отлагались, со всеми ее особенностями и взаимоотношениями.

Детально изучая самыми совершенными методами осадочные породы, геолог все время должен представлять себе, что он изучает одновременно участок суши или дна моря со всеми его физико-географическими свойствами, со всем его органическим миром.

Фация — это не только осадочная порода, т. е. литологическое понятие, но одновременно определенная однородная часть суши или дна моря, т. е. географическое или палеогеографическое понятие.

Нельзя рассматривать понятия фация, биоценоз и биотоп как равносильные. Наоборот, фация включает в себя биоценоз, биотоп и осадочную породу.

Существовало и существует большое число фаций, в пределах которых не отлагалось и не отлагается никаких осадков, например, пики гор и вообще все области разрушения, но нет осадка, который отлагался бы вне какой-нибудь фации.

Фация — это единица ландшафта. На фации подразделяются все ландшафты, вся земная поверхность. В палеогеографии фация является такой же основной систематической единицей, какой в зоологии является вид. Точно так же, как весь органический мир, все животные и растения делятся на виды, вся земная поверхность, все моря и континенты делятся на фации.

В качестве примера возьмем Черное море. Его дно состоит из следующих фаций. У берега располагаются фация скал, фация песка и фация галечника-конгломерата. Дальше от берега встречаются только фация песка и фация ила, и, наконец, на глубинах выше 200 м развита фация ила. Эти фации подразделяются на более дробные: например фация ила на глубинах от 60 до 200 м подразделяется на фации фазеолинового ила, мидиевого ила и теребеллидного ила. Свои названия они получили от тех животных, которые в них преобладают.

Другим примером может служить Кавказский хребет. На его вершинах развиты фации ледниковых отложений, элювия, озерных отложений. Ниже по склону преобладают фации речных отложений, осыпей, оплыви и обвалов. Наконец, у подножия лежат фации конусов выноса, речных долин, наземных песков и суглинков и лёсса.

Большое распространение понятия фация в современной геологической литературе сопровождалось весьма различным его tolkowaniem. При этом в некоторых случаях в него вкладывали слишком широкий смысл, например иногда говорят: «фация угленосных отложений», «дельтовая фация», «пустынная фация» и т. п. Это следует считать ошибкой.

Основное свойство фации, так же как и понятия «вид», заключается в ее однородности, что резко подчеркнуто еще Грессли в самом определении фации. Наоборот, основным свойством угленосных, дельтовых и пустынных отложений служит их неоднородность. В состав угленосных отложений входят фации речные, озерные и наземные. Состав дельтовых отложений еще более разнообразен: он включает в себя фации речных русел, половодий, стариц, пресных озер, горько-соленных озер и лагун, прибрежно-морские, эоловых песков и нередко многие другие.

Для отложений такого сложного и неоднородного состава надо применять или предлагаемые мною ниже особые названия, или просто «ком-

плекс фаций», или, еще проще, «фации». Можно сказать «комплекс дельтовых фаций» или «дельтовые фации», но нельзя говорить «дельтовая фация» — это будет грубой ошибкой.

При выделении той или иной фации прежде всего надо следить за тем, чтобы она была однородна по своему литологическому составу и по своему биоценозу.

Более редко встречаются ошибки иного характера, когда под названием фация описываются весьма дробные литологические подразделения, например при дифференциации известняков. Такая дифференциация существенна, и ее надо приветствовать, но все же эти подразделения не будут фациями, а будут только их разновидностями, их вариациями. На такие вариации и разновидности подразделяются виды органического мира.

В своей монографии М. В. Кленова (1948) останавливается на характеристике понятия «морская фация». Указав, что выдвинутое мною понятие «современная фация» и выдвинутое Л. В. Пустоваловым (1940) понятие «геохимическая фация» по существу тождественны, она приводит следующее определение: «Морской фацией следует называть участок морского дна с одинаковыми физико-географическими условиями, исторически сложившимися в процессе геологического развития водоема, и с одинаковым составом флоры и фауны. Чтобы фации действительно были равнозначны, необходимо, чтобы участки морского дна пережили одинаковую историю». Фация ила в водоеме с опускающимся дном будет иметь иное значение, чем такая же фация в водоеме с поднимающимся дном.

Введение в характеристику понятия фация исторического момента, т. е. предложение рассматривать фацию в ее развитии, весьма существенно. При изучении фаций это необходимо, как уже было указано мною (Наливкин, 1932), и нередко осуществляется. Но на практике в названиях фаций исторический момент не отражается, и мы не выделяем «глинистые фации регрессирующего моря» и «глинистые фации трансгрессирующего моря». Возможно, это упущение, которое следует восполнить, но скорей всего различия между этими фациями будут так невелики и трудно уловимы, что в таком выделении нет необходимости. В работах М. В. Кленовой такие названия тоже не получили применения.

Определение фации привлекло к себе большое внимание советских геологов, и ему посвящены статьи Н. Б. Вассоевича, Б. П. Марковского и Ю. А. Жемчужникова, опубликованные в Литологическом сборнике (1948).

Аналогичный сборник в США вышел на год позже (*Sedimentary facies*, 1949; в 1954 г. переведен на русский язык). При рассмотрении его ясно видно, что в деле изучения фаций североамериканские геологи значительно отстали от советских. Нередко в их работах наблюдается разнобой. Так, в ведущей статье сборника, принадлежащей одному из крупнейших и старейших американских геологов-осадочников Раймонду Муру (*Moore, 1949*), для обозначения фации предлагается термин «литофация», который немного раньше употреблялся другим крупным геологом Крумбейном (*Krumbein, 1948, 1951*) как обозначение осадка, слагающего фацию.

Заслуживает внимания большая работа Кэстера (*Caster, 1934*) по фациям девона Пенсильвании. Для характеристики фации он привлекает еще элемент длительности существования. Для фаций, существую-

ших в течение ряда эпох, нарастаю или смещаю, он предложил название «магнафация»; для, фаций, существующих в продолжение одной эпохи, — «парвафация». Например рифовый массив герцинских известняков Урала, существовавший в течение верхнего силура, нижнего девона и эйфельского яруса, представляет собой «магнафацию»; части же его, соответствующие отдельным ярусам, — «парвафации».

Как справедливо подчеркнул В. Е. Хайн (1950) в своей интересной статье, заслуги советских геологов в изучении фаций и в применении этого понятия на практике исключительно велики. Они не только показали, что нельзя фацию рассматривать как образец породы, они показали, что мертвую породу можно понять, только изучая ее взаимосвязи с живой природой, и, что самое главное, они первые выяснили, какое громадное значение в образовании фаций и всей их истории имеют тектонические движения.

В. Е. Хайн (1950) пишет: «Ясно, насколько богато, содержательно и многосторонне представление о фации. Оно является одновременно и литологическим, и палеогеографическим, и геотектоническим, а также геохимическим, экологическим и стало быть геологическим, в полном смысле этого слова, понятием. Фация — это одно из основных геологических понятий. Его применение помогает разрешению одной из главнейших задач, стоящих перед геологией, — задачи восстановления истории Земли».

С тектоническими движениями связаны все основные группы фаций. Поэтому характеристика этих связей дается ниже в ряде разделов.

**Распространение и границы фаций.** Площадь распространения фаций резко различна: иногда она достигает громадных размеров, например красная глубоководная глина в Тихом океане занимает площадь, значительно большую, чем вся Северная Америка. С другой стороны, некоторые устричные банки, представляющие особую фацию со своеобразным биоценозом, занимают площадь в несколько десятков квадратных метров.

Установить какую-нибудь закономерность в размере площадей отдельных фаций трудно. Можно отметить только, что в прибрежной области моря до глубин 40—60 м фации наиболее разнообразны и занимают сравнительно небольшую площадь. На глубинах от 60 до 400 м фации значительно более однообразны и площади их распространения больших размеров. Наконец, на глубинах выше 2000—3000 м число их измеряется единицами, но по площади они колоссальны.

Так же изменчивы площади распространения наземных и лагунных фаций. Но они никогда не достигают таких размеров, каких достигают площади распространения фаций глубоководных морских отложений.

Мощность фаций также крайне изменчива. Для некоторых фаций она измеряется сотнями метров, иногда километрами, например мощность неогеновых наземных конгломератов Средней Азии, верхнеюрских рифовых известняков Кавказа или триасовых доломитов Тироля. Мощность же других фаций измеряется несколькими сантиметрами (прослои кремнистых сланцев, глауконито-фосфоритовые фации и т. п.).

Различны и границы между фациями. Одни фации постепенно переходят в другие, например морские пески нередко медленно переходят в илы. Иногда же, наоборот, граница между фациями резка и внезапна, как например между строматопоровым или мшанковым рифом и в притык примыкающими к нему глинами и песками.

## КЛАССИФИКАЦИЯ ФАЦИЙ

А. А. Борисяк (1935), один из первых показавший действительное значение фаций, подразделял их на три большие группы:

1. Морские фации
2. Лагунные фации
3. Континентальные фации

Такое подразделение в настоящее время общепринято, но название «формация», предложенное им для этих групп, не получило широкого распространения, так как оно ранее неоднократно применялось для других явлений.

Нет названий и для других, менее крупных, групп фаций, например дельтовых, кораллового рифа, речной долины, озера. В то же время потребность в таких названиях возрастает все больше и больше. В некоторых работах появились названия — микрофации, мезофации и макрофации, но они случайны и мало рациональны.

Мы ощущаем потребность в систематической классификации фаций типа той классификации, которая применяется для органического мира. В ней, как известно, виды объединяются в роды, роды — в семейства, семейства — в классы, классы — в типы, а типы — в царства.

Выработка аналогичной классификации для фаций нелегка. Она должна основываться на палеогеографических признаках и фактически представлять классификацию форм земной поверхности. Сложность и трудность решения этой задачи очевидна, но приступить к ее решению мы должны.

Начнем с некоторых конкретных примеров. Океаны подразделены на абиссальную, батиальную и литоральную области, точнее говоря, на ложе мирового океана, континентальный склон и шельф.

Ложе мирового океана поразительно однообразно, но в нем различаются районы распространения разнообразных илов: глобигеринового, диатомового, птероподового, радиоляриевого и красной глубоководной глины.

Континентальный склон также однообразен; в нем обычно выявляются районы распространения различных осадков, но в его пределах можно выделить и несколько географических районов, отчасти совпадающих с указанными. В верхней части континентального склона, где развиты сильные донные течения, наблюдается наибольшее различие фаций. Здесь в устьевых зонах больших рек также развиты своеобразные и сравнительно разнообразные фации. С течениями связано и появление зеленого глауконитового ила и песка. Наличие глубоких долин вызывает появление специфических осадков. Для нижней части склона, наоборот, характерно однообразие физико-географических условий, в связи с чем и осадки обычно представлены только одной фауной — синим илом.

Шельф обладает наибольшим разнообразием фаций и их комплексов. Его нижняя часть неразрывно связана с верхней частью континентального склона, и многие комплексы фаций у них общие, например для перегибов с сильно развитыми течениями, подводных долин, устьевых частей больших рек, областей развития синего ила.

Верхняя часть шельфа обладает особенностями, нередко определяющими характером прибрежной части континента. В ней обособляются: шельф молодых складчатых гор, например вдоль Кордильер и Анд,

шельф древних массивов, например вдоль берегов Западной Сибири и у берегов Бразилии, и шельф обычного открытого берега с небольшими возвышенностями, весьма распространенный. Меньшим развитием пользуются шельф скалистых известняковых берегов типа восточного берега Адриатического моря и шельф песчаных пустынных берегов типа юго-западного берега Каспийского моря. Еще менее развит шельф берегов коралловых рифов, все осадки которого состоят из одних карбонатов, и шельф каменистого берега, омываемого течениями, типа плато Пурталеса у восточного берега Флориды. Все перечисленные семь типов шельфа относятся к шельфам открытого моря; они, конечно, не исчерпывают все их разнообразие, являясь только наиболее распространенными.

Другие комплексы фаций связаны с шельфом замкнутых и полузамкнутых морских бассейнов. Сюда относятся шельф проливов с сильными течениями и шельф проливов с малоподвижной водой. К последнему близок шельф типа ваттов, развитый у берегов Дании и Голландии. В эстуариях обособляются также два типа — с сильными приливными течениями и без них. Своебразные комплексы фаций присущи шельфам полузамкнутых значительных морей и заливов типа Балтийского моря и Лабрадорского залива и шельфам небольших заливов типа Севастопольского и почти замкнутых водоемов типа лагун коралловых островов и лиманов.

Мы видим, что в различных областях моря сложность фаций и их комплексов различна. Это особенно проявляется в шельфе, где иногда наблюдается даже четырехступенчатая последовательность, например:

- IV. Океан
- III. Шельф обособленного моря
- II. Тихий пролив
- I. Илистое дно

Первая категория представляет фацию и однородна по своему составу.

Вторая категория уже является комплексом фаций. На дне тихого пролива отлагается ил, но ближе к берегу — илистый песок, а в зоне прибоя — чистый песок.

Третья категория — это комплекс комплексов фаций, так как в пределах шельфа обособленного моря, кроме тихих проливов, встречаются проливы с течениями, заливы, лагуны и области глубокого шельфа.

Четвертая категория включает в себя уже комплексы комплексов фаций, так сказать фации в четвертой степени.

Второй пример — коралловый атолл. Для него последовательность категорий фаций намечается следующая:

- IV. Океан
- III. Коралловый атолл
- II. Внешний склон
- I. Брекчия зоны прибоя

И здесь первая категория представляет однородную фацию; вторая — комплекс фаций, так как в него, кроме брекчии прибоя, входят пески зоны прибоя; третья — комплекс комплексов фаций, включающий внешний склон, поверхность атолла и лагуну.

Третий пример — дельта большой реки. Она входит в состав отложений лагунной зоны и, в свою очередь, состоит из речных, озерных, лагунных, наземных и морских отложений. Каждый из этих комплексов спа-

гается отдельными фациями, образующими четырехстепенную последовательность:

- IV. Лагунная зона
- III. Дельта
- II. Речная долина
- I. Косослоистые пески русла реки

Четвертый пример — пустыня. Она входит в состав континентальных отложений и состоит из площадей, занятых барханами, бугристыми песками, такырами, горько-солеными и пресными озерами, щебневыми равнинами и руслами временных потоков и рек. Каждый из этих комплексов состоит, в свою очередь, из нескольких фаций. Опять намечается четырехстепенная последовательность:

- IV. Континент
- III. Пустыня
- II. Сухое русло
- I. Скопление угловатых галек

Пятый пример — большой горный хребет. Он входит в состав континента и включает в себя комплексы фаций речных русел, ледниковых долин, зон осипей, конусов выноса, площадей накопления лёсса. Последовательность категорий фаций следующая:

- IV. Континент
- III. Горный хребет
- II. Ледниковая область
- I. Донная морена

Перейдем теперь к примерам из прошлого и начнем с шестого примера граптолитовых сланцев Тянь-Шаня. Для них можно привести следующую последовательность:

- IV. Морские отложения
- III. Отложения обособленных бассейнов
- II. Граптолитовые сланцы
- I. Прослой глинистого сланца с граптолитами

Граптолитовыми сланцами называется мощный комплекс различных фаций: тонкозернистых песчаников, табулятовых глинистых известняков, черных глинистых сланцев, серых песчанистых сланцев и других.

Седьмой пример — кизеловская угленосная толща. Она входит в состав лагунных отложений и представляет собой комплекс комплексов фаций. Она состоит из болотных, речных, наземных равнинных и морских отложений. Каждый из этих комплексов охватывает несколько фаций: например болотные отложения состоят из углей, глинистых сланцев и тонкозернистых песчаников; речные отложения — из косослоистых песчаников с мелкой галькой и без нее, глинистых песчаников правильно слоистых и небольших линз чистых глин; в старицах эти глины представляют собой правильные пласти протяжением в тысячи и сотни метров.

Последовательность категорий фаций будет следующая:

- IV. Континент
- III. Дельты большой реки
- II. Болота на ее поверхности
- I. Часть болота, в которой происходит накопление растительных остатков, — пласт угля

Восьмой и последний пример — татарский ярус Поволжья, представленный типичными континентальными равнинными отложениями, состоящими из нескольких комплексов фаций: фаций щебенистых равнин, фаций речных долин, фаций больших озер. В других районах к ним прибавляются другие комплексы фаций, например плоские конусы выноса красноцветов Приуралья, и отдельные фации, например зыбучие пески Северной Двины с парейзаврами. Последовательность следующая:

- IV. Континент
- III. Равнина
- II. Озеро
- I. Часть дна озера — место накопления светлых известняков с антракозиями

Из этих разнообразных примеров мы видим, что четырехступенчатая классификация достаточна для всех и ее можно принять как основу. Как уже было сказано, для органического мира принята пятиступенчатая классификация: вид, род, семейство, класс и тип.

В классификации отложений названия даны первой категории — фация и четвертой — формация. Поскольку формаций существует всего три, это название можно сохранить, несмотря на его применение в других областях и в другом смысле. Для второй и третьей категорий я предложил названия «сервия» и «нимия». Сервия — в переводе значит букет; нимия — сверхмерная.

Сервия — это комплекс фаций, постепенно переходящих друг в друга и образующих единое географическое явление. Примером их могут служить озеро, бугристые пески, ледниковая долина, лагуна кораллового рифа, пляж открытого моря, морской пролив; разнообразие сервий весьма велико. В ископаемом виде они представляют свиту пластов, реже один слой, изменяющий свой состав по простиранию. Именно то, что слой представляет сервию, т. е. совокупность различных фаций, и было причиной, побудившей Грессли на выделение последних. От фации сервия отличается неоднородностью своего литологического состава и фауны. Обычно, но не обязательно, сервии обладают большими мощностью и распространением. В геологической практике чаще всего ошибочно называются фациями именно сервии.

Нимия — это комплекс сервий, постепенно переходящих друг в друга и образующих крупные географические области. Таковы дельты больших рек, например Волги или Ганга; замкнутые моря, например Балтийское или Каспийское; большие горные хребты, например Кавказ или Тянь-Шань; пустыни, например Кара-Кум или Сахара; шельфы континента, например шельф севера Евразии или шельф западного побережья Северной Америки. Иногда нимии бывают и меньших размеров, например коралловый остров, состоящий из сервий лагуны, надводной части и внешнего склона независимо от его величины. В ископаемом виде нимия представляет собой толщу или свиту слоев более или менее значительной мощности. Примерами нимий могут служить: угленосная толща Донецкого бассейна, неогеновые отложения Ферганской долины, Ишимбаевские рифовые массивы, нижнепермские отложения Русской платформы.

Обособление сервий от нимии в ископаемом состоянии иногда несколько затруднительно. Например цехштейн по своему большому распространению приближается к нимии, но анализ фаций показывает, что это только сервия. В то же время вся совокупность отложений

казанского яруса, в которую входят не только цехштейн, но и красноцветы, угленосные свиты, соленосные толщи, безусловно, является нимией.

**Формация** — это комплекс нимий, крупнейшая составная часть земной поверхности. Обычно выделяют три формации: континентальную, лагунную и морскую, но практикуется выделение и других формаций, например, геосинклинальной, объединяющей все области накопления осадков — морские, лагунные и прибрежно-континентальные. Формации соответствует комплекс осадков, связанный с большими архипелагами, например Индонезийским или Вест-Индским, которые представляют типичные современные геосинклинали. Примерами формаций могут служить все современные континенты и океаны, затем Средиземное море с его составными частями — Адриатическим, Эгейским и Черным морями, уже упомянутый Индонезийский архипелаг и другие большие архипелаги. В ископаемом виде формацию представляют все отложения уральской геосинклинали.

Предлагаемая схема классификации фаций наибольшее значение имеет при описании толщ сложного состава, например угленосных, толщ подножий, красноцветных и т. д. Выделение сервий поможет систематическому описанию различных типов осадков и тем самым правильному пониманию условий образования отложений.

Например, при описании татарского яруса какой-нибудь области обязательно выделение сервий озерных, речных русел, горькосоленных водоемов, болот, щебенистых равнин, конусов выноса и других. Изучая верхнеюрские — нижнемеловые отложения Русской платформы, необходимо выделять сервии проливов с быстрыми течениями, проливов без течений, обособленных заливов, островов, песчаного пляжа и галистаз.

Состав сервий и их особенности, в свою очередь, дают существенные указания на характер топархий.

Некоторые сервии встречаются только в одной нимии, но большинство входит в состав нескольких нимий. Например, сервия ватт развита только в нимии обособленный шельф; сервия пересыпь встречается в нимиях открытый шельф, обособленный шельф, лагунная область и многих других.

Еще более четко выражена повторяемость сервий в формации материка. Во всех шести нимиях встречаются сервии пресное озеро, болото, соленое озеро, речная долина, временный поток, вулкан, дюна, карстовая область.

Классификация фаций может быть представлена в следующем виде:

| ФОРМАЦИЯ МОРЕ<br>НИМИИ |
|------------------------|
| Открытый шельф         |
| Обособленный шельф     |
| Лагунная область       |
| Материковое море       |
| Внутреннее море        |
| Архипелаг              |
| Рифовая область        |
| Батиальная область     |
| Абиссальная область    |

| ФОРМАЦИЯ МАТЕРИК<br>НИМИИ |
|---------------------------|
| Дельта                    |
| Прибрежная равнина        |
| Пустыня                   |
| Горное подножие           |
| Горный хребет             |
| Долосклон                 |

В качестве примера рассмотрим классификацию нимий открытый шельф, обособленный шельф и лагунная область.

## ФОРМАЦИЯ МОРЕ

НИМИЯ ОТКРЫТЫЙ ШЕЛЬФ  
Сервии

Равнинный берег  
Гористый берег  
Подводная долина  
Подводная возвышенность  
Открытый пролив  
Остров  
Область ледниково-морских и ледово-  
морских отложений  
Область эолово-морских отложений  
Область псевдоабиссальных отложений

НИМИЯ ОБОСОБЛЕННЫЙ ШЕЛЬФ  
Сервии

Бухта  
Губа  
Ватт  
Мангровая заросль  
Иловая впадина  
Застойный бассейн

## НИМИЯ ЛАГУННАЯ ОБЛАСТЬ

Сервии

Лагуна  
Лиман  
Самосадочная лагуна и береговое озеро  
Береговой такыр  
Торфянная лагуна и береговое болото  
Сапропелевая лагуна и береговое озеро  
Феррисиаллитовая лагуна и береговое  
озеро  
Пересыпь, или коса

## Г л а в а II

# НАКОПЛЕНИЕ ОСАДКОВ

Накопление осадков (седиментация) и неразрывно связанное с ним разрушение горных пород (денудация) представляют наиболее распространенные процессы в земной коре. Формы их бесконечно разнообразны и многочисленны и по существу рассматриваются во всех главах настоящего руководства. Во второй главе будут рассмотрены только некоторые основные, ведущие вопросы — распределение осадков и влияние на него движений воды и тектонических движений, затем формы отложения осадков, слоистость и тесно связанное с ней ритмическое осадконакопление.

## РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ОСАДКОВ

В основном распределение осадков зависит от двух причин — движений воды и движений земной коры (тектонических движений).

### Влияние движений воды

Основным фактором, обуславливающим распределение осадков на морском дне, является движение воды. Движение воды разрушает континенты, тем самым создавая материал для осадков. Вода переносит эти осадки, распределяя их вдоль морского берега, в зависимости от величины зерна. Там, где движения воды наиболее сильны, отлагаются галечники; где они ослабевают — пески, и там, где они отсутствуют или почти отсутствуют, отлагаются глины.

Нансен (Nansen, 1904) приводит следующие данные (табл. 1).

Эта таблица дополняется более точными данными (табл. 2), приводимыми Твенхофелом (1936).

Пратье (Pratje, 1931) приводит еще более уточненные цифры (табл. 3).

Цифры в этих трех таблицах, расходясь в деталях, в основном совпадают, дополняя друг друга.

Движения морской воды можно разбить на следующие типы: 1) волны и прибой; 2) прилив и отлив; 3) течения.

Основным, важнейшим типом движения воды являются волны. Наибольшей силы они достигают в зоне прибоя, всецело обусловливая распределение и величину зерна осадка. Но большие волны действуют не только в зоне прибоя. Во время сильных бурь песок выбрасывается волнами на палубу судов с глубины до 50 м; есть указания на то, что дей-

Таблица 1

Соотношение величины зерна осадков и скорости движения воды

| Скорость в м/сек. | Величина зерна осадка                        |
|-------------------|--|
| 0.0029            | Переносятся мельчайшие частицы глобигерин    |
| 0.029             | Переносятся большие обломки глобигерин       |
| 0.077             | Размываются глина и ил                       |
| 0.150             | Переносится очень тонкий песок               |
| 0.305             | Переносится среднезернистый песок            |
| 0.610             | Передвигается галька величиной в боб         |
| 1.247             | Передвигается галька размером в большой орех |

Таблица 2

Соотношение величины зерна осадков и скорости движения воды

| Осадок             | Средний диаметр в мм | Скорость в м/сек |
|--------------------|----------------------|------------------|
| Глина . . . . .    | —                    | 0.08             |
| Алеврит . . . . .  | —                    | 0.32             |
| Тонкий песок . . . | 0.4                  | 0.26             |
| Песок . . . . .    | 0.7                  | 0.34             |
| Грубый песок . . . | 1.7                  | 0.49             |
| Мелкий галечник .  | 4.9                  | 0.65             |
| То же . . . . .    | 7.0                  | 0.86             |
| Галечник . . . . . | 27.0                 | 0.97             |
| То же . . . . .    | 54.0                 | 1.62             |
| Валуны . . . . .   | 171.0                | 2.27             |
| То же . . . . .    | 323.0                | 3.25             |
| » » . . . . .      | 409.0                | 6.87             |
| » » . . . . .      | 700.0                | 17.69            |

ствие волн сказывается на морском дне на глубинах до 100 м. Деятельность волн вызывает обычное, нормальное распределение осадков: у берега отлагается галечник или песок, дальше от берега — песок и еще дальше и глубже, куда уже волны не проникают, отлагается ил.

Приливы и отливы редко достигают значительной скорости и слабо влияют на распределение осадков. Но в ряде случаев, когда они достигают значительной силы и скорости, их влияние на отложение осадков велико. Так, например, в заливе Фунди, у восточных берегов Северной Америки, дно начисто вымыто приливными волнами и представляет собой голый камень. Здесь не только не отлагается никаких осадков, но и то, что было, интенсивно размывается.

Морские течения нередко являются очень существенным фактором в распределении осадков. Наибольшее значение имеют береговые течения, проявляющиеся на небольших глубинах вдоль берега. Не менее важны течения, образующиеся в проливах, часто достигающие большой скорости и проявляющиеся на больших глубинах. Нередки случаи, когда большие океанические течения подходят близко к берегу. Тогда и они оказывают большое влияние на распределение осадков. Примером может служить Гольфстрим у берегов Флориды, где до глубины 200 м все дно начисто вымыто и вычищено струями течения.

Своебразной группой течений являются глубоководные течения, образующиеся у подводных барьеров и гребней и вдоль перегиба шельфа в континентальный склон. Эти течения на больших глубинах, 400—600 м, обладают такой скоростью, что уносят весь ил, оставляя чистый

Таблица 3

Соотношение величины зерна осадков и скорости движения воды

| Осадок                | Диаметр в мм | Скорость в м/сек |
|-----------------------|--------------|------------------|
| Кирпичная глина .     | —            | 0.077            |
| Алеврит . . . . .     | 0.1          | 0.137            |
| Тонкий речной песок . | —            | 0.213            |
| Песок . . . . .       | 0.5          | 0.253            |
| Морской песок . . .   | —            | 0.337            |
| Песок . . . . .       | 1.5          | 0.378            |
| Грубый песок . . .    | —            | 0.400            |
| Гравий . . . . .      | 2.5          | 0.457            |

песок. Например на гребне Томсона, соединяющем Исландию с Фарерскими островами и Шотландией, течения настолько сильны, что на глубине 600—700 м отлагается грубозернистый песок. Вдоль берегов Норвегии, у перегиба шельфа в континентальный склон, на глубинах от 200 до 600 м, развиты настолько сильные течения, что весь ил, а иногда и песок, уносится и остаются только грубозернистый песок и галечник.

Таблица 4

## Взаимоотношения скорости течений с глубинами моря

| Станция   | Положение                                    | Глубина моря в м | Глубина точки наблюдения в м | Скорость течения в м/сек. |
|-----------|--|------------------|------------------------------|---------------------------|
| I         | $57^{\circ}47'$ с. ш., $11^{\circ}25'$ в. д. | 70               | 60                           | 0.165                     |
|           |  | 80               | 60                           | 0.16                      |
|           |  | 90               | 80                           | 0.36                      |
|           |  | 88.5             | 80                           | 0.35                      |
| II        | $57^{\circ}55'$ с. ш., $10^{\circ}37'$ в. д. | 140              | 60                           | 0.32                      |
|           |  | 137              | 130                          | 0.18                      |
|           |  | 133              | 120                          | 0.17                      |
| III       | $58^{\circ}12'$ с. ш., $10^{\circ}29'$ в. д. | 298              | 280                          | 0.17                      |
|           |  | 252              | 240                          | 0.18                      |
|           |  | 142              | 135                          | 0.20                      |
| IV        | $58^{\circ}13'$ с. ш., $11^{\circ}1'$ в. д.  | 110              | 100                          | 0.32                      |
| VI        | —  | 220              | 110                          | 0.06                      |
| VII       | $58^{\circ}45'$ с. ш., $6^{\circ}50'$ в. д.  | 516              | 450                          | 0.18                      |
| X         | $58^{\circ}36'$ с. ш., $10^{\circ}34'$ в. д. | 175              | 165                          | 0.50                      |
| Смигэхук  | —  | 40               | 35                           | 0.37                      |
| Борнхольм | —  | 75               | 70                           | 0.45                      |

Течения в проливах нередко оказывают такое же действие. По данным Нансена, в Скагерраке и Каттегате течение местами на глубине 165 м достигает скорости в 0.5 м/сек., т. е. уносит все, кроме грубозернистого песка и гальки. Даже на глубине 450 м скорость еще достигает 0.18 м/сек., так что и здесь уносится весь ил и отлагается чистый песок. В Ла-Манше на глубине 20—30 м течения настолько сильны, что уносится весь ил и даже песок и дно покрыто крупной галькой.

По некоторым данным, еще большей силы течения достигают в Индонезийском и других архипелагах. Так, например, в Зондском проливе, между Явой и Суматрой, скорость течения доходит до 0.44 м/сек. Такое

течение обладает большой размывающей силой и определяет вытянутую вдоль течения форму подводных банок и желобов, а иногда даже и коралловых рифов.

Таких примеров много, и все они говорят о том, что течения в проливах служат могучим фактором распределения осадков.

Для более полной характеристики течений в Каттегате и Скагерраке приведем измерения Петерсена (табл. 4), взятые из монографии Нансена (1904).

### Типы распределения осадков

В зависимости от силы прибоя и скорости течений распределение осадков в зонах шельфа и континентального склона резко различно. Можно наметить три типа распределения осадков в следующих трех типах бассейнов:

I. Бассейны со слабым прибоем и без течений.

II. Бассейны с сильным прибоем и слабыми течениями.

III. Бассейны с сильным прибоем и сильными донными течениями.

Характеристика этих бассейнов извлечена из ранее написанной мною статьи «Пески и течения» (1927).

I. Бассейны со слабым прибоем и без течений. Обособленные заливы, замкнутые бухты, лиманы, эстуарии. Галечники отсутствуют. Зона песка, если и имеется, то крайне узкая, у самого берега. Все дно покрыто черным, вязким, сильно вонючим илом, нередко с большим содержанием  $H_2S$  и серного колчедана. Ил нередко покрывает все дно бассейна, вплоть до береговой линии, и тогда отсутствует даже зона песка. Нередко в массе ила встречаются отдельные большие песчинки и обломки, чаще всего заносимые сильными ветрами. Фауна состоит из немногих гастропод и пелеципод, питающихся водорослями и гниющими органическими остатками. Эти формы отличаются от форм, живущих на глубоководном иле, толстой раковиной. Когда содержание сероводорода значительно, то пустые раковины постепенно и сравнительно быстро растворяются, все следы фауны исчезают и образуется совершенно немая синеватая, сероватая или черная глина со стяжениями серного колчедана.

Примерами подобных бассейнов могут служить: область так называемых ваттов по восточному берегу Немецкого моря; восточные берега Дании, где среди многочисленных песчаных островов отлагается один ил; Азовское море, где зона песка очень узка и все дно покрыто илом; Финский и Ботнический заливы и многие другие. В тропиках такие области также нередки. Наиболее известны мангровые заросли, в которых и берега илистые и все дно моря сплошь покрыто вязким вонючим илом. Для мангрового ила очень характерно большое количество растительных остатков, иногда скапливающихся в огромных массах в пониженных частях дна, во впадинах. Другой интересной особенностью мангровых лесов является развитие скоплений устриц, которые здесь живут не на дне моря, а прирастают к корням и стволам деревьев. После смерти животного раковина падает на дно, и толстостенные устрицы попадают в ил, с которым при жизни они совершенно не были связаны.

Береговые илы постепенно переходят в глубоководные, и граница между ними незаметна. Площадь, занятая береговыми илами, нередко бывает весьма значительна; они протягиваются вдоль берега на десятки и сотни километров.

II. Бассейны с сильным прибоем и слабыми течениями. Большие, открытые заливы; невысокие берега откры-

того моря с хорошо развитым шельфом; обширные, замкнутые бассейны. Это — области нормального распределения осадков. В зоне прибоя образуется галечник или грубозернистый песок; дальше идет зона песка, сменяющаяся зоной песчаного ила и затем зоной чистого ила. Здесь мы встречаем правильную зависимость между глубиной и величиной зерна осадков. Столь распространенное мнение о том, что, чем грубее осадки, тем меньше глубина бассейнов, в которых они отлагаются, является вполне справедливым. Но исключительно важно другое обстоятельство, а именно, что подобная зависимость обязательна только для этого типа бассейнов и что у всех других типов она отсутствует. К сожалению, это нередко забывают.

Остановимся на характеристике зон основных типов осадков, распространенных в описываемых бассейнах. Конгломераты всегда тянутся узкой полосой вдоль берега. Ширина их достигает нескольких десятков метров. Пески начинаются или прямо от уровня моря или на некотором расстоянии от него. Первый случай мы имеем на песчаном штранде (пляже), второй — на галечном. Ширина зоны песков также небольшая, невелика и глубина их распространения. По берегам Лионского залива, описанным в классической монографии Тулэ (Thoulet, 1912), граница песков совпадает с глубиной 10—15 м, реже 20 м. За зоной песка следуют зоны песчанистого ила и глинистого песка и дальше — область чистого ила. Зоны илистого песка и песчаного ила также тянутся вдоль берега в виде полос, несколько шире полосы песка. Чистый ил занимает главную часть дна Лионского залива, на континентальном склоне незаметно переходя в глубоководный синий ил.

В бассейнах рассматриваемого типа обычно береговые течения слабы и не влияют на распределение осадков. Но иногда течения достигают значительной скорости, и тогда последовательность зон песка, песчанистого ила и чистого ила нарушается. Среди площадей, занятых чистым илом, вдруг появляются участки неправильных, округленных и вытянутых очертаний, занятые песчаным илом и даже песком. В направлении от берега получается такая последовательность: галечник, песок, песчанистый ил, чистый ил, песчаный ил, песок, песчаный ил, чистый ил. В этих случаях зависимость между глубиной и величиной зерна осадка нарушается, и при увеличении глубины величина зерна осадков не уменьшается, а, наоборот, увеличивается. Такие области являются переходом к бассейнам следующего типа.

В постоянно движущихся галечниках пояса прибоя органические остатки отсутствуют. Даже мертвая ракуша и та перетирается между гальками. Редка ракуша и в зоне песка; она состоит главным образом из зарывающихся пелепипод, гастропод и плоских ежей *Scutella*, *Clypeaster*. Интересны скопления ракушки в береговых валах, на песчаных пляжах, выше уровня моря. Эти скопления в искощаемом состоянии имеют вид типичных известняков-ракушняков и рассматриваются как мелководные отложения. На самом же деле такие ракушняки являются столь же важным и бесспорным доказательством присутствия береговой линии, как конгломераты. Их главные особенности: окатанная, битая ракуша, присутствие в цементе грубозернистого песка, нередкие известковые или железистые корки на раковинах.

В зонах песчаного и чистого илов ракуша встречается спорадически: иногда она совершенно отсутствует, иногда встречается довольно часто на более или менее значительных площадях, причем мертвая ракуша находится вместе с живой. В областях с сильными донными течениями

нередко образуются скопления мертвой ракушки — будущие известняки-ракушняки.

III. Бассейны с сильными донными течениями. В зависимости от скорости течений и влияния их на образующиеся осадки в этих бассейнах можно выделить: а) области, в которых отлагаются только грубозернистые осадки; б) области, где никаких осадков не отлагается; в) области, в которых морское дно размывается.

К областям первого типа относятся шельф и континентальный склон Норвегии, Каттегат и Скагеррак, подробно описанные выше. Вероятно, подобная картина наблюдается и у берегов других континентов, обладающих узким шельфом, омываемым сильными течениями. Примером могут служить западные берега Южной Америки. Весьма сильные течения развиты у Индонезийского архипелага, Северо-Американского полярного архипелага, в ряде проливов и т. п. Во всех этих областях грубозернистые осадки — пески и даже галечники — встречаются на больших глубинах, до 600—800 м. Аналогичное явление наблюдается у крутых, обрывистых берегов. Очень хороший пример приведен в монографии Туля (Thoulet, 1912). Вдоль всего низменного берега Лионского залива песок и галечник не встречаются глубже 20 м; там же, где берег режет Пиренеи, общий уклон морского дна становится более крутым, течения усиливаются и песок с галькой встречается до глубины 30 м, затем до 50 м и, наконец, у мыса Крё (Creus) до глубины свыше 230 м.

Весьма интересные данные о распространении зеленого глауконитового песка с фосфоритовыми конкрециями приведены у Вальтера (Walther, 1893—1894). Величина зерен глауконитового песка около 0.2 мм, иногда достигает 1 мм и больше. У берегов Калифорнии на глубинах от 180 до 550 м был найден темнозеленый и черный глауконитовый песок с зернами почти исключительно около 1 мм величиной. На Игольной банке у юго-восточной оконечности Африки на глубине 180—270 м зерна не только больше 1 мм, но иногда сливаются в стяжения в несколько сантиметров величиной. В Торресовом проливе на глубине 280 м глауконитовый песок отличается светлым и бурым цветом. По окраине Гольфстрима на восточном берегу Северной Америки зона глауконитового песка лежит на глубине 60—100 м. Все эти многочисленные указания с полной несомненностью устанавливают большое распространение областей, в которых на сравнительно больших глубинах, во много десятков и даже сотен метров, встречаются грубозернистые пески и даже галечники.

Области второго типа, в которых никакие осадки не отлагаются, известны мало вследствие трудности их установления. Можно привести в качестве примера Ла-Манш, в котором на глубине нескольких десятков метров дно покрыто крупными валунами. Эти валуны, вероятно, образовались еще в четвертичный период в зоне прибоя или в речной долине. При опускании континента они оказались на значительной глубине и должны были покрыться песком и илом. Отсутствие этого песка и ила объясняется тем, что очень сильное донное течение уносит все осадки, кроме крупных галек. Второй пример — это плато Пурталеса, образующее подводный уступ вдоль восточного берега Флориды на довольно значительной глубине. Это плато сложено известняками. Его поверхность омывается Гольфстримом, уносящим все осадки и продукты разрушения. Поверхность плато представляет собой голую известняковую плиту, шириной в несколько километров и длиной во много десятков километров. На ней нет ничего кроме прирастающих и присасывающихся организмов.

Области третьего типа, в которых течения настолько сильны, что размывают морское дно, известны еще меньше опять-таки вследствие трудности изучения. Детальные измерения, производившиеся вдоль берегов, позволили составить точные профили рельефа морского дна. Сравнение этих профилей за несколько десятков лет установило факт интенсивного размывания морского дна на глубине в несколько десятков метров. На небольших глубинах подводная абразия производится волнами, а на больших главную роль уже играют течения.

### Деятельность течений

Для палеогеографических построений, и в особенности для определения глубины бассейна, большое значение имеет выявление влияния течений на характер разрезов.

1. Течения отсутствуют. Представим себе какой-нибудь участок моря, например неширокий пролив с глубинами 20—60 м. Течения в этом проливе отсутствовали. В эпоху *A* отлагались глины, в эпоху *B* — тоже глины и, наконец, в эпоху *B* — тоже глины. Мощность каждого пласта приблизительно одинакова (рис. 1, *a*).

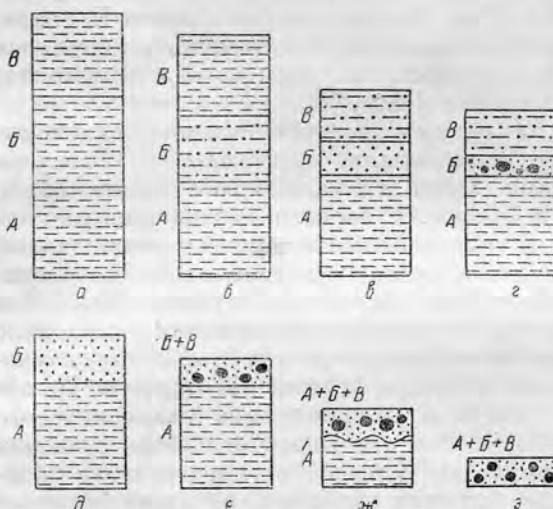


Рис. 1. Типы разрезов в зависимости от деятельности течений.

3. Течения сильные. В том же проливе, на той же глубине в эпоху *B* развиваются сильные течения. В эпоху *A* они отсутствуют, в эпоху *B* — течения слабые (рис. 1, *e*). В эпоху *A* отлагаются глины той же мощности, что и на предыдущих схемах. В эпоху *B* сильные течения уносят все илистые частицы, и отлагается только песок еще меньшей мощности, чем глинистый песок в разрезе, изображенном на рис. 1, *b*. В эпоху *B* вследствие слабых течений отлагается песчанистая глина меньшей мощности.

4. Течения очень сильные. На той же глубине в эпоху *B* развиваются очень сильные течения, уносящие даже мелкозернистый и среднезернистый песок. Остаются на месте только грубозернистый песок и мелкая галька. В эпохи *A* и *B* условия остаются те же, как на рис. 1, *a*. Тогда разрез примет вид, изображенный на рис. 1, *g*.

2. Течения слабые. В том же проливе, на той же глубине в продолжение эпохи *B* развиваются слабые течения; в эпохи *A* и *B* они отсутствуют (рис. 1, *b*). В эпоху *A* отлагаются глины той же мощности. В эпоху *B* в результате деятельности течения некоторое количество илистых частиц уносится, глина становится песчаной, и мощность ее уменьшается. В эпоху *B* течения исчезают, и снова отлагается глина прежней мощности.

Слой *B* значительно сокращается в мощности и приобретает своеобразный литологический состав. Подобные слои называются сокращенными. В их составе нередко большую роль играют глауконитовый песок и фосфоритовая галька.

В тех случаях, когда очень сильные течения проявляются в продолжение нескольких эпох, сокращенный слой образуется все это время. Тогда в нем мы встречаем раковины руководящих форм нескольких эпох в совместном нахождении. Подобный случай изображен на рис. 1, *e*, когда очень сильные течения проявлялись и в эпоху *B*, и в эпоху *B*.

5. Течения настолько сильны, что уносят все осадки. На той же глубине в эпоху *A* течений нет, в эпоху *B* течения уносят все осадки, а в эпоху *B* уносят весь ил (рис. 1, *d*). Получается перерыв в отложении, выпадение целого горизонта *B*. При этом нередко верхняя поверхность пласта становится неровной.

6. Течения настолько сильны, что размывают морское дно. Опять на той же глубине в эпоху *A* течений нет; в эпоху *B* они настолько сильны, что не только уносят все осадки, кроме галек и большой ракушки, но размывают часть горизонта *A*; в эпоху *B* течения также очень сильны. Тогда образуется сокращенный слой, в котором будут находиться формы не только из горизонтов *B* и *B*, но и из верхов горизонта *A* (рис. 1, *ж*). При этом верхняя поверхность горизонта *A* будет носить ясные следы размыва.

Наконец, если размывание идет очень сильно, то может быть перемыт весь горизонт *A*, и тогда весь разрез примет вид одного сокращенного слоя с фауной эпох *A*, *B* и *B* (рис. 1, *з*).

Сокращенные слои, или слои конденсации, как их называет Гейм (Heim, 1924), детально описаны этим автором. Особенно эффективный пример приведен Твенхофелем (1936), по данным Ваннера: на о. Тимор весь карнийский и норийский ярусы представлены слоем мощностью всего в 2 м, но заключающим в себе 462 вида аммонитов.

Остановимся теперь на том значении, которое имеют приведенные выше схемы для выводов о глубине бассейна. Возьмем сначала схему, изображенную на рис. 1, *б*. Внизу залегает глина, затем идет песок, выше опять глина. Какой следует сделать вывод? Можно бы сказать, что сначала была большая глубина, затем глубина стала меньше и, наконец, снова произошло опускание, глубина увеличилась. На самом же деле глубина в продолжение всех эпох оставалась неизменной.

Приведем несколько примеров из моей работы «Пески и течения» (1927). Начнем с сопоставления верхней части разреза подмосковной юры и объяснения ее таким выдающимся знатоком фациальных условий, каким являлся А. Д. Архангельский.

Начало нижневолжского века ознаменовалось перерывом в отложении осадков, причем при последовавшей трансгрессии верхнекимериджские слои были перемыты до основания.

Смена зоны *P. Panderi* зоной *V. virgatus* также сопровождалась, повидимому, колебанием равновесия волновых масс, так как в глауконитовом песке, которым начинается зона *V. virgatus*, вместе с фосфоритами, носящими характер конкреций, встречаются и обломки фосфоритовых желваков, что указывает на размывание подстилающего слоя.

Глауконитовые пески с фосфоритовыми конкрециями двух генераций. В песках фауна зоны *P. Panderi*; в черных окатанных фосфоритовых желваках фауна *Km. S.*

Темнозеленый глауконитовый песок, содержащий две генерации фосфоритов: черные обломки и буровато-коричневые конкреции.

Наблюдающаяся в зоне *V. virgatus* и зоне *Rh. oxyopticha* смена фосфоритоносных песков глинами и последних снова песками свидетельствует о том, что при отложении этих осадков берег первоначально находился в сравнительной близости от Москвы и море было мелководным; за этим последовало расширение площади бассейна и его углубление, а в конце рассматриваемого века бассейн вновь сократился и обмелел.

Рассмотрим схему на рис. 1, ж. Внизу залегает глина. На размытой поверхности ее залегает конгломерат с перемытой и окатанной фауной трех различных горизонтов. Опять-таки естественно сделать вывод о том, что сначала было море, затем произошло поднятие — образование суши, образование конгломерата с перемытой смешанной ракушкой. На самом же деле и в этом случае глубина бассейна оставалась без изменения.

На основании литологических особенностей разреза А. Д. Архангельский устанавливал отступание моря, образование суши, трансгрессию моря, вторую трансгрессию («колебание равновесия водных масс»), обмеление моря, углубление его и новое обмеление. Все это происходит в одну короткую эпоху волжского яруса. Если мы прибавим еще трансгрессию на границе юры и мела, то получим в течение одной волжской эпохи три трансгрессии, причем эти трансгрессии совершенно не сопровождались ни континентальными, ни лагунными отложениями — весь разрез состоит исключительно из морских отложений. Необходимо иметь в виду еще то, что глауконитовые пески с фосфоритами и черные глины с аммонитами являются сравнительно глубоководными отложениями, связанными с глубинами не меньше нескольких десятков метров.

На основании предыдущего становится ясным, что глауконитовые пески с фосфоритовыми гальками не только не указывают на смену моря сушей, но, наоборот, являются наиболее глубоководными осадками разреза. Они указывают на образование больших глубин, одновременное с возникновением очень сильных течений. В эпоху максимального развития течений все осадки уносились, и даже, возможно, размывались ранее отложившиеся слои. Оставались только окатанные, облаженные, обточенные фосфоритовые гальки.

Ходы от сверлящих моллюсков, находимые в фосфоритовых гальках, не могут служить доказательством зоны прибоя. Всверливание у пелеципод развивается как защита от сильных движений воды. Сильные донные течения относятся к таким движениям воды, которые вызывают всверливание моллюсков, как это например наблюдается на плато Пурталеса. Таким образом, сверлящие пелециподы еще раз подтверждают существование сильных донных течений.

Суммируя, можно сказать, что особенности разреза верхней части юры и части нижнего мела Подмосковного района проще и естественнее объясняются не многочисленными трансгрессиями, а появлением сильных морских течений и изменением их силы, направления и положения.

Другой яркий пример возьмем из юрских отложений восточной части б. Пензенской губернии. На р. Мокше близ с. Рыбкина наблюдается следующий разрез:

1. Песчанистый суглинок.
2. Серые и зеленовато-желтые пески с прослойками песчанистых фосфоритов и обычной фауной.

Слой неправильных типичной конкремионной формы фосфоритов, залегающих в глауконитовом песке.

Черная глина, становящаяся все более песчанистой по мере движения вверх и переходящая в глинистый песок.

Темнобурые и темнозеленые глауконитовые пески с огромным количеством *Rh. oxyopticha*.

3. Фосфоритовый конгломерат с окатанными фосфоритовыми ядрами *Kepplerites*, *Cardioceras*, ауцеллами и *Belemnites*.
4. Сероватые пески с *Cosmoceras jason*.

Этот разрез обычно объясняют нижнемеловой трансгрессией, размывшей волжский ярус, кимеридж и оксфорд. Слой 3 служит базальным конгломератом этой трансгрессии. И здесь основным фактом, противоречащим существованию эпохи моря (средний келловей), суши и трансгрессии (валанжин), является отсутствие континентальных и лагунных отложений. Опять более просто объяснить разрез проявлением деятельности сильных течений, существовавших в оксфорде, кимеридже и в волжскую эпоху. Эти течения уносили все осадки, оставляя только фосфоритовые конкреции различного возраста и грубозернистый песок.

В рыбинском разрезе интересно отметить нахождение нижнекелловейского *Kepplerites* в слоях над неразмытым средним келловеем. И этот факт, который не может быть объяснен трансгрессией, легко объясняется размыванием и переносом течениями.

Весьма интересные соотношения наблюдаются на юге Европейской части СССР, на границе между мелом и палеогеном.

«Всюду имеются более или менее резко выраженные следы перерыва осадочного процесса, сказывающиеся... то в некотором угловом несогласии, то в прослойках конгломератов и неровностях поверхности меловых пород, то в крайне резкой петрографической смене осадков, то, наконец, в отсутствии верхних горизонтов меловых отложений. Получается впечатление, что на границе мелового и третичного периодов происходили значительные перемещения водных масс, покрывавших до сих пор поверхность Русской равнины, и превращение весьма значительных участков последней в сушу».

А. Д. Архангельский совершенно правильно отметил существование «значительных перемещений водных масс». В толковании этих перемещений повторяется та же картина, как и в объяснении разреза подмосковной верхней юры. Допускаемые трансгрессии и смены моря и суши также кратковременны, связаны только с морскими отложениями и выражаются глауконито-фосфоритовыми фациями. И здесь проще и естественней представлять «перемещения водных масс» как образование сильных и длительных морских течений.

Вообще глауконитовые пески с фосфоритовыми гальками и конкрециями нередко связывают со сменой моря и суши, считают их доказывающими трансгрессии и т. п. Однако необходимо помнить, что глауконито-фосфоритовые пески являются типичным примером сравнительно глубоководных песков и в зоне прибоя они неизвестны. Поэтому при объяснении условий их образования, прежде всего, приходится рассматривать эту фацию как сравнительно глубоководную. Она развита на глубинах от нескольких десятков метров до нескольких сотен метров. Другая ее особенность — неразрывная связь с сильными морскими течениями.

Весьма существенным доказательством отсутствия смены моря сушей служит то, что верхний мел заканчивается сравнительно глубоководными осадками, а палеоген начинается еще более глубоководными мергелями и глинами. Нет никаких следов не только наземных, но даже и мелководных отложений. Нельзя допустить существование морской трансгрессии, осадки которой сразу начинаются глубоководными отложениями.

Из перечисленных выше примеров видно, что в современных морях конгломераты и грубозернистые пески типа прибрежных встречаются

довольно часто и в самых различных областях, на больших глубинах, вне всякой связи с береговой линией и сменой моря сушей.

Довольно часто встречаются они и в ископаемом состоянии. По внешнему виду эти отложения очень близки к обычным береговым, подвижным конгломератам и пескам, образующимся в зоне прибоя и связанным со сменой моря и суши. По условиям залегания они характеризуются расположением внутри морских отложений, а не на границе морских и наземных отложений.

Такие конгломераты и пески называют внутриинформационными или интраформационными. Вполне применимы к ним названия «неподвижные или глубинные», на практике менее распространенные.

### Рецессии и подводные перерывы

Последняя сводка по подводным перерывам, несогласиям и размывам составлена Твенхофелем (1936). В ней он совершенно справедливо указывает на большое распространение и значение этих явлений и приводит ряд примеров. Еще ранее эти вопросы рассматривались Геймом и мною (Наливкин, 1927).

**Рецессия** — название, предложенное Геймом для процесса возобновления накопления осадков на морском дне после перерыва, вызванного сильными морскими течениями. Рецессия соответствует трансгрессии, но трансгрессия связана с предшествующим поднятием и образованием суши. При рецессии же накопление морских осадков, перерыв и возобновление их накопления происходят на дне, под водой, без всякого образования суши. Если рецессии предшествует размыв дна течениями, то образованию рецессивных осадков предшествует не только перерыв, но и размыв, и тогда эти осадки несогласно лежат на размытой поверхности нижележащих толщ. Получается последовательность, всеми считающаяся характерной для трансгрессий; в геологической практике ее нередко смешивают с настоящей трансгрессивной последовательностью.

Рецессивный разрез отличается от регрессивного или трансгрессивного полным отсутствием наземных или береговых осадков. Весь комплекс сложен только морскими отложениями.

Примеры рецессивных отложений и подводных перерывов приведены выше, на рис. 1. Твенхофел (1936) рассматривал несколько примеров рецессивных отложений из Северной Америки. В одном случае, в ордовике, между свитами Декора и Галена наблюдается перерыв, сопровождающийся горизонтом фосфоритовых конкреций. В другом случае, в кембрии, между свитами Франкония и Тренуело, наряду со слабыми следами эрозии, развит конгломерат из дисковидных глауконитовых образований и плоских галек рыхлого желтого песчаника. Гейм (1924) указывал, что в Южных Альпах нижний мел с резким контактом, но согласно лежит на верхнем мальме, мощностью в 40 м, который с таким же резким контактом и согласно лежит на нижнем даггере, внизу постепенно переходящем в лейас. Весь разрез сложен морскими, сравнительно глубоководными отложениями, и никаких следов континентальных и береговых отложений здесь нет.

В обычной геологической литературе указания на подводные перерывы и рецессии сравнительно редки (правда, с каждым годом они увеличиваются). Это объясняется невниманием к составу разрезов и присыпыванием всяким базальным толщам трансгрессивного происхождения,

тогда как в ряде случаев они рецессивные и не связаны с образованием суши.

Надо иметь в виду, что морские течения сравнительно быстро изменяют свое направление и силу; поэтому обычно перерывы, связанные с их деятельностью, бывают кратковременны и вызывают выпадение небольших свит и пачек. В связи с этим они устанавливаются только после тщательных исследований; чаще же — просто пропускаются. Такие большие перерывы, как приведенные у Гейма, встречаются редко.

Лучший способ установления подводных перерывов заключается в детальном изучении разрезов, сложенных одними морскими отложениями, и выделении резких литологических изменений. Если эти изменения сопровождаются неровной размытой поверхностью подстилающих отложений, то существование подводного перерыва почти несомненно. окончательно оно подтверждается выпадением палеонтологически характеризованных горизонтов небольшой мощности. Резкое изменение литологического состава верхней свиты и будет признаком рецессии.

### ВЛИЯНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

Проблема взаимоотношений осадконакопления и тектонических движений исключительно сложна и важна. Несмотря на весьма обширную литературу, она далеко не может считаться разрешенной. Громадное значение тектонических движений для накопления осадков ясно каждому исследователю. Отрицающие это значение совершают грубую ошибку. Но в грубую ошибку впадают и некоторые геологи, увлекающиеся тектоникой и считающие, что накопление осадков определяется только тектоническими движениями.

Для накопления осадков одинаково необходимы два фактора: первый — тектонические движения; второй — движения воды, приносящие материал для образования осадков. Если в данную область моря не будут поступать продукты разрушения или будут поступать в небольшом количестве, то никакими вертикальными движениями морского дна нельзя увеличить ни скорость накопления осадков, ни их мощность.

Скорость накопления осадков регулируется, главным образом, приносом продуктов разрушения; поднятия и опускания морского дна влияют на нее в небольшой степени.

Мощность осадков зависит в гораздо большей степени от движений морского дна, однако если не будет приноса, опять-таки никаких мощных толщ не получится.

Географическое распределение осадков в основном определяется тектоническими движениями. Они вызывают трансгрессии, создают геосинклинальные области, образуют новые хребты и возвышенности, что вызывает коренные изменения в речных системах. Создавая новые материки, тектонические движения вызывают резкие изменения климата на громадных площадях. Изменяя рельеф морского дна, они вызывают появление новых течений, обособление ряда бассейнов, тем самым обусловливая коренные изменения в распределении морских осадков.

Влияние тектоники в этой области настолько значительно, что его трудно переоценить. Однако и здесь мы совершили бы грубую ошибку, если бы стали объяснять географическое распределение осадков одной тектоникой. Во многих случаях определяющей причиной его служат климатические изменения. Яркий пример — колебания уровня Каспий-

ского моря за последние 20 лет. Вследствие уменьшения количества осадков объем воды, приносимой Волгой, сократился, а это вызвало падение уровня моря более чем на 2 м, что, в свою очередь, обусловило резкое изменение береговой линии. Заливы Комсомолец и Кайдак почти полностью высохли, превратившись в сушу и в горько-соленые озера. Морские отложения сменились континентальными. Сейчас уровень моря снова поднимается, и море вновь наступает на сушу, т. е. происходит трансгрессия, вызываемая климатическими изменениями.

Страшные песчаные бури в Сахаре выносят в Атлантический океан громадные количества песка и пыли, вызывая резкие изменения в распределении осадков, распространяющиеся на сотни километров от берега. В полярных областях мощные ледяные потоки выносят в море большое количество грубообломочного материала, резко изменяющего распределение осадков.

Значительные изменения в распределении осадков вызывает деятельность организмов. Мощные рифовые массивы, подводные банки, мощные скопления ракушек, толщи белого мела созданы организмами. Правда, образование громадных рифовых массивов объясняется не только деятельностью организмов, но и тектоническими движениями.

Существуют и некоторые другие факторы, вызывающие небольшие изменения в распределении осадков, например подводные оползни.

Формы отложения осадков, в основном, также определяются тектоническими движениями, но и здесь многие структуры облекания обусловлены древним рельефом — результатом эрозии. Погребенные рифовые массивы и банки также вызывают изменения в формах отложения осадков, однако с участием тектонических движений.

Слоистость осадков, наоборот, возникает, главным образом, в результате одновременной деятельности различных факторов. Тектонические движения в ее образовании играют второстепенную роль, как это показано ниже.

Суммируя, можно сказать, что в накоплении осадков тектонические движения имеют основное, ведущее значение. Иногда они влияют прямо или косвенно совместно с другими факторами. В других достаточно многочисленных случаях накопление осадков обусловливается климатическими изменениями и иными причинами, не связанными с тектоническими движениями, и происходит независимо от последних.

Заслуживает внимания одно своеобразное, недостаточно оценивающееся исследователями взаимоотношение. Тектонические движения обуславливают осадконакопление; в свою очередь, накопление осадков неоднократно вызывает тектонические движения, преимущественно опускания. Обычно такие опускания носят характер уравнивающих движений, описанных на стр. 29, при которых мощность накапливающихся отложений и размеры опускания почти одинаковы.

Интересны взаимоотношения предгорных прогибов и мощных толщ зоны подножий. Считается, что тектонические движения — прогиб земной поверхности — служат причиной накопления толщ подножия мощностью во много километров. Столь же вероятно, что накопление километровых толщ конгломератов и песчаников вызывало прогиб земной поверхности.

Принос осадков в значительной степени обусловливается тектоническими движениями. Они понижают базис эрозии, поднимают старые низкие хребты и создают новые, тем самым увеличивая принос осадков или вызывая его возникновение.

Однако и здесь нельзя рассматривать тектонические движения как единственную причину приноса осадков. Принос осадков, в основном, производится водой и определяется ее количеством и скоростью течения. Не меньшее значение имеют климатические факторы, литология разрушающихся областей и другие причины.

Поднятие горных хребтов одинаковой высоты в областях с большим количеством осадков и в пустынях вызовет принос осадков в резко различных количествах.

Тектонические движения — это ведущий, основной фактор в накоплении осадков, но отрывать его от других совместно действующих факторов — значит делать большую методическую ошибку.

При изучении накопления осадков тектонические движения необходимо рассматривать в связи с другими причинами, вызывающими накопление осадков, и, в первую очередь, с климатическими изменениями.

Общие вопросы осадконакопления, в том числе и связь с тектоникой, рассматриваются в работах В. В. Белоусова (1952) и в ряде статей и докладов на Совещании по осадочным породам 1952 г., опубликованных в сборнике «К вопросу о положении в науке об осадочных породах» (1951) и в сборнике докладов «Совещание по осадочным породам» (1952). Много дают работы крупнейшего специалиста по осадочным породам Н. М. Страхова (1950). Из зарубежных работ можно назвать сводку Крумбейна и Слосса (Krumbein and Sloss, 1951).

### Уравнивающие и нарушающие тектонические движения

Изучая взаимоотношения осадконакопления и тектонических движений, происходящие в течение длительных промежутков времени, легко установить, что среди них наблюдаются два типа.

В первом типе взаимоотношений тектонические движения уравнивают те нарушения географии области, которые вызываются осадконакоплением. Такие тектонические движения можно назвать уравнивающими.

Во втором типе тектонические движения нарушают географию области, вызывая резкие изменения условий, в которых происходит осадконакопление. Эти тектонические движения можно назвать нарушающими.

Уравнивающие тектонические движения происходят постоянно, повсеместно, в течение длительного времени и во все периоды истории Земли.

Нарушающие движения также происходят постоянно и повсеместно, но обладают значительно меньшей продолжительностью; нередко эти движения бывают скачкообразными. Они наблюдаются во все периоды истории Земли, но особенного развития достигают в определенные эпохи, эпохи складчатости.

Оба типа движений проявляются как на платформах, так и в геосинклиналях и связаны как с глыбовыми, колебательными, так и со складкообразовательными процессами. В геосинклиналях уравнивающие движения преимущественно связаны с глыбовыми подвижками, а нарушающие — со складкообразовательными.

Размеры нарушений, вызываемые колебательными и складкообразовательными движениями, почти одинаковы. Колебательные движения создают океанические впадины с глубинами в 5—6 км (Индийский океан) и громадные горные хребты в 6—7 км высотой, но все же наиболее глу-

бокие впадины и наиболее высокие хребты находятся в складчатых областях.

Уравнивающие и нарушающие движения происходят в одних и тех же областях, сменяя друг друга или накладываясь друг на друга, проявляясь одновременно.

Классическим примером взаимоотношений уравнивающих и нарушающих движений и осадконакопления служат рифовые массивы. Как известно, рост кораллового рифа возможен только на глубинах от 0 до 20—40 м; если бы не было уравнивающих движений, то мощность рифовых известняков не могла бы превышать 40 м, в то же время известны мощности их, достигающие 1000—1200 м, а по геофизическим данным — 3000—3500 м. Образование их возможно только тогда, когда рост рифообразующих организмов уравнивается опусканиями. Зная скорость роста организмов, мы можем определить скорость опускания. Интересна очень большая длительность уравновешивающих опусканий. Бурение в современных рифах показало, что в их основании встречается миоценовая и даже олигоценовая фауна. Длительность образования ископаемых рифов также значительна. На Урале герцинские известняки в основании содержат силурийскую, а вверху — эйфельскую фауну.

Изучение разрезов рифовых массивов показало, что опускания, т. е. уравнивающие движения, обусловившие их образование, сменялись перерывами, т. е. нарушающими движениями. Ярким примером этого служит североуральская бокситоносная толща, замещающая весь нижний девон. Она показывает, что в конце верхнелудуцкой эпохи опускания сменились поднятиями, образовавшими на месте рифа сушу, а затем прибрежную равнину и лагуны. Только после длительного перерыва вновь возникли рифы и начались новые уравнивающие опускания. В начале живетской эпохи их прерывает нарушающее опускание и на месте рифовых массивов начинают отлагаться более глубоководные черные слоистые, нередко глинистые известняки.

Примеры нарушающих движений общеизвестны, к ним относятся все движения, вызывающие регрессии и трансгрессии моря, поэтому на них можно не останавливаться. Уравнивающие движения привлекали к себе гораздо меньше внимания, так как они не вызывают никаких географических изменений; мы приведем еще несколько примеров этих движений.

Угленосные толщи отлагаются на поверхности прибрежных равнин, колебание уровня которых не превышает немногих десятков метров; в болотах это колебание еще меньше. В то же время мощности угленосных толщ нередко превышают сотни, а иногда и тысячи метров. Если бы не было уравнивающих опусканий, то прибрежные равнины быстро превратились бы в возвышенности и тем самым прекратилось бы накопление угленосных толщ. Однако в этих толщах разрез все время сохраняет одни и те же особенности, что доказывает непрерывное проявление уравнивающих опусканий. Эти опускания, по сравнению с опусканиями коралловых рифов, происходят гораздо быстрее и менее продолжительны. Это доказывается возрастом, временем образования угленосных толщ, более коротким, чем для рифовых известняков.

Наглядным примером уравнивающих опусканий служат мощные пласти угля. Для образования пласта мощностью в 60 м, например в Богословском месторождении, необходимо накопление не менее 240 м торфа. Торфообразование же происходит на глубинах не более 6—8 м, что подтверждается мощностью современных пластов торфа. Получить

из 6—8 м 240 м можно только при уравнивающих длительных опусканиях, все время сохраняющих приблизительно одну и ту же глубину болота.

Мощные толщи каменной соли, калийных солей и гипса, например в Верхнекамском бассейне, также могут возникнуть только вследствие длительных уравнивающих опусканий, скорость которых одинакова со скоростью накопления солей. Не будь этих опусканий соленый бассейн давно был бы заполнен солями и их образование прекратилось.

Обычные органогенно-детритовые слоистые известняки образуются на глубинах 10—40 м. Поэтому мощности их свыше 30 м могут возникнуть только при уравнивающих опусканиях; мы же знаем, что мощности 100—200 м и больше для них весьма распространены, хотя бы в палеозое Русской платформы, кембрии Сибирской платформы, верхнем мелу Кавказа.

Примеры уравнивающих опусканий бесконечны.

Самое поразительное явление, сопровождающее уравнивающие опускания, заключается в совпадении их скорости со скоростью осадконакопления. Они происходят так, что физико-географические условия изучаемой области за время их проявления почти не изменяются. Поверхность рифа остается поверхностью рифа, изменения несколько свою глубину. Торфяное болото остается торфяным болотом. Мелкая горькосоленая лагуна почти не меняет своей глубины; сохраняется еще более мелкий пролив, который соединяет лагуну с морем.

Это совпадение настолько выдержано и настолько распространено, что невольно возникает предположение о их причинной взаимосвязи. Не только опускания обусловливают осадконакопление, но само осадконакопление служит причиной вызывающих его опусканий.

### Скорость накопления и мощность осадков

Скорость накопления осадков зависит от трех основных причин:  
а) количества материала, получающегося от разрушения континента,  
б) переноса материала прибоем и течениями, в) тектонических движений.

Обломочный материал, отлагающийся в море, происходит за счет разрушения берегов прибоем, а также приносится реками. Второстепенное значение имеет материал, приносимый ветром (у берегов Сахары) и льдом (в приполярных областях). Еще меньшее значение имеет поступление космического материала.

Основная масса обломочного материала приносится реками. Деятельность прибоя дает значительно меньше материала. Соответственно максимальная скорость накопления осадков наблюдается в дельтах рек и в придельтовой части долин. Особенно велика скорость накопления в устьях больших горных рек, например Терека и Риона. В устьях Волги, Миссисипи, Амазонки скорость накопления меньше, но отлагается обломочного материала значительно больше.

Насколько велика скорость отложения в приуставьесных частях речных долин, показывает пример Донецкого бассейна. В нем мощность лагунных угленосных отложений, образовавшихся за счет приноса песка и ила большой рекой, составляет около 8000 м. За это же время в соседнем Подмосковном бассейне образовалось всего только 300—400 м известняков. Скорость накопления выносов рек оказалась вдвадцать раз большей, чем скорость отложения известняков.

В результате только одной деятельности прибоя скорость накопления и соответственно мощность осадков значительно меньше. В то время как в устьевых областях отлагаются толщи в сотни метров, а иногда

и в несколько километров, в областях деятельности прибоя мощность осадков обычно измеряется десятками метров.

Наконец, в областях проявления течений мощность осадков еще меньше. Мощность волжского яруса нередко измеряется 10—15 м, а мощность известняков титона сотнями метров. Время же отложения их приблизительно одинаково.

Отложения, образующиеся за счет выноса рек, отличаются непостоянством мощности, причем колебания ее весьма значительны. Например артинские песчаники и сланцы образовались за счет разрушения поднимавшегося Урала и выноса продуктов разрушения в нижнепермское море. Мощность их в различных районах Урала колеблется от 100 до 4500 м.

В то же время отложения, не связанные с деятельностью рек, отличаются небольшой мощностью, но значительным постоянством. Например

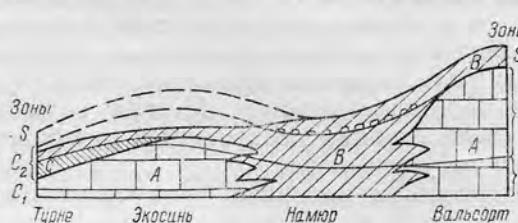


Рис. 2. Разрез нижнего карбона Бельгии.  
A — рифовые известняки; B — доломиты; C — кремнистые известняки.

доманик — черные битуминозные известняки и сланцы верхнего девона — распространен от Новой Земли и до Южного Урала и везде обладает почти одним и тем же составом и одной и той же мощностью 20—40 м.

Отложения, связанные с течениями, отличаются небольшой мощностью и большим непостоянством. Они довольно быстро изменяются по простиранию, нередко совершенно выклиниваясь.

Таким образом, для некоторых отложений скорость накопления и мощность представляют весьма непостоянный элемент. При геологических исследованиях это необходимо учитывать. Нередко на расстоянии нескольких десятков километров мощность одной и той же песчано-глинистой свиты может измениться в несколько раз. Подобные же быстрые изменения в мощности наблюдаются в известняках. Верхи девона Урала, представленные фацией кремнистого слоистого климениевого известняка, достигают мощности в 20—30 м. Эти же горизонты на расстоянии нескольких десятков километров, но представленные массивными доломитизированными известняками с брахиоподами, достигают чуть ли не в десять раз большей мощности — 150—200 м.

Интересный пример изменения мощности в сравнительно однородной толще известняков и доломитов привел Боган (Vaughan, 1915). В Бельгии, в районе, расположенном между городами Турне, Намюр и Вольсорт, в толще известняков средней части нижнего карбона (зоны — C<sub>1</sub>, C<sub>2</sub>, S) наблюдаются резкие изменения в мощности. Эти изменения вызываются появлением мощных массивных рифовых известняков у Экосиня и Вольсорта. В промежуточных участках рифовые известняки отсутствуют и развиты одни доломиты значительно меньшей мощности (рис. 2).

Весьма резкие изменения в мощности приходится нередко наблюдать при переходе от известняков к песчано-глинистым фациям, причем иногда бывают более мощными известняки, а иногда песчаники и сланцы (рис. 3).

Еще более резкие изменения в мощности и скорости накопления вносит вулканическая деятельность. Вулканические туфы и эфузивные

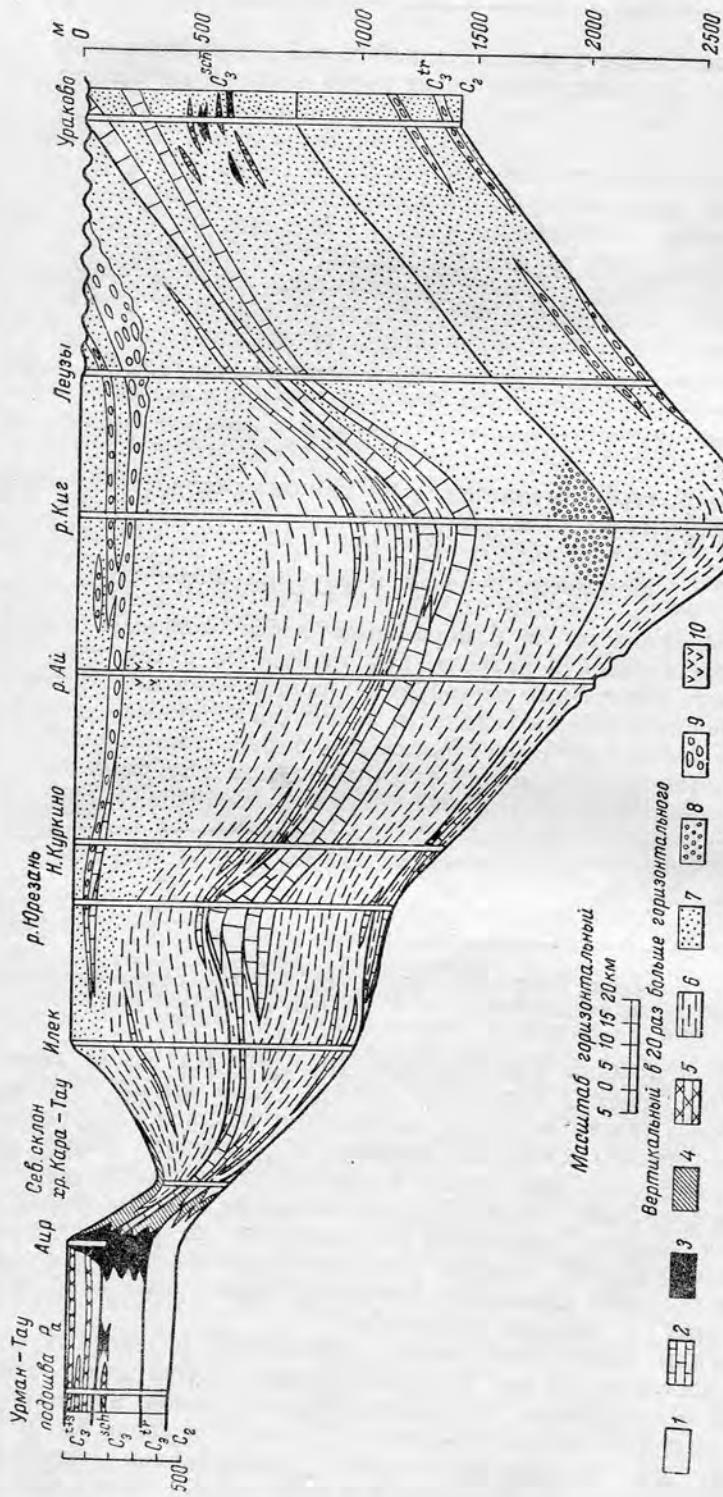


Рис. 3. Разрез верхнего карбона Предуральского прогиба. В. Д. Наливкин, 1949. Резкое уменьшение мощностей при переходе от песчаников и конгломератов на востоке к глинистым сланцам и известнякам на западе.  
1 — известники органогенные; 2 — известники афантитовые; 3 — известники гипсоватые; 4 — мергели; 5 — рифовые массивы; 6 — песчаники; 7 — сланцы; 8 — гравийно-песчаники; 9 — конгломераты; 10 — гипс.

породы увеличивают мощность одной и той же свиты нередко на много сотен метров. Это увеличение носит резко местный характер и по простиранию

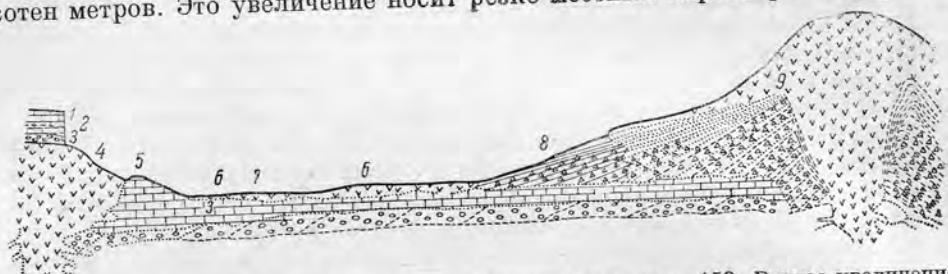


Рис. 4. Разрез современного вулкана, изображенного на рис. 158. Резкое увеличение мощности при переходе от известняков 5 к эфузивам 8 и 9.  
1 — известняк; 2 — глина; 3 — конгломерат; 4 — лава; 5 — рифовый известняк; 6—7 — продукты разрушения лав; 8 — лавы и брекчии; 9 — лавы.

простиранию очень быстро изменяется, а у границы распространения вулканогенных пород и вовсе исчезает (рис. 4).

### Мощность осадков и глубина бассейна

Во время полевых и камеральных работ мощность какой-нибудь свиты, обнажающейся в разрезе, подсчитывается путем измерения мощности каждого пласта или частей их перпендикулярно плоскости напластования (рис. 5). Общая мощность свиты равна сумме отдельных измерений:  $M = ab + cd + ef$ . Теоретически для определенного района это правильно. Но обычно эту мощность считают или глубиной бассейна или



Рис. 5. Схема измерения мощности свиты наклонно лежащих пластов.



Рис. 6. Схема соотношения между глубиной бассейна и мощностью осадков.

величиной опускания дна бассейна (рис. 5). На самом деле, как это показал Чемберлен (Chamberlin, 1914), такой вывод глубоко ошибочен. Возьмем обычную схему накопления осадков, изображенную на рис. 6. Подсчитаем мощность осадков. Как указано выше, она будет равна:  $ab + cd + ef = 11 \text{ мм} + 11 \text{ мм} + 10 \text{ мм} = 32 \text{ мм}$ . Истинная же глубина SS бассейна всего 15 мм. Таким образом, мы видим, что в обычных условиях накопления осадков суммарная мощность весьма мало связана с действительной глубиной бассейна или величиной опускания его дна. Для получения большой суммарной мощности необходима не большая глубина бассейна, а большая ширина его.

Рассмотрим конкретный пример. Мощность угленосных отложений Донбасса достигает 10 км. Эта толща представлена мелководными или наземными отложениями. Каким же образом может накопиться 10 км наземных или прибрежных отложений? Ответ, казалось бы, может быть только один: дно бассейна параллельно с накоплением осадков медленно опускалось, давая место все новым и новым слоям. Это опускание должно достигнуть 10 км. Принимая же во внимание схему Чемберлена, необходимо

димость в таких гигантских прогибах отпадает, и величина опускания снижается до 1—2 км.

Другой пример, иллюстрирующий значение гипотезы Чемберлена, можно взять из наземных отложений. В Средней Азии, вдоль южной окраины Ферганской долины, у северного подножия Алайского и Туркестанского хребтов, тянется сплошной пояс неогеновых и четвертичных конгломератов. Эти конгломераты залегают наклонно с падением от 5° до 15° от гор в сторону долины. Измерение мощности конгломератов дало громадные цифры, нередко около 1 км. В связи с этим возникла гипотеза об опускании дна Ферганской долины. На самом же деле накопление громадной толщи конгломератов можно объяснить и без значительных опусканий, а именно, отложением осадков дельтового типа на наклонных плоскостях с одновременным поднятием окружающих хребтов.

Третий пример основан на результатах изучения разрезов красноцветов уфимского яруса западного склона Урала, в районе Ишимбая. Эти данные приведены Л. В. Пустоваловым (1937) и С. Г. Саркисяном (1949). В разрезе Терменьелгинской моноклинали, у Стерлитамака, мощность, подсчитанная по обнажениям, составляет около 2000 м; действительная мощность по буровой скважине — всего 317 м. В Скворчихинской моноклинали, в Ишимбаевском районе, замеренная мощность 1100 м; по данным электроразведки, мощность значительно меньше 1000 м. В Юдашевской моноклинали, там же, замеренная мощность 600 м; по данным электроразведки — не выше 400 м. В Михайловской моноклинали, там же, замеренная мощность 1370 м; по данным электроразведки — 800 м. Наконец, в Нукусской моноклинали, к востоку от Ишимбая, замеренная мощность достигла необыкновенной цифры — 6000 м; по данным электроразведки мощность всего 1500—1700 м.

### Трансгрессии

Трансгрессия, или наступление моря на континент, представляет одно из обычнейших геологических явлений. Тем не менее и в отношении этого явления существует ряд неправильных или ошибочных мнений. Так, некоторые исследователи считают, что трансгрессии вызываются поднятием уровня океана. Уровень океана и морей, с ним соединяющихся, — это одно из наиболее постоянных явлений на поверхности Земли. Конечно, изменяется и он, но эти изменения чрезвычайно малы. Даже такое поразительное явление, как четвертичное оледенение с его невероятно большими массами льда, скопившегося на поверхности суши, могло понизить уровень мирового океана всего на несколько десятков метров. Другое поразительное событие — образование Эгейского и Черного морей — понизило уровень океанов всего на несколько метров. Всего на несколько десятков метров понизило уровень океанов образование Индийского океана, произшедшее в третичном периоде.

Очень важно отметить, что все эти события только понижали уровень океана. Повышение уровня, т. е. образование трансгрессии, происходит еще более редко и в меньших размерах.

Это делает ясным, что все трансгрессии, нередко достигающие громадных размеров, вызываются не поднятием уровня океана, а опусканием континентов. Опусканье и поднятие континентов происходят часто; нередко измеряются сотнями метров, а в отдельных случаях, для отдельных массивов и эпох даже тысячами метров. Образование подводных долин, описанных ниже, потребовало опускания Североамериканского континента.

нента на 2000—3000 м. Образование Тянь-Шаня в четвертичную эпоху представляет поднятие громадной части континента на высоту не менее 5000—6000 м.

Таким образом, основная причина морских трансгрессий заключается в движении материков.

Это положение, однако, справедливо только для океанов и соединенных с ними морей. Для замкнутых морей типа Каспия и больших озер основной причиной колебаний уровня воды служит уменьшение и увеличение стока воды в реках, впадающих в эти бассейны. Прекращение стока приводит к полному высыханию бассейна; увеличение стока вызывает повышение уровня воды и наступление ее на сушу, т. е. типичную трансгрессию.

Примером такой пресноводной трансгрессии служит озеро весьма больших размеров, образовавшееся в Среднем Поволжье в начале татарской эпохи, значение которого подчеркнуто в работах А. Н. Мазаровича и многих геологов-нефтяников.

Другим примером пресноводной трансгрессии является образование Аральского моря, произшедшее совсем недавно.

Примером еще более молодой регрессии служит падение уровня Каспия, достигшее 2 м за последние 10—15 лет. Это падение было вызвано значительным уменьшением стока воды в Волге. Оно, в свою очередь, вызвало весьма большие географические изменения. О. Челекен стал полуостровом, несколько островов в Красноводском заливе слились с сушей. Залив Кайдак исчез и превратился в обширный солончак. Резко изменились очертания северного побережья Каспия и довольно значительно (в деталях) — западного. Руины сооружения на дне Бакинской бухты снова оказались на суше, указывая на периодичность подобных колебаний береговой линии Каспия. С другой стороны, террасы несомненно показывают, что не так давно уровень Каспия был значительно выше. Ранее подобные колебания объяснялись тектоническими причинами; в настоящее время точные гидрометрические подсчеты показали, что эти колебания, в основном, зависят от количества воды, приносимой Волгой.

Таким образом, трансгрессии и регрессии замкнутых морей и озер обусловлены, главным образом, водным балансом бассейнов стока. В этом отношении они настолько резко отличаются от трансгрессий и регрессий океанов и открытых морей, что, возможно, было бы правильным применение для них другого названия.

Второй важный вопрос — это распространение трансгрессий. Схематически его можно изобразить так, как это показано на рис. 7, взятом из Грэбо (Grabau, 1913). В этой схеме заключены три грубые ошибки:

1. Море наступает на сушу, совершенно ее не изменяя, в то время как при наступании моря на сушу всегда образуется шельф с углами падения в десятки минут; на схеме его образование не показано.

2. Наклон суши показан равномерно выдерживающимся и равным  $20^\circ$ . Большие трансгрессии проникают вглубь континентов на многие сотни и даже тысячи километров. На таких громадных протяжениях угол в  $20^\circ$ , показанный на схеме, не может сохраниться. На самом деле углы наклона поверхности материков не превышают  $1—2^\circ$  и чаще измеряются десятками минут.

3. Трансгрессия рассматривается как непрерывный и в то же время весьма длительный процесс.

Слоистость осадков трансгрессии указывает на прерывистость, скачкообразность их накопления. После отложения каждого слоя наступает перерыв в осадконакоплении. В течение этого перерыва верхняя часть слоя уплотняется, образуя поверхность напластования. Таким образом, происходит чередование периодов накопления осадков и перерывов в осадконакоплении. Так как образование слоев связано с продвижением трансгрессии, то, значит, это продвижение тоже происходит скачками. Это подтверждается и распространением отложений различного возраста, но сходного литологического состава. Они всегда удалены друг от друга на десятки и сотни километров.

Мы должны представлять себе трансгрессию связанной со скачкообразными, резкими и быстрыми опусканиями суши. Во время этих опусканий береговая линия продвигается вглубь континента на большие расстояния в виде ингрессии. Во время эпохи стационарного состояния море образует абразионный шельф сравнительно небольших размеров.

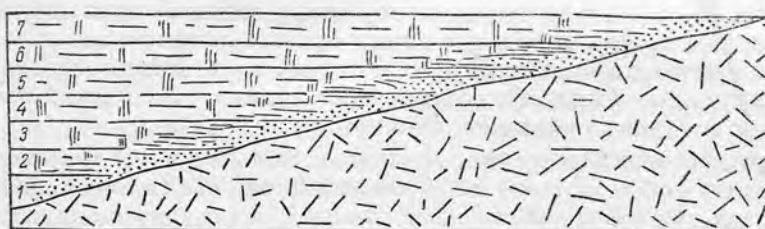


Рис. 7. Схема морской трансгрессии. По Грэбо (Grabau, 1913). Цифры 1—7—различные стадии трансгрессии.

Если же море ингрессирует почти на плоскую поверхность континента, то образуется ингрессионный шельф, иногда громадных размеров, например наш полярный шельф шириной в сотни километров.

Скачкообразность распространения трансгрессий обусловливает прерывистость в осадконакоплении и резкое географическое обособление однотипных осадков различного возраста. Соответственно так называемое «тектоническое слообразование», хорошо видное на том же рис. 7, в действительности не происходит. Надо сказать, что те слои, которые мы видим в обнажениях и которые в разных местах обладают различным литологическим составом, не имеют ничего общего с «тектоническим слообразованием», при котором гипотетический слой обладает неизменяемым литологическим составом. Подобные тектонические слои в природе отсутствуют.

Это положение становится особенно ясным, если прослеживать базальные толщи любой большой трансгрессии. Так, например девонская трансгрессия в Тянь-Шане на юго-западе начинается в живетскую эпоху, продвигаясь с юга на север. В Паркенте, Могол-Тау и Касан-Сае базальная красноцветная толща в верхних горизонтах содержит прослои с морской живетской фауной. Далее к северу, в центральных частях Чаткальских гор, базальные красноцветы, внизу, как всегда, немые, вверху содержат прослои с франской фауной. Еще далее к северу, на юго-западном склоне Кара-Тау, в верхах красноцветов находится уже фаменская фауна и, наконец, на северо-восточном склоне — турнейская. Области развития красноцветов различного возраста удалены друг от

друга на десятки и сотни километров. Такое же обособление базальных толщ различного возраста наблюдается и при продвижении юрской трансгрессии на Русскую платформу с юга на север.

Резкое различие возраста базальных толщ больших трансгрессий очевидно. К сожалению, в геологической практике это недостаточно учитывается, и нередки попытки втискивать базальные толщи различного возраста в одни и те же возрастные рамки, особенно при составлении геологических карт. При этом возрастные рамки даются очень широкие, например для рассмотренных выше красноцветов девона Тянь-Шаня предлагалось  $S-D_3^1$ , поскольку они залегают под морским франским ярусом и над ордовиком.

Такая практика глубоко ошибочна потому, что базальные толщи, с которых начинается серия осадков трансгрессии, образуются очень быстро в условиях интенсивного накопления в прибрежной наземной области и почти не отличаются по возрасту от вышележащих морских отложений. Если последние относят к самому нижнему горизонту какого-нибудь яруса, то лежащие ниже немые базальные толщи можно относить к верхам предшествовавшего яруса. Если же их относят к средним горизонтам яруса, то базальную толщу, независимо от ее мощности, надо относить к нижним горизонтам того же яруса.

Нередко базальная толща, красноцветная или не красноцветная, представляет собой хорошо выраженный ритм осадконакопления. Этот ритм связан с одной и той же трансгрессией, и поэтому он одновозрастен с ней и должен называться так же, как и трансгрессия.

Л. Б. Рухин (1946, 1948) базальный ритм девонской трансгрессии в Прибалтике и Ленинградской области назвал тарковичским циклом. Одновременно он доказал, что этот ритм в разных областях различного возраста. В восточной Латвии он относится к лужским и оредежским слоям среднего девона, в Лужском районе — к оредежским и подснетогорским слоям и, наконец, на Сяси — к снетогорским и псковским слоям верхнего девона. При этом Л. Б. Рухин рассматривает образование и смещение цикла по площади как непрерывное явление, тождественное с «тектоническим слоеобразованием». Вряд ли это правильно. Скорее всего и здесь продвижение трансгрессии происходило скачками, и то, что Л. Б. Рухин называет тарковичским циклом, представляет несколько ритмов, обособленных друг от друга и различного возраста.

Рассмотрим, в чем состоят различия между трансгрессией и ингрессией. Изучение некоторых базальных толщ, например красных бокситов Петровавловского бассейна на Северном Урале, показало, что их образование происходило без всякого разрушения подстилающих пород. Бассейны, в которых происходило накопление этих толщ, можно назвать ингрессивными и тем самым признать существование ингрессий, т. е. заполнение морем уже существующих в рельфе впадин почти без всякого его разрушения.

С другой стороны, изучение распространения ингрессивных толщ показало, что они имеют ограниченное, местное распространение. Поэтому ингрессии можно рассматривать как местные явления, сопровождающие трансгрессии и являющиеся их составной частью.

Тем не менее ингрессивные толщи должны выделяться, так как они указывают на существование специфических условий, весьма благоприятных для накопления различных полезных ископаемых. Важнейшим из этих условий является отсутствие приноса терригенного материала

или крайне ограниченный принос глинистого материала, что и обуславливает концентрацию полезных ископаемых без «разбавления» и «порчи» их песчано-глинистыми осадками.

## ОСАДОЧНАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ

В образовании осадков ведущее значение имеют процессы осадочной дифференциации. Они разнообразны, и многие из них давно известны, но взаимосвязь их, широкое распространение и важная роль в осадкообразовании впервые полно показаны в работах Л. В. Пустовалова, сначала в работе «Основные законы образования минеральных осадков» (1937) и затем, более всесторонне, в курсе «Петрография осадочных пород» (1940).

Закон осадочной дифференциации Л. В. Пустовалов формулирует следующим образом: «Каждая осадочная порода представляет собою продукт дифференциации вещества изначальных пород». При разрушении любых пород продукты разрушения, прежде чем образовать новый осадок, испытывают разобщение составных частей (дифференциацию); сначала отлагаются одни части, затем другие, третьи и так далее, до полного исчерпания. «В зависимости от характера сил, приводящих к разделению вещества, можно различать механическую и химическую осадочные дифференциации».

Механическая осадочная дифференциация вызывается механическими процессами и, в основном, зависит от величины зерен и обломков, слагающих продукты разрушения, их формы, удельного веса, а также от характера и скорости переносящей их среды. Размеры обломков и зерен колеблются в очень широких пределах: от блоков в десятки километров в поперечнике до частиц в тысячные доли миллиметра.

Наиболее крупные блоки — отторженцы — переносятся льдом, особенно при континентальном, покровном оледенении. Глыбы и массивы меньших размеров, но все же громадные, передвигаются при обвалах, оползнях и грязевых потоках. Еще меньшие, но все еще очень больших размеров, глыбы передвигаются морской водой в зоне прибоя. Крупные глыбы и валуны переносятся горными бурными реками. Медленные материковые реки переносят обломки небольших размеров. Еще меньше они в озерных бассейнах и наименьшие размеры имеют при деятельности ветра.

Механическая дифференциация вызывает чрезвычайно распространенную особенность осадков в водных бассейнах: ближе к берегу, к зоне прибоя, они более крупнозернистые, иногда галечные, далее от берега они переходят в тонкозернистые пески и алевриты и, наконец, сменяются илами.

Причиной возникновения механической дифференциации осадков очень часто служат тектонические движения и, в меньшей степени, климатические изменения. Механическая дифференциация — одно из наиболее распространенных и легко устанавливаемых явлений седиментации. Значение ее исключительно велико.

Химическая дифференциация осадков вызывается химическими процессами. Она представляет значительно более сложное явление, но не столь бросающееся в глаза, а потому еще до сих пор недостаточно осознанное геологами и петрографами, хотя значение ее столь же, если не более, велико, как и механической дифференциации. «Пред-

положим, — говорит Л. В. Пустовалов (1940), — что из области интенсивного разрушения магматических пород одновременно вступают в миграцию в виде молекулярных и коллоидных растворов самые разнообразные вещества и двигаются в одном направлении... При этих условиях различные элементы и их соединения будут вести себя весьма разнообразно. Одни из них могут выйти из миграции весьма быстро, другие, напротив, будут удерживаться в растворе чрезвычайно долго». Это и вызывает химическую дифференциацию осадков.

Наиболее легко и быстро осаждаются окислы железа, а вместе с ними и окислы марганца. Далее следует кремнезем; часть его нередко оседает вместе с окислами железа, образуя своеобразные полосчатые джаспилиевые железные руды, в которых тонкие прослои железных руд ритмично чередуются с тонкими прослойками кремнистых пород (джаспер). Другая часть кремнезема выносится в море, достаточно далеко от берега.

Вместе с окислами железа и кремнеземом часто оседают глинозем и окись титана. Образуется группа осадков, имеющих большое промышленное значение; они носят название феррисиаллитов. К ним относятся бокситы, оgneупорные глины, бобовые железные руды, бокситовые породы.

Вслед за окислами выпадают карбонаты кальция, магния и железа (известняки, доломиты и сидериты). Среди них первое место занимают известняки — карбонат кальция. Они осаждаются в реках, подземных источниках, озерах, лагунах и море, в таких условиях, при которых доломит и сидерит еще остаются в растворе. Поэтому нередки толщи осадков, образовавшиеся в различных условиях, состоящие из одних химических известняков. Карбонат магния — доломит — осаждается уже в более ограниченных условиях. Помимо повышенной концентрации, существенным фактором в осаждении служат температурные колебания при значительном нагревании, например в Балхаше и на Багамской банке. Вместе с доломитом оседают последние остатки карбоната кальция, образуя с ними различные смеси или переслаиваясь. Совместно с доломитом происходит также осаждение карбоната железа — сидерита.

Третья группа соединений, осаждающихся в последнюю очередь, включает в себя сернокислые и галоидные соли. Среди них первыми осаждаются гипс и ангидрит, затем хлористый натрий и калийные соли и, наконец, последними выделяются магнезиальные соли. Осаждение всех этих соединений требует наличия горько-соленых бассейнов.

Изучение осадочной дифференциации важно потому, что оно позволяет устанавливать весьма существенные закономерности там, где они ранее даже не предполагались.

Концентрация водородных ионов — pH представляет одно из основных явлений в области гидрохимии. Оно заключается в том, что взаимоотношение ионов  $H^+$  и  $OH^-$  в природных водах различно. Это взаимоотношение и называется pH, т. е. концентрацией водородных ионов; оно выражается в условных единицах и колеблется в пределах от 1 до 13. При  $pH=1-3$  реакция водной среды наиболее кислая; при  $pH=7$  она нейтральная, а при  $pH=11-13$  — наиболее щелочная.

Различные значения pH определяют осаждение гидроокисей металлов из растворов. Если  $pH = 2$ , оседают окиси железа;  $pH=4$  — окиси алюминия;  $pH=5.2-5.3$  — окиси цинка, хрома и меди;  $pH=5.5$  — окиси железа;  $pH=6.0-6.8$  — окиси свинца, никеля, кобальта;  $pH=8.7$  — окиси марганца;  $pH=10.5$  — окиси магния.

Кроме того, pH определяет осаждение и многих других соединений, и вообще он играет ведущую роль во многих химических процессах в природе.

Интересны изменения pH в зависимости от географических условий. Наиболее высокая кислотность наблюдается в торфяных водах, в торфяниках и торфяных болотах; здесь pH=4—4.5. Дождевая вода и вода в обычных реках обладает нейтральной реакцией, pH=6—7; известковые источники и реки с жесткой, известковой водой обладают щелочной реакцией, pH=8.0—8.4. Морская вода в открытом море имеет такое же значение pH=8.1—8.4. В обособленных участках моря с повышенной соленостью pH=8.6, а в горько-соленых водоемах pH=10 и более.

Из этих цифр видно, что первичные воды при выпадении из атмосферы, а также воды рек и проточных озер обладают нейтральной реакцией и pH=6—7. При движении к морю они обогащаются различными солями, что делает их щелочными, и pH становится —8.0—8.5. Такие же размеры он имеет и в воде открытых морей. В бассейнах с повышенной соленостью и pH достигает наибольших размеров — до 10 и более. Более редко, в особых водоемах, обогащенных органическими кислотами, в некоторых озерах, болотах и торфяниках вода становится кислой, и pH=4.0—4.5.

Разные значения pH в разнообразных водоемах земного шара обусловливают осаждение различных соединений, а тем самым образование разных пород и полезных ископаемых.

Потенциал окисления, иначе говоря, степень окисления, степень валентности, так же как и pH, имеет громадное значение в химической дифференциации осадков. Например, трехвалентное железо ( $Fe_2O_3$ ) оседает при pH=3, а двухвалентное железо ( $FeO_2$ ) — только при pH=7.

Марганец, так же как и железо, выделяется из растворов в местах высокого окислительного потенциала. Аналогично реагирует и хром. Совсем иначе ведут себя ванадий, алюминий, никель и серебро: они осаждаются в областях с низким окислительным потенциалом, преимущественно в застойных бассейнах с восстановительной средой. В таких бассейнах одновременно происходит накопление органического вещества в виде углей и битумов. Поэтому зола многих углей обладает повышенным содержанием ванадия и серебра. Многие битуминозные породы, например доманик и горючие сланцы, нередко содержат повышенные количества ванадия и других металлов. В углистых глинах одного месторождения на восточном склоне Урала содержание никеля достигло промышленных размеров. Общеизвестна связь бокситовых залежей с лигнитовыми глинами нижнего мела на восточном склоне Урала. Многие оgneупорные глины, обогащенные глиноземом, залегают среди угленосных толщ.

Вследствие действия окислительного потенциала становится возможной дифференциация железа и меди. Железо отлагается вблизи области разрушения, там, где окислительные процессы сильно развиты и происходит образование железных шляп. Медь же сносится растворами далеко вниз на предгорные равнины, где и осаждается в бассейнах с восстановительной средой, образуя пласти медистых песчаников.

Химическая осадочная дифференциация вызывается не только различием в значениях концентрации водородных ионов (pH) и окислительного потенциала, но также многими другими химическими и физико-химическими процессами.

В заключение можно повторить слова Л. В. Пустовалова (1940): «Учение об осадочной дифференциации побуждает нас коренным обра-

зом пересмотреть наши теоретические представления о размещении и составе осадочных пород и отбросить пессимистический взгляд на якобы вообще отсутствующие закономерности в этой области».

Изучение этих закономерностей — одна из наших будущих важнейших задач.

### ГЕОСИНКЛИНАЛИ

Массовое накопление осадков происходит и в морях, и на суше. Главные области массового накопления осадков в морях носят название геосинклиналей; аналогичные области континентов нередко называются континентальными геосинклиналями.

Остановимся на том, что представляет собой геосинклиналь.

Ранее общепринятой схемой строения геосинклинали была схема, предложенная Огом (1914) в его учебнике геологии (рис. 8). Эта схема в корне ошибочна и не имеет ничего общего с действительностью. На самом деле какие же области Ог считает геосинклиналями? Прежде всего, Атлантический океан. «Весь Атлантический океан можно считать за громадную геосинклиналь в период ее раздвоения, причем осевая возвышенность этого океана является геоантеклиналью». Распространяя данную выше схему распределения осадков на Атлантический океан, мы должны допустить, что максимальное накопление осадков происходит в центре океана, где развиты глубоководные осадки громадной мощности; у берегов океана располагаются прибрежные батиальные и литоральные осадки значительно меньшей мощности. Все это изображается Огом на рис. 36 (русский перевод 1914 г.). Это построение является надуманным, не имеющим ничего общего с действительностью.



Рис. 8. Схема строения геосинклинали.  
По Огу.

распространяя данную выше схему распределения осадков на Атлантический океан, мы должны допустить, что максимальное накопление осадков происходит в центре океана, где развиты глубоководные осадки громадной мощности; у берегов океана располагаются прибрежные батиальные и литоральные осадки значительно меньшей мощности. Все это изображается Огом на рис. 36 (русский перевод 1914 г.). Это построение является надуманным, не имеющим ничего общего с действительностью.

Попробуем изобразить Атлантический океан графически (рис. 9). Средняя ширина его 3000 км, средняя глубина 5 км. Отношение глубины к ширине будет равно 1 : 600. Если мы изобразим глубину равной 1 см, то тогда ширина будет 6 м. Ввиду невозможности воспроизведения такого разреза возьмем глубину равной 1 мм, но и тогда ширина будет 600 мм, т. е. 60 см.

Из этого разреза следует вывод о том, что Атлантический океан не имеет ничего общего с синклиналью и говорить о каком-либо прогибе его центральной части не приходится. Таким образом, Атлантический океан — не синклиналь.

Остановимся на накоплении осадков. Из раздела о скорости накопления осадков мы знаем, что скорость накопления красной глубоководной глины и глобигеринового ила ничтожна и что наибольшими скоростью накопления и мощностью обладают осадки шельфа и части континентального склона. Ширина этой области около 300 км. Отложим ее на разрезе (рис. 8). Тогда для нас станет очевидной неправильность и второго допущения Ога. Никакого накопления осадков в середине Атлантического океана практически не происходит.

Но можно возразить, что Атлантический океан является не совсем удачным примером геосинклинали. Хорошо, приведем другие!

Мозамбикский пролив — мозамбикская геосинклиналь. Но здесь в середине пролива, в центре геосинклинали, лежит красная глубоководная глина. Следовательно, в середине геосинклинали никакого накопления осадков практически тоже не происходит, и они накапливаются только у берегов суши.

Впадина у Антильских островов. В ней лежит только красная глубоководная глина, и, следовательно, в центре геосинклинали тоже не происходит никакого заметного накопления осадков.

Зондская впадина (у берегов Японии и у Марианских островов). И здесь на самых больших глубинах лежит только красная глубоководная глина, т. е. опять почти никакого накопления осадков не происходит.

Суммируя, можно сказать, что накопление осадков в центре океанических бассейнов и впадин крайне незначительно. Наоборот, максимальное их накопление происходит в прибрежных областях. Из этого следует, что раз максимальное накопление осадков происходит в прибрежных областях, то и максимальное количество осадков должно носить прибреж-

| <i>Запад</i>                      |  |
|-----------------------------------|--|
| <i>область накопления осадков</i> | <i>A</i>                               |
| <i>A</i>                          | <i>область глубоководных отложений</i> |
| <i>B</i>                          | <i>небольшой мощности</i>              |
| <i>C</i>                          | <i>область накопления осадков</i>      |

Рис. 9. Схематический разрез Атлантического океана. Вертикальный масштаб в 10 раз больше горизонтального.

ный характер. Анализ осадков геосинклиналей прошлого всецело подтверждает этот вывод. В осадках геосинклиналей, даже из центральных зон, резко преобладают прибрежные осадки, батиальные осадки редки, а абиссальные — почти совсем неизвестны. Наоборот, значительным развитием пользуются лагунные и иногда континентальные отложения.

Таким образом, можно сделать следующее определение геосинклинали: геосинклиналь — это область интенсивного накопления осадков, впоследствии превращающаяся в область складчатых гор.

Из этого определения следует, что история каждой геосинклинали охватывает три стадии развития: 1) накопление осадков, 2) образование складчатых гор и 3) денудация складчатых гор.

В настоящее время существуют геосинклинали, находящиеся во всех трех стадиях развития. К геосинклиналям первой стадии развития относятся прибрежные области морей и архипелаги островов. К второй — складчатые горы, образование складок которых еще не закончилось, например Кавказ, Гималаи, Альпы, Апеннины. К третьей — относятся складчатые горы, в которых образование складок уже закончено, например Урал, Алтай, Кузбасс, Донбасс, Восточное Забайкалье.

Форма геосинклиналей весьма различна. Среди геосинклиналей первой стадии, т. е. среди областей накопления осадков, резко преобладают моноклинальные формы: области накопления осадков расположены на плоскостях, наклоненных в одну сторону или почти горизонтальных. К таким областям относятся, прежде всего, шельф и континентальный склон материков, лишенных больших островов. Лучшим примером областей этого типа может служить тихоокеанское

побережье Северной и Южной Америки, атлантические берега Испании, атлантическое побережье Африки.

Менее распространены синклинальные формы — области накопления осадков в корытообразных бассейнах. К ним относятся, прежде всего, узкие внутренние моря и проливы больших архипелагов, например Индонезийского или Северо-Американского. Затем к ним относятся большие узкие заливы типа Персидского или Калифорнийского.

Важно отметить, что и в синклинальных формах главное количество осадков отлагается не в центре синклиналии, а по ее окраинам.

В общем надо подчеркнуть, что большинство областей накопления осадков, которые мы называем геосинклиналями, на самом деле представляют моноклинали и их следовало бы называть точнее — «геомоноклинали».

Эта особенность хорошо объясняет часто наблюдающееся в отложениях прошлого моноклинальное падение, выдерживающееся на громадных расстояниях, даже в толщах многокилометровой мощности, как, например, на западном склоне Урала.

**Размеры геосинклиналей.** Области накопления осадков имеют вид узких полос, тянувшихся вдоль побережья океанов и внутренних морей. Ширина этих полос обычно равна ширине рельефа в верхней части континентального склона и колеблется в пределах от 20—30 до 200—300 км.

В тех случаях, когда вдоль берега располагается ряд островов или береговая линия сильно изрезана, тогда ширина зоны накопления значительно увеличивается. Примером может служить та часть европейского шельфа, на которой лежат Ирландия, Англия, Ла-Манш и Северное море, область Вест-Индских островов, восточное побережье Гренландии и т. п.

Но максимального развития зона накопления осадков достигает в области больших архипелагов. Лучшим примером служат тихоокеанские побережья Австралии и Азии и соединяющий их Индонезийский архипелаг. Здесь зона накопления осадков тянется на много тысяч километров, достигая ширины в 2000—3000 км. По своим размерам эта геосинклинальная зона не уступает наибольшим геосинклиналям прошлого.

И обратно, анализируя характер фаций в геосинклиналях прошлого, легко отметить сходство их с фациями современных архипелагов и побережья. Возьмем хотя бы Средиземноморскую геосинклиналь в эпоху ее максимального развития — в юрскую эпоху на Кавказе и в Закавказье: нижняя юра представлена километровой толщей черных глинистых сланцев, в значительной мере прибрежных. Средняя юра характеризуется широким развитием морских, лагунных и наземных угленосных толщ. В верхней юре наиболее характерны мощные рифовые, мелководные, часто береговые известняки. Везде преобладают мелководные, лагунные, а иногда и наземные отложения. Совершенно такую же картину мы наблюдаем и в больших архипелагах и в прибрежной зоне материков.

Таким же преобладанием мелководных и нередко лагунных отложений характеризуются палеозойские геосинклинали. Например Ангарская геосинклиналь в верхнем девоне занимала площадь шириной 2000—3000 км, от севера Киргизской степи и до Гиндукуша, и на всем этом протяжении развиты почти исключительно мелководные и лагунные фации.

Приходится отбросить и третью особенность геосинклинали, которую приводит Ог, будто бы она служит местом преобладания глубоководных отложений. Наоборот, геосинклиналь характеризуется преобладанием

мелководных морских отложений и нередко значительным развитием лагунных.

Сопоставляя все вышесказанное, мы видим, что применение данных современной океанографии и точный анализ фаций в корне изменили господствовавшее ранее представление о геосинклиналии.

Классификация и расчленение геосинклиналей. Выделение геосинклиналей позволило установить ряд закономерностей — тектонических, стратиграфических, магматических и в осадконакоплении. В связи с этим учение о геосинклиналях получило значительное распространение и легло в основу многих региональных геологических построений. В настоящее время изучение геосинклиналей значительно продвинулось, и они рассматриваются в очень многих работах.

Следует отметить также наличие многочисленных и весьма существенных расхождений в определении размеров и положения геосинклиналей, в их названиях, классификации и расчленении.

Для изучения осадконакопления наибольшее значение имеют расчленение и классификация геосинклиналей. Этому вопросу посвящено много работ. Однако, до сих пор нет ни одной сколько-нибудь общепринятой схемы расчленения и классификации. Несомненно только, что геосинклиналии расчленяются на пояса, или зоны, вытянутые по общему простиранию и прослеживающиеся на большее или меньшее расстояние.

Среди таких зон для осадконакопления особенно важны три зоны: внутренние поднятия, внутренние прогибы и предгорные прогибы.

Внутренние поднятия имеют вид подводных или надводных горных хребтов. Иногда они неправильно называются геантами. Правильнее распространенное название «кордильеры». Подводные кордильеры обусловливают коренные изменения в характере и распределении фаций. Надводные кордильеры имеют вид высоких гористых островов или цепи островов; примером их могут служить острова Японии. Они представляют собой области интенсивного разрушения и вулканической деятельности, в которых создаются специфические комплексы наземных и морских фаций.

Внутренние прогибы, или ванны, располагаются между кордильерами, вытянутыми параллельно друг другу. Они являются областями накопления значительных толщ различных илов.

Предгорные прогибы располагаются между платформой и первой цепью кордильер. Такие прогибы и заполняющие их толщи часто встречаются в отложениях прошлого и поэтому описаны ниже, в особом разделе.

Предгорные прогибы (*Vortiefen, fore-deep*) представляют собой тектонические прогибы, в которых слагающие их отложения постепенно опускаются на несколько километров, образуя громадные, но пологие синклиналии. Они достигают значительного протяжения, нередко в тысячи километров, ширины до 100—150 км и глубины 10—12 км. Эти цифры максимальные; чаще они меньше: длина до нескольких сотен километров, ширина 30—50 км, глубина 1.5—3 км. На склонах синклиналии нередко возникают складки второго порядка, превращающие ее в громадный синклиниорий, который переходит в не менее громадный антиклиниорий, являясь таким образом половиной громадной, но весьма пологой волны, сложенной осадками, заполняющими геосинклиналь. Эта волна примыкает к платформе и переходит на ее поверхность, иногда образуя другую, еще более затухающую волну, что хорошо видно на разрезе западного склона Урала и Приуралья (рис. 3) и на другом разрезе, расположеннем севернее (рис. 10).

Тектонически предгорные прогибы выражены весьма резко и отчетливо, но географически в рельфе они обычно незаметны, представляя прибрежные равнины. Значительно реже они имеют вид береговых морей и океанических пучин, примыкающих к молодым складчатым хребтам, цепям гористых островов или рифовых массивов. Так, например, Донецкий бассейн в течение всего времени своего существования представлял прибрежную равнину, поверхность обширной дельты, на которой и отлагалась угленосная толща. Предгорные прогибы, заполненные молассами, во все время их отложения были предгорными равнинами и конусами выноса. Предгорный прогиб северных Альп в эпоху отложения морских моласс был неглубоким прибрежным морем. Наконец, черные артинские глины западной части Предуральского прогиба отлагались на глубинах 600—800 м у подножия цепи рифовых массивов, простиравшихся вдоль восточной окраины Уфимского плато.

Эта интересная особенность предгорных прогибов и была причиной того, что впервые они были выделены и описаны геологами в ископаемом виде. Геологи также указали, что многие океанические пучины представляют типичные предгорные прогибы, еще не заполненные отложениями.

История предгорных прогибов различна, причем различна история не только целых прогибов, но и их частей, по простиранию. Одни из них все время были прибрежными или предгорными равнинами, другие — на длительный срок становились морскими бассейнами, третий — сначала были глубокими морскими впадинами, затем мелководными морями и в конце — прибрежными равнинами.

Предгорные прогибы образуются одновременно с молодыми складчатыми хребтами, и тем самым их образование неразрывно связано с проявлениями складчатости. Поэтому различают прогибы альпийские, киммерийские, герцинские, каледонские и докембрийские. Окончание поднятия складчатого хребта сопровождается окончанием образования предгорного прогиба.

Современные предгорные прогибы так же разнообразны, как и прогибы прошлого. Примером равнинного прогиба служит предгорье, простирающееся вдоль всего Копет-Дага. Образование его началось в плиоцене, но продолжается и в настоящее время, что подтверждается молодыми тектоническими складкообразовательными движениями и тождеством отложений, заполнивших прогиб и образующихся сейчас.

Аналогична история и Предкавказского прогиба, прослеживающегося вдоль всего северного подножия Главного Кавказского хребта. Продолжаясь далее к западу, этот прогиб проходит у северного подножия Крымских складчатых сооружений, уходя к подножию Карпат. Его особенностью является то, что он частично занят морями — Азовским и Черным. Гигантский прогиб проходит вдоль южного подножия Гималаев, в устье Ганга и Брамапутры, а также далее к востоку, и он покрыт прибрежным морем.

Типичным примером третьей группы прогибов служат величайшие в мире океанические пучины, расположенные вдоль берегов Японии, Курильских островов и Камчатки, детально изученные экспедицией на корабле «Витязь». Для этих прогибов платформой является ложе Тихого океана, а антиклиниорием — молодые складчатые структуры, слагающие названные выше области.

Многочисленны и разнообразны прогибы и связанные с ними складчатые хребты в Индонезийском архипелаге. В монографии Кю-

нена (Киенен, 1950) приведена сводка данных по этим прогибам.

Предгорные прогибы прошлого многочисленны и разнообразны, но изучение их начало недавно, и полных данных сравнительно немного. Хорошо изучен прогиб, ограничивающий с запада Уральскую геосинклиналь и являющийся ее окраинной зоной. Детальные исследования, проводившиеся ВНИГРИ (В. Д. Наливкин, 1949), показали, что этот предгорный прогиб прослеживается вдоль всего западного склона Южного и Среднего Урала на протяжении около 1500 км.

Глубина прогиба и строение заполняющих его осадков в разных областях Урала различны. На Среднем Урале, в области Юрзано-Сылвенской депрессии, ширина прогиба 70—90 км; глубина до поверхности верхнего карбона 1500—1600 м, до поверхности нижнего карбона 2300—2500 м. Разрезы его приведены на рис. 10 и 11. Ось прогиба изменяет свое положение, смещаясь с востока на запад. Для среднего карбона она проходила недалеко от Урала; для артинской эпохи — посредине депрессии; для кунгура — недалеко от Уфимского плато (рис. 11).

Геосинклинальные комплексы фаций. Изучение фаций геосинклиналей и континентальных массивов показало, что есть некоторые комплексы фаций (нимии и сервии), встречающиеся только в геосинклиналях. Наиболее распространенные и характерными из этих комплексов являются рифовые массивы, вулканические конусы и осадки подножий.

Рифовые массивы, и в особенности пояса рифов, встречаются только в геосинклиналях. Нередко пояса рифовых массивов пересека-

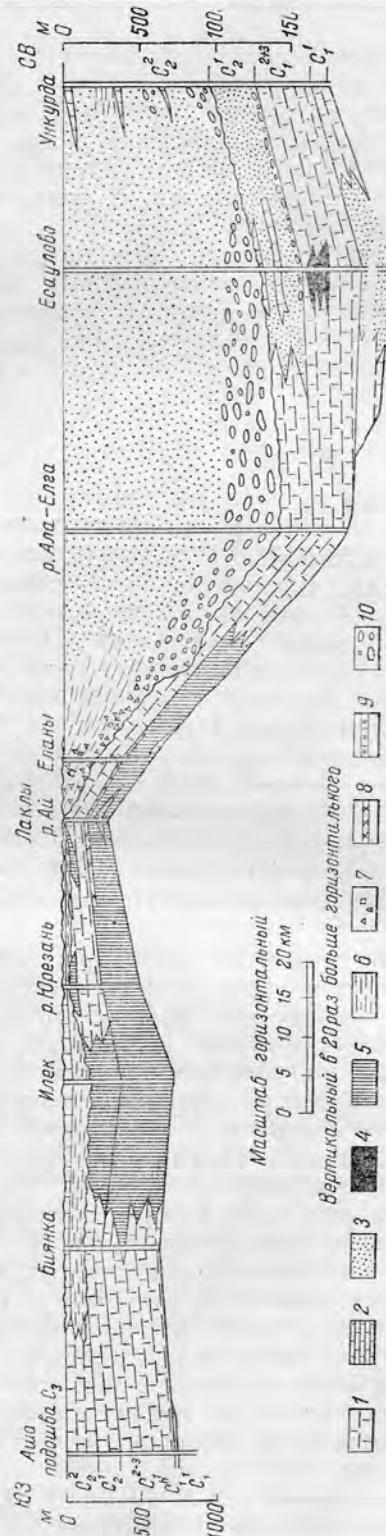


Рис. 10. Разрез среднего и нижнего карбона в Предуральском прогибе. В. Д. Наливкин, 1950.

1 — известники органогенные; 2 — известники афантитовые; 3 — преобладают песчаники; 4 — рифовые массивы; 5 — доломиты; 6 — известники с гальками; 7 — известниковые брекции; 8 — окременные породы; 9 — известники с гальками; 10 — преобладают сланцы; — преобладают сланцы;

ют океанические депрессии, но нет ни одного случая, когда бы они пересекали моря на континентальных массивах. Очень часто они располагаются по границе между континентальными массивами и геосинклиналями. Подобное распространение рифов объясняется тем, что для их образования необходимы быстрые и значительные движения морского дна, что происходит только в геосинклиналях. В комплекс фаций рифового массива входят не только массивные известняки тела рифа, сюда относятся самые разнообразные отложения, возникающие в лагунах, и не менее разнообразные отложения склонов рифовых массивов.

Вулканические массивы, особенно вулканические конусы, высотой в 3000—5000 м и больше, также развиты только в геосинклиналях. Это опять-таки объясняется тем, что для их образования необходимы быстрые и значительные движения земной поверхности. Подобно рифам, зоны вулканов опоясывают геосинклинали, пересекают океанические впадины и отсутствуют среди континентальных массивов. Различие заключается

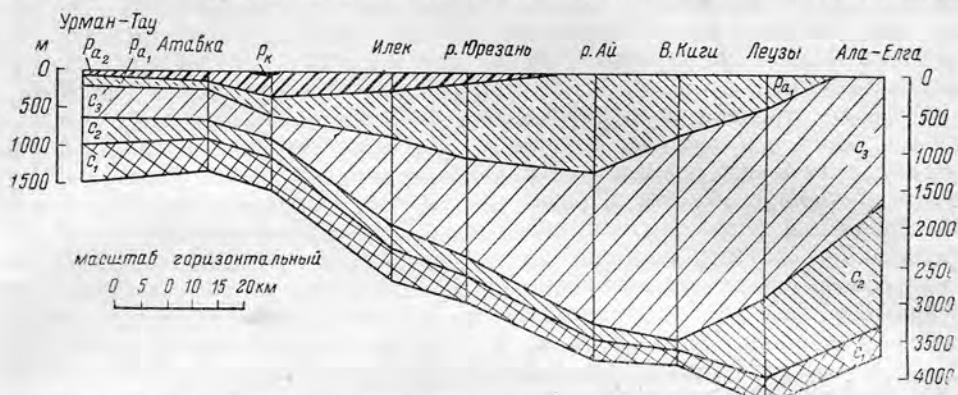


Рис. 11. Смещение осей Предуральского прогиба. В. Д. Наливкин, 1950.

в том, что вулканы, например Эльбрус, Казбек и Аарат, образуются не только в море, но и в тех участках геосинклиналей, которые стали сушей. Надо помнить, однако, что достаточно мощные и широко распространенные эфузивы встречаются и на континентальных массивах, например сибирские и декканские трапы, но они представляют трещинные излияния и не образуют высоких вулканов.

Осадки подножий — предгорные конусы выносов, молассы, флиши — связаны с поднимающимися горными массивами и обладают громадными мощностями и распространением. Зоны их развития встречаются как по берегам морей, так и внутри континентов. В последнем случае они характеризуют переход континентального режима в геосинклинальный и входят в состав континентальных геосинклиналей.

Эти три комплекса наиболее распространены и характерны, но они далеко не исчерпывают всего разнообразия фаций, связанных с геосинклиналями. Достаточно назвать толщи аспидных сланцев, эфузивно-яшмовые, граувакковые (толщи перечных песчаников).

Геосинклинальные комплексы фаций, или, как их часто называют, геосинклинальные формации, описаны многими советскими геологами, например А. Д. Архангельским, Н. С. Шатским и другими (1937), Н. М. Страховым (1946, 1949), В. В. Белоусовым (1940, 1942), а также А. В. Пейве и В. М. Синицыным (1950) и В. Е. Хайним (1948, 1950).

Значительно позже и менее полно связь фаций с тектоникой и геосинклинальные комплексы фаций освещены в работах зарубежных геологов. Среди них можно назвать работы Бейли (Bailey, 1933, 1936), Крумбайна (Krumbein, 1948, 1949, 1951), Дэпплса (Dapples, Krumbein and Sloss, 1948), Кинга (King, 1950), Умгрова (Umbgrove, 1946, 1—2; 1949), Терсье (Tercier, 1939).

Общие вопросы, связанные с геосинклиналями, рассматриваются в работах Е. В. Милановского (1929), С. К. Комоцкого (1939), Глеснера (Glessner and Teichert, 1947), Джонса (Jones, 1938), Кнопфа (Knopf, 1948), Шуккера (Schuchert, 1923).

**Мощность отложений.** Одна из основных особенностей геосинклиналей заключается в больших мощностях отложений. На континентальных массивах мощность отложений достигает немногих сотен метров, а в геосинклиналях она измеряется тысячами метров, особенно в областях развития рифовых массивов, эфузивов и терригенных осадков типа зоны подножий.

К сожалению, иногда допускаются искажения этого неоспоримого факта. Увеличение мощности какой-нибудь свиты с 200 до 400 м рассматривается как переход от платформы к геосинклинали. Это влечет за собой грубые ошибки, так как подобные небольшие изменения мощностей часто встречаются и в геосинклиналях, и на платформах. Иное дело, если бы мощность возросла с 200 м до 1000 или 2000 м. Иногда в геосинклиналях мощность осадков резко падает, в частности, при переходе от мелководных фаций к более глубоководным. Так, например мощность брахиоподовых известняков верхнего девона на Русской платформе составляет около 200 м, а в Уральской геосинклинали мощность гониатитовых известняков того же возраста всего 50—60 м. Нередко мощности одновозрастных и однотипных свит на платформе и в прилегающей части геосинклинали одинаковы, или они даже больше на платформе. Примером могут служить некоторые палеозойские свиты Урала и Русской платформы — визейские известняки, известняки верхнего карбона, франские известняки, фаменские доломиты.

Необходимо помнить, что континентальные массивы нередко испытывают значительные погружения и в связи с этим мощность осадков резко увеличивается. Мощность белого мела в харьковской мульде выше 750 м. Мощность среднедевонских песчаников под Москвой выше 600 м. Мощность кембрия на Сибирской платформе, в районе Ангары, достигает 2000—2500 м и больше.

Можно сделать вывод, что очень большие (около 4000—5000 м и больше) мощности отложений целого периода, например девона или юры и др., характерны для геосинклиналей и в совокупности с геосинклинальными комплексами фаций являются определяющими. С другой стороны, небольшие мощности в несколько сотен метров одинаково встречаются и в геосинклиналях, и на континентальных массивах, причем нередко они меньше в геосинклиналях. Таким образом, увеличение мощности на несколько сотен метров не дает никаких оснований говорить о переходе от платформы к геосинклинали. В ряде случаев, наоборот, при таком переходе наблюдается уменьшение мощностей иногда на сотни метров.

**Границы геосинклиналей** бывают неясные и резкие. Часто одна и та же геосинклиналь имеет с одной стороны резкую границу, а с другой — неясную. Когда геосинклиналь заполняется в результате одностороннего давления, тогда это явление становится правилом. Граница с той стороны, откуда идет давление, всегда резкая, тектоническая

и представляет собой систему иногда сложных и больших надвигов. Граница с противоположной стороны — неясная, постепенная и часто совпадает с предгорным прогибом.

На Урале, в верхнем палеозое, в эпоху варисцской складчатости, в результате движения Сибирского материка давление шло с востока на запад. Асимметрию в строении Урала отмечали давно, и она не вызывает сомнения, но раньше считали, что она только кажущаяся и что на самом деле на востоке под покровом палеогена залегает окраинная зона геосинклинали такого же строения, как и западный склон. Сейчас мы с полной определенностью можем сказать, что указанное мнение неверно. Это подтверждалось палеогеографическими данными, особенно направлением сноса терригенного материала и анализом структур восточной окраины Южного Урала, но окончательно было установлено детальными геофизическими наблюдениями. Они показали, что область мозаичных аномалий, характерная для Сибирского континента, резко сменяется уральскими линейными аномалиями очень недалеко к востоку от современных выходов палеозоя. Вероятно, что эта смена сопровождается крупными надвигами.

На западном склоне Урала картина совсем другая. Между последними складками Урала и Уфимским плато располагается обширный предгорный прогиб, который в районе Среднего Урала имеет ширину 70—90 км. Восточная, большая, часть прогиба заполнена мощными осадками зоны подножий типичного геосинклинального комплекса. По западной окраине прогиба располагается пояс рифовых массивов, достигающий 600—800 м высоты, являющийся тоже типичным геосинклинальным комплексом. Это дает полное право отнести весь предгорный прогиб к геосинклинали.

Некоторые исследователи считают, что границу Уральской геосинклинали следует отнести еще далее на запад, на 70—80 км. Они основываются на том, что с этого места начинается увеличение мощностей некоторых свит палеозоя. Однако, размеры этого увеличения незначительны, обычно не превышают 150—200 м, поэтому при определении положения границы геосинклинали их ни в коем случае нельзя принимать во внимание. Высказанное положение подтверждается тем, что на западном склоне Урала мощность многих из этих свит снова уменьшается. Подобные местные увеличения мощности на платформах представляют обычное явление и, конечно, не могут служить признаками геосинклинального строения.

Во многих других случаях предгорные прогибы представляют собой естественную границу геосинклиналей и образуют их окраинную зону.

**Связь поднятий и опусканий с накоплением осадков.** В геологической литературе очень часто встречаются ссылки на накопление больших масс осадков, как на причину опусканий и прогибаний тех областей, в которых происходит это накопление.

В качестве примеров приводят широкую долину, расположенную между горными массивами (рис. 12). Эта схема представляет в сущности буквальное повторение схемы строения геосинклинали по Огу: та же синклинальная область накопления, то же накопление главных масс в середине этой области и то же прогибание дна этой области.

И, так же как схема Ога, эта схема представляет придуманное, несуществующее построение.

В действительности накопление главных масс осадков происходит не в центре, а по краям долин, в области, примыкающей к горным массивам. Место же для накопления километровых толщ осадков создается

не прогибанием дна долины, а, наоборот, поднятием горных массивов (рис. 13).

Примером подобных явлений может служить Ферганская долина в Средней Азии. Она располагается в средней части долины Сыр-Дарье;

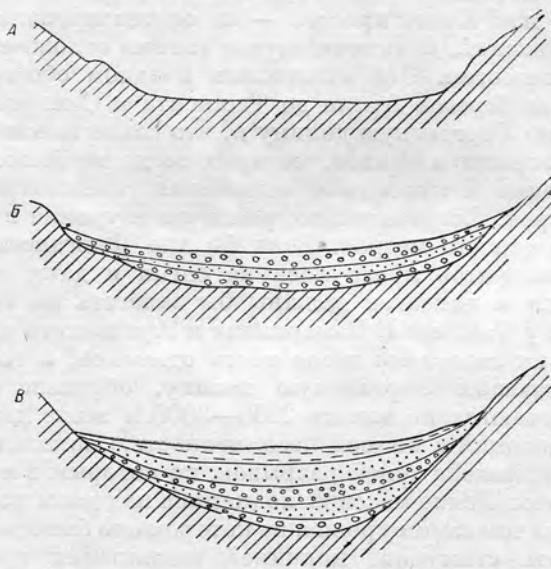


Рис. 12. Гипотетическая схема заполнения и прогибания долины.

с юга ее окаймляют высокие Туркестанский и Алайский хребты, с севера — не менее высокие Чаткальские горы и Таласский Ала-Тау. Ширина Ферганской долины около 100—120 км, длина 250 км. Окружающие хребты сложены палеозоем, дно долины покрыто морскими верхнемеловыми

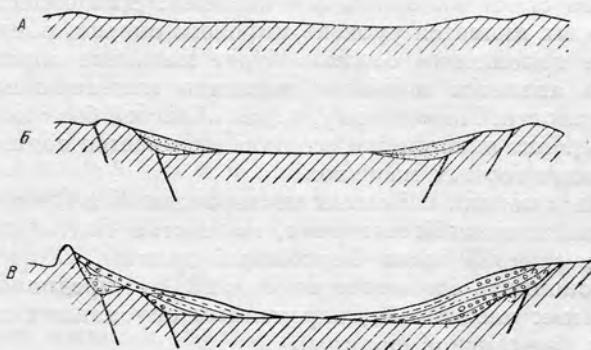


Рис. 13. Схема заполнения долины осадками; прогибание отсутствует.

и палеогеновыми отложениями. По окраинам долины располагаются области накопления громадных километровых толщ неогеновых и четвертичных конгломератов и песчаников. Ширина полосы этих конгломератов около 20—30 км. Самая же середина долины покрыта четвертич-

ными пустынными отложениями. Громадные толщи неогеновых конгломератов чрезвычайно поражали всех геологов. Для объяснения их накопления почти всегда выдвигалась теория прогибания дна Ферганской долины под тяжестью километровых толщ конгломератов.

На основании чего же мы можем судить о том, прогибалось дно Ферганской долины или нет? Ответ простой — на основании залегания морских мелководных отложений. В данном случае такими отложениями являются верхний мел и палеоген. Они отлагались в одном обширном бассейне, простиравшемся от берегов Арала до Ташкента и Самарканда. Этот бассейн покрывал всю Ферганскую долину и, что самое важное, область всех окружающих ее горных массивов, которых тогда не было. На всем этом протяжении развиты мелководные отложения, связанные с глубинами не выше ста метров. Следовательно, различия в уровне их залегания не могли превышать эти сто метров. Если бы дно Ферганской долины под давлением конгломератов прогнулось на сотни и даже тысячи метров, тогда верхний мел и палеоген должны бы залегать на сотни и тысячи метров ниже, чем у Ташкента, Самарканда и Аральского моря. На самом же деле уровень их залегания везде почти одинаков, и только в горных массивах, окружающих Ферганскую долину, обрывки верхнего мела и палеогена встречаются на высоте 2000—3000 м выше дна долины. Ряд детальных исследований с полной несомненностью показал, что вся Фернская долина окаймлена зоной разрывов, по которым в неоген и четвертичную эпоху палеозойские массивы поднялись над дном долины. Дно же долины осталось на том самом уровне, на котором оно было до поднятия гор.

Таким образом, стимулом, причиной накопления громадных толщ обломочных отложений было не прогибание дна долины, а поднятие новых горных массивов. Изучая распределение областей накопления осадков на всем земном шаре, легко отметить, что подобная причинная связь между поднимающимися горными массивами и накоплением осадков прослеживается везде и представляет явление, характерное для всей земной поверхности. Это вполне понятно, так как для усиления накопления обломочных отложений необходимо усиление деятельности рек, а для этого необходимо или понижение базиса эрозии или поднятие области питания рек. Для областей без стока возможны оба явления. Для областей же, базисом эрозии которых является уровень мирового океана, почти всегда причиной усиления накопления осадков будет поднятие горных массивов. Уровень океана является наиболее медленно изменяющимся фактором на земной поверхности. Повидимому, и для областей без стока в большинстве случаев усиление накопления осадков вызывается поднятием сравнительно узких полос горных массивов.

Эксплуатация и поиски нефтяных месторождений в Средней Азии дали новый интересный и важный материал, полностью подтвердивший отсутствие прогиба в средней части Ферганской долины. С другой стороны, он заставляет дополнить сделанное мною в 1932 г. предположение о поднятии палеозойских массивов одновременным опусканием таких же массивов под дном Ферганской долины.

Весьма важные геофизические работы (сейсморазведка), проведенные в 1946—1947 гг. под руководством Ю. Н. Година, показали, что на пересечении юга средней части Ферганской долины по линии Алты-Арык—Дам-Куль—Чимион известняки палеогена залегают почти на одинаковой глубине — 1200—1500 м. Такое горизонтальное залегание прослежено на расстоянии более чем 30 км, почти до выходов палеогеновых известняков на поверхность у Капчигая.

Поверхность палеозоя так же горизонтальна, как и поверхность палеогеновых известняков, но залегает на глубинах 2500—3000 м. Переход от этой погруженной поверхности к поверхностным выходам палеозоя резкий и, вероятно, связанный с окраинными молодыми сбросами; по этим сбросам и происходило движение массивов палеозоя.

Эти данные, а также данные по залеганию палеогеновых отложений в районах нефтяных месторождений Ферганской долины с полной несомненностью показывают, что в образовании самой долины прогибания совершенно не участвовали и что формирование современного рельефа обусловливается поднятиями и опусканиями палеозойских массивов.

Если усиленное накопление осадков вызывается поднятием горных массивов, то начало поднятия массивов и их разрушение происходят одновременно.

Из этого можно сделать очень важные выводы. Если поднятие хребтов вызывает накопление мощных терригенных толщ у их подножия, то и обратно, нахождение мощных терригенных толщ указывает, что где-то вблизи располагался горный массив, за счет разрушения которого они образовались. Изложенное дает возможность сделать ряд важных палеогеографических построений.

Если время начала поднятий горных массивов совпадает с началом накопления терригенных толщ, то и обратно, зная время начала накоплений терригенных толщ, можно установить время начала тектонических движений, вызывающих поднятие. Так, например обычно считается, что киммерийская складчатость на восточном склоне Урала проявлялась только в конце юры. В то же время мощная терригенная угленосная толща с мощными конгломератами в основании начала образовываться в верхнем триасе. Это заставляет сделать вывод, что тектонические горообразовательные движения начались не в конце юры, а в верхнем триасе и что на Урале проявлялись не только последняя, но и первые фазы киммерийской складчатости.

В Средней Азии киммерийская складчатость тоже начинается в верхнем триасе, но наибольшей силы достигает в лейасе. На это указывают мощность и состав верхнетриасовых и нижнеюрских терригенных угленосных толщ.

На Кавказе и Копет-Даге время проявления основных фаз альпийской складчатости хорошо определяется мощными конгломерато-песчаниковыми толщами, периодически появляющимися в разрезах неогена и квартара, например послесарматскими и послеакчагыльскими.

Континентальные геосинклинали. Поднятие хребтов происходит одновременно с их разрушением. Чем значительнее поднятие, тем более усиливается разрушение и увеличивается мощность продуктов разрушения, накапливающихся у подножий хребтов.

Очень важно, что накопление мощных толщ подножий сопровождается и происходит одновременно с образованием предгорных прогибов, заполнившихся этими толщами. Кроме того, толщи подножий в виде гигантских конусов выноса возвышаются над поверхностью депрессий на сотни метров. У очень высоких хребтов, например у южного подножия Гималаев, мощность песчано-конгломератовых отложений, так называемой сиваликской толщи, достигает шести километров.

За песчано-галечными отложениями зоны подножий следуют тонкозернистые песчано-глинистые отложения предгорной равнины, также передко достигающие мощности во много сотен метров. Среди них встречаются суглинистые, ясно и правильно слоистые отложения больших

равнинных рек, соленосные отложения горько-соленых озер, углистые отложения болот и битуминозные, иногда нефтеносные отложения сапропелевых озер. Местами возникают бугристые и барханные пески с их характерной косой слоистостью. Среди них и за ними возникают такыры и шоры, в которых образуются плохо отсортированные, но правильно слоистые глинистые пачки.

В общем возникает комплекс рыхлых пластичных, весьма разнообразных отложений, мощностью в несколько километров, протягивающийся на тысячи километров. Последующими за осадкообразованием складчатостями этот комплекс собирается в складки и метаморфизуется. Получается разрез, соответствующий тому, что мы наблюдали в морских геосинклиналях. Отсутствуют только мощные известняковые толщи. Подобные области накопления континентальных осадков вполне заслуживают названия «континентальная геосинклиналь».

На территории СССР примером их может служить обширная область молодых поднятий, для которой мной было предложено название «Туркестано-Саянский пояс поднятий». В нее входят: весь Тянь-Шань, начиная на западе с Туркестанского хребта, затем Джунгарский Ала-Тау, Тарбагатай, Горный Алтай, Салаир, Кузнецкий Ала-Тау и Саяны. Для всей этой громадной горной области характерно то, что она приобрела свой рельеф, поднявшись совсем недавно, в конце неогена и, главным образом, в четвертичную эпоху. В результате этих поднятий речная система сильно омолодилась и увеличилась, что, в свою очередь, вызвало образование мощной зоны накопления обломочных осадков, зоны подножий. Зона подножий окаймляет все эти хребты, простираясь на тысячи километров и достигая суммарной ширины, благодаря своим извилинам, в сотни километров. Мощность осадков также громадна, измеряясь иногда тысячами метров. По своим масштабам область накопления осадков, связанная с Туркестано-Саянским поясом поднятий, вполне заслуживает названия континентальной геосинклинали — Туркестано-Саянской континентальной геосинклинали.

История геосинклиналей и континентальных массивов представляет большой интерес. Особенное значение она имеет для теории перманентности материков и океанических впадин. Эта теория учит, что в течение всей истории Земли материки и океанические впадины, в основном, сохраняют свое положение и очертания. Тем самым в геологии вводится понятие о каких-то неизменяющихся, постоянных элементах земной коры. Это понятие в корне противоречит основному положению исторической геологии о непрерывном и всеохватывающем процессе развития земного шара и его поверхности. На Земле нет ничего вечного, постоянного, все течет и изменяется. И вдруг появляются какие-то неподвижные, неизменяющиеся, вечные континенты и моря.

История развития геосинклиналей и континентальных массивов в корне разрушает теорию о постоянстве континентов и морей, подчеркивая переход геосинклиналей в континентальные массивы и обратно.

Когда области, в течение многих периодов бывшие дном моря, становятся сначала береговыми хребтами, а затем частью континентальных массивов, когда на месте континента, также существовавшего ряд периодов, возникают глубочайшие океанические впадины и образуются новые геосинклинали, то говорить о постоянстве, неизменяемости материков уже нельзя. А в истории геосинклиналей и континентальных массивов эти процессы повторяются неоднократно на всей поверхности земного шара.

Геосинклинали и континентальные массивы резко противоположны друг другу и в своей истории так же изменяются, как и все другие элементы земного шара. Самое интересное и важное в этом изменении — это переход геосинклиналей в континентальные массивы и, обратно, континентальных массивов — в геосинклинали. Первый процесс происходит сравнительно медленно и постепенно, второй — более быстро, иногда катастрофически, но он более редок.

Примером первого процесса может служить история Уральской геосинклинали. В течение кембрия, силура, девона и нижнего карбона она представляла морской бассейн, неоднократно менявший свой характер. Чаще всего это было мелководное прибрежное море с массой коралловых и вулканических островов. Реже оно углублялось и принимало вид открытого, удаленного от берегов моря. В среднем карбоне в восточной части этого моря возникают первые складчатые горы. В пермский период большая часть Урала представляла высокие снежные горы с многочисленными реками. Эти горы вытягивались вдоль берега артинского моря, на дне которого и отлагались продукты их разрушения в виде километровых толщ песчаников и конгломератов. В мезозое Уральские горы возвышаются уже в середине Ангарского материка, являясь одной из его составных частей. Эта картина сохраняется и в настоящее время, и сейчас Урал лежит в середине Евразиатского материка.

Примером обратного процесса может служить история Африкано-Индо-Австралийского материка. В течение всего палеозоя и мезозоя он существовал, покрываясь лишь недолговечными трансгрессиями эпиконтинентальных морей. С началом альпийской складчатости, в меловой период, он начал растрескиваться на отдельные массивы. В конце верхнего мела, в ларамийскую fazu, значительная часть этих массивов опускается на значительную глубину, образуя Индийский океан. Этот океан и окаймляющие его геосинклинали существуют до настоящего времени.

В малом масштабе подобное явление — распадение суши на отдельные массивы и опускание части этих массивов ниже уровня моря — произошло совсем недавно на месте Эгейского моря. До конца плиоцена весь этот район представлял сушу, покрытую многочисленными озерами. Греция, Балканы и Малая Азия соединялись непосредственно, образуя непрерывную сушу. В начале четвертичной эпохи эта суши раскалывается глубокими трещинами на многочисленные глыбы. В середине четвертичной эпохи многие глыбы опускаются ниже уровня Средиземного моря, которое врывается в их пределы, захватывая все большие и большие площади, и, наконец, проникает в Черное море. Но многие глыбы не опускаются, другие поднимаются, и в результате образуются те многочисленные острова, которые покрывают сейчас поверхность Эгейского моря. В результате сейчас на месте бывшей суши образовался архипелаг островов, область интенсивного накопления осадочных и вулканических отложений, образовалась типичная геосинклиналь в малых размерах.

Эти примеры достаточно характеризуют процессы изменения геосинклиналей и континентальных массивов, историю их развития, историю их взаимной смены.

#### УРОВЕНЬ МИРОВОГО ОКЕАНА

При изучении истории геосинклиналей нередко выделяются трансгрессии и регressии, причем они рассматриваются как результат поднятий и падений уровня мирового океана. Последний вывод в корне

неправилен. Уровень мирового океана представляет одно из наиболее постоянных явлений на бесконечно и разнообразно изменяющейся земной поверхности.

Трансгрессии и регрессии вызываются, как уже было сказано выше, не колебаниями уровня океана, а поднятиями и опусканиями континентальных массивов. Вследствие чрезвычайной подвижности водных масс местные изменения уровня моря немедленно компенсируются, распределяясь на всю громадную поверхность океана. В середине четвертичного периода образовались громадные и глубокие провалы на месте Черного, Мраморного и Эгейского морей. Казалось бы заполнение их должно было вызвать резкое падение уровня Средиземного моря. На самом деле падение уровня в Средиземном море немедленно восполнилось за счет притока воды из Атлантического океана, который, в свою очередь, компенсировался за счет других океанов. Таким образом, образование Черного и Эгейского морей вызвало падение уровня мирового океана не больше чем на несколько метров.

Более значительное падение в третичном периоде вызвало образование Индийского океана на месте Гондванского материка, но и это падение вряд ли превышало немногие десятки метров.

Даже образование четвертичного ледникового покрова с его колоссальными массами льда, по имеющимся подсчетам, вызвало падение уровня мирового океана всего на 90—120 м.

Несомненно, на уровень мирового океана влияет также и содержание воды в атмосфере, но цифровые данные по этому вопросу отсутствуют.

Все эти явления незначительны и не могли вызвать существенных изменений в геосинклинальных областях.

### ДВИЖЕНИЯ МАТЕРИКОВ

Неизмеримо большее значение имеют движения континентальных массивов. По существу они определяют всю историю геосинклиналей. Это вполне понятно, так как большинство их располагается по окраинам материков и тесно с ними связано. Исключение представляют только большие архипелаги, располагающиеся между материками.

Движения материков весьма различны по размерам и направлению; при этом надо иметь в виду, что чаще всего движется не весь материк, а только его отдельные части и глыбы. Можно выделить две большие группы движений. Первая группа — вертикальные движения, поднятия и опускания, не сопровождающиеся или почти не сопровождающиеся горизонтальными смещениями. Вторая группа — горизонтальные движения больших размеров, в десятки и сотни километров. В этих движениях весь материк участвует обычно, как единое целое.

Вертикальные движения в геосинклиналях преобладают в первую стадию их развития, в эпоху накопления осадков. Весьма длительные опускания достигают исключительных размеров, в 20—25 км, делая возможным накопление осадочных толщ такой же мощности. Интересно, что в этих опусканиях принимают участие только окраинные зоны материков. Большая, центральная, часть их остается сушей, нередко испытывая даже поднятие. За счет разрушения этой суши образуются отложения, заполняющие опускающиеся зоны. Эти опускающиеся зоны соответствуют континентальному склону, шельфу и прибрежной равнине.

Механизм опускания недостаточно изучен, но, судя по формам морского дна, преобладают глыбовые движения, сопровождающиеся крупнейшими сбросами. Эти глыбовые опускания и сбросы происходят медленно, но весьма продолжительное время и достигают размеров в тысячи метров. Примером их могут служить опускания береговой зоны многих континентов, вызвавшие образование подводных долин, описанных выше. Эти опускания достигают 2000—3000 м. Такие большие амплитуды неоднократно вызывали сомнения вообще в существовании опусканий. Однако, если мы вспомним, что приблизительно за такой же промежуток времени в центре Евразии, в поясе Туркестано-Саянских глыбовых поднятий, последние достигли 5000—7000 м, образовав мощные хребты Тянь-Шаня, Алтая и Саянов, то опускания в 2000—3000 м оказываются уже не такими большими. Абиссальные отложения на Барбадосе показывают, что в соседних областях поднятия морского дна за тот же промежуток времени достигли не менее 5000—6000 м. В монографии Андре (Andrée, 1912) приведены некоторые другие примеры поднятий и опусканий морского дна в тысячи метров, произошедших в конце четвертичной эпохи.

Нет сомнения, что такие большие поднятия и опускания в геосинклиналях вызывают значительные и резкие изменения в характере осадков.

Если поднятия и опускания в тысячи метров происходят довольно часто, то еще чаще происходят поднятия и опускания в сотни и десятки метров. Вся жизнь геосинклиналии в эпоху накопления осадков представляет собой непрерывное чередование сравнительно быстрых поднятий и опусканий, происходящих на общем фоне медленных, но очень больших поднятий и опусканий, обычно в десятки тысяч метров.

**Горизонтальные движения.** Горизонтальные движения материков характерны для второй стадии развития геосинклиналей — эпохи образования складчатых гор. В эту эпоху длительно существовавшие морские бассейны становятся наземными высокогорными областями.

Вопрос о горизонтальном движении материков привлек к себе большое внимание и имеет большую литературу. Теория Вегенера, объяснявшая образование Атлантического океана раздвижением материков западного и восточного полушарий, сейчас может считаться опровергнутой. В этом отношении особенно ценные работы Н. С. Шатского и Л. С. Берга. Но положение о горизонтальном движении материков было выдвинуто раньше Вегенера, и несостоятельность теории последнего ни в какой степени не опровергает общее положение. Материки движутся, но не так, как это считал Вегенер.

Основными доказательствами горизонтального движения материков служат расположение складчатых зон, окаймляющих древние материки, и асимметричное строение геосинклиналей.

Расположение складчатых областей весьма характерно и может быть объяснено только горизонтальным движением материков. Прежде всего, складчатые зоны окаймляют материки, строго повторяя их очертание, но самое важное, что это окаймление происходит лишь с одной стороны материка, отсутствуя с другой. В качестве примера можно указать на варисцкие структуры, окаймляющие нижнепалеозойский Сибирский материк. Наиболее типично выражены структуры Урала, окаймляющие западную оконечность массива. Менее типично, но все же ясно выражены структуры Восточного Казахстана и Таймыра. К востоку от Саянов и от мыса Челюскина варисцкие структуры исчезают, заменяясь киммерийскими. Наконец, по восточной оконечности материка развиты

одни киммерийские структуры. Такое расположение складчатых зон можно объяснить только тем, что Сибирский материк в верхнем палеозое двигался к западу, а в эпоху киммерийской складчатости — к востоку.

Расположение складчатых зон в южных дугах Средней Азии можно объяснить единственным движением индостанского массива к северу в эпоху альпийской складчатости. Интересно, что и здесь складчатые хребты полностью повторяют очертания северного выступа индостанского массива.

Вдоль берегов Северной Америки молодые складки развиты лишь по западному берегу, отсутствуя на восточном. Можно привести еще другие примеры одностороннего расположения складчатых структур по отношению к более древним материкам, и все они объясняются исключительно горизонтальным движением материков.

Асимметричность строения геосинклиналей представляет одну из их важнейших особенностей. Она выражается в том, что складчатости начинаются с той стороны геосинклинали, которая примыкает к движущемуся континентальному массиву. В дальнейшем они распространяются на среднюю часть геосинклинали и в конце складчатости — на ее противоположную часть. На восточном склоне Урала складчатость начинается в среднем карбоне, и со среднего карбона он становится сушей. В его центральной части складчатость начинается в верхнем карбоне и на западе западного склона — в конце нижней перми. В связи с этим резко различаются и структуры Урала. На восточном склоне они наиболее сложные и разорванные; метаморфизация и интрузивы достигают наибольшего развития. На западном склоне структуры наиболее простые, наименее нарушенные и метаморфизованные, и варисийские интрузивы отсутствуют.

В Средней Азии альпийская складчатость начинается на юге, в Гиндукуше и на Памире еще в палеогене; структуры здесь наиболее сложны, метаморфизация наиболее высока, и широко развиты альпийские интрузивы. В Ферганской долине складчатость начинается в неогене; складки простые, малонарушенные; метаморфизация невысокая, и интрузивы отсутствуют. Наконец, в долине р. Чу складчатость не проявлялась совсем; здесь отсутствуют и складки, и метаморфизация, и интрузивы.

Такое асимметричное проявление складчатостей и соответственно асимметричное строение геосинклиналей можно также объяснить только горизонтальным движением материков.

Движение материков пока можно рассматривать как гипотезу, но гипотезу, наиболее просто объясняющую многие важнейшие явления.

Горизонтальные движения происходят чрезвычайно медленно; поэтому излишним является допущение о существовании какой-то полужидкой оболочки, по которой плывут континентальные массивы. Такие движения могут происходить и в твердой среде.

Представление о скорости горизонтальных движений можно получить из следующего расчета. Период складчатости измеряется несколькими миллионами лет. Размер сдвижения сравнительно небольшой — десятки километров или единицы сотен километров. Для простоты будем считать, что каждому миллиону лет соответствует сдвижение в 10 км, тогда одному году будет соответствовать сдвижение в 1 см, а если принять летоисчисление по радиоактивному распаду, то всего 1 мм. Возможно, что местами движение ускоряется до 10 см в год, а это дает возможность учета его инструментальными наблюдениями.

Причины горизонтальных движений неизвестны. Для их объяснения вполне возможно привлечь влияние других небесных тел, как это делают для объяснения приливов и отливов, и влияние вращения Земли.

## ФОРМЫ НАКОПЛЕНИЯ ОСАДКОВ

### Общие понятия

Рассмотрим наиболее обычный тип морского дна в области накопления осадков, а именно, пологий склон, переходящий почти в горизонтальную поверхность.

При отложении осадков могут быть три случая:

1. Осадки отлагаются равномерно на всей поверхности дна моря.
2. Осадки отлагаются, главным образом, вдали от берега.
3. Осадки отлагаются, главным образом, у берега.

1. При равномерном отложении осадки образуют слой одинаковой мощности, параллельный дну моря.

Важно отметить, что в геологических разрезах и профилях подобная схема преобладает и считается типичной. В действительности же на дне моря подобное накопление происходит в исключительных случаях и параллельные пласти отлагаются на более или менее незначительных протяжениях.

Обычно пласти на некотором протяжении выклиниваются.

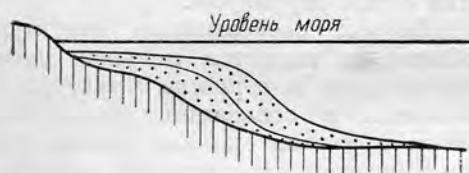


Рис. 14. Схема наиболее распространенного накопления осадков у берега.



Рис. 15. Гипотетическая схема накопления осадков.

2. Накопление осадков, главным образом, вдали от берега в действительности не происходит. На ошибочной схеме Ога, допускавшего максимальное отложение осадков в центре бассейна, мы детально остановимся дальше.

3. Накопление осадков, главным образом, у берега (рис. 14) — наиболее распространенная форма накопления осадков. Она развита не только в дельтах рек, что давно известно, но и вдоль большинства берегов океана.

Совершенно отсутствует и, конечно, невозможна форма отложения осадков, изображенная на рис. 15. К сожалению, эта форма довольно часто фигурирует на геологических разрезах. Она невозможна даже и в случае ингрессии моря в область с уже выработанным рельефом. В этом случае нередко приводят схему, изображенную на рис. 16. На самом деле эта схема не соответствует действительности. Накопление осадков на дне ингрессировавшего моря будет иметь форму, изображенную на рис. 17.

Представляет интерес накопление осадков на крутых берегах и у отвесных берегов. В тех очень редких случаях, когда морское дно имеет уклон,

превышающий угол устойчивости, осадки по мере накопления периодически сползают, образуя подводные оползни, описанные ниже. Когда



Рис. 16. Гипотетическая схема накопления осадков при ингрессии моря.



Рис. 17. Действительная схема расположения осадков при ингрессии моря.

берег вертикальный, как это бывает, когда он сложен рифовыми известняками, то тогда пласти подходит к поверхности известняка впритык.

Подобная картина детально описана Н. И. Андрусовым (1909—1911) для мшанковых рифов Керченского полуострова.

### Облекание

При отложении осадков на выступах морского дна, особенно резких, типа коралловых рифов или других биогермов образуются своеобразные формы залегания, весьма близкие к антиклиналям и иногда за них принимающиеся. Отличить их от антиклиналей тектонического происхождения очень легко, так как слои, лежащие в их основании, горизонтальны и не принимают участия в образовании самой структуры.

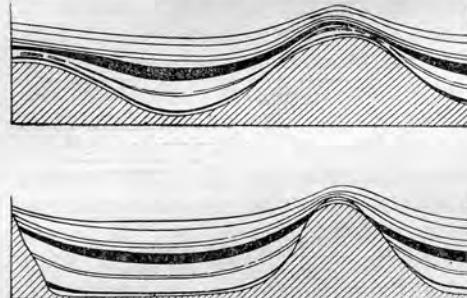


Рис. 18. Экспериментальные структуры облекания. И. И. Ратновский и Н. Г. Чочия, 1948.

Второй особенностью структур облекания является меньшая мощность слоев в вершине структуры и большая в основании. Вследствие этого крутизна склонов постепенно уменьшается, и структура сглаживается, вплоть до полного исчезновения. Эту особенность неоднократно отмечали и описывали в естественных обнажениях. Она хорошо воспроизводится и в условиях эксперимента. И. И. Ратновский и Н. Г. Чочия (1948) в своих опытах получили интересные результаты (рис. 18).

На рисунке хорошо видно постепенное и довольно значительное увеличение мощности в прогибах, ведущее к их заполнению и сглаживанию структуры. Важно, что в опытах, так же как в природе, принос осадков, их поступление в район происходило равномерно и одинаково как на вершине, так и у подножия. Это говорит о том, что уменьшение мощности в вершине структуры происходит вследствие внутрислойного перемещения, стекания полужидкого осадка вниз по склону и, во всяком случае, не зависит от количества приносимого материала. Возможно, конечно, влияние течений и других движений воды, более быстрых на вершинах и затихающих в депрессиях.

Третья особенность структур облекания заключается в различии очертаний более низких и более высоких частей структуры, нередко наблюдающемся при их длительном образовании. Изменяются не только очертания, но, что особенно важно, сдвигается их верхняя часть. Как

показало бурение на нефть в пределах Второго Баку, между Волгой и Уралом, при общем поперечнике структуры в 20—30 км сдвижение макушки достигает 3—4 км. Буровые скважины, заложенные в верхнепермских отложениях на перегибе складки, в артинских отложениях уже оказывались на несколько километров в стороне от него, на склоне, и вместо нефти попадали в воду. Еще более полную картину изменений структуры, по мере ее роста, дают геофизические наблюдения.

Четвертая особенность структур облекания — это неожиданно большие углы склонов, даже самые тонкозернистые илистые осадки удерживаются на склонах до  $40^\circ$ , сползая только при сотрясениях. Для тонкозернистого известкового ила нередко наблюдаются углы склонов в  $30$ — $35^\circ$ .

Хорошим примером структур облекания служат структуры, образующиеся на нижнепермских рифоподобных массивах, входящих в состав Уфимского плато. Вследствие небольшой высоты этих массивов (30—50 м) они и облекающие их слоистые известняки и мергели великолепно обнажаются в высоких, крутых, обрывистых берегах р. Уфы и ее притоков.

Местами, например в Желтом Камне, к югу от Красноуфимска, обнажаются подстилающие структуры — почти горизонтально лежащие известняки. Почти всегда видны облекающие мергели, на склонах массивов залегающие под углами  $25$ — $30^\circ$ , и постепенное выполаживание этих углов в более верхних горизонтах этих мергелей. Число вскрытых структур облекания значительно и измеряется десятками. Ценность этих структур заключается в том, что они, благодаря небольшим размерам, вскрыты и видимы полностью. Описаны они В. Д. Наливкиным (1949).

Погребенные структуры Ишимбаевского района и Верхнечусовских Городков в десятки раз больших размеров, правда, они вскрыты только буровыми скважинами, но число этих скважин велико, вследствие чего точность составленных разрезов значительна. В качестве примера структур облекания можно привести структуру Ишимбая, по данным А. А. Трофимука. Высота известнякового рифового массива достигает 600—800 м (рис. 19). Слоистость в нем отсутствует или неясная. Детальные исследования кернов буровых скважин показали, что литологические и фаунистические горизонты залегают почти горизонтально. Углы склонов массивов различны, но нередко достигают  $25$ — $30^\circ$ . Все более молодые отложения залегают параллельно этим склонам. В основании лежат темные глинистые известняки с колониями *Cladochonus*. На них залегают гипсы с прослойями песчаников кунгурского яруса.

Для изучения накопления глинистых и мергелистых осадков на крутых склонах, аналогичных склонам коралловых верхнепалеозойских рифов Уфимского плато, были проведены интересные опыты во Всесоюзном нефтяном научно-исследовательском геологоразведочном институте, в Ленинграде, И. И. Ратновским и Н. Г. Чочиа (1948).

В большой прямоугольный стеклянный сосуд были положены вылепленные из пластилина возвышенности с углами склонов от  $30^\circ$  до  $70^\circ$ . Сосуд был наполнен водой, к которой равномерно примешивали суспензию сначала из красной верхнепермской глины (черный пласт), затем синей кембрийской глины (белый пласт) (рис. 20). Красная глина удерживалась только на склонах не круче  $30^\circ$ . Синяя глина удерживалась на склонах в  $38^\circ$  и  $40^\circ$ , сползая по склонам в  $50^\circ$  и больше. Затем был сделан перерыв в 15 дней, в течение которого мощность слоев красной и синей глины вследствие уплотнения уменьшилась вдвое. После перерыва была вновь прилита суспензия верхнемелового мергеля (верхний слой), как

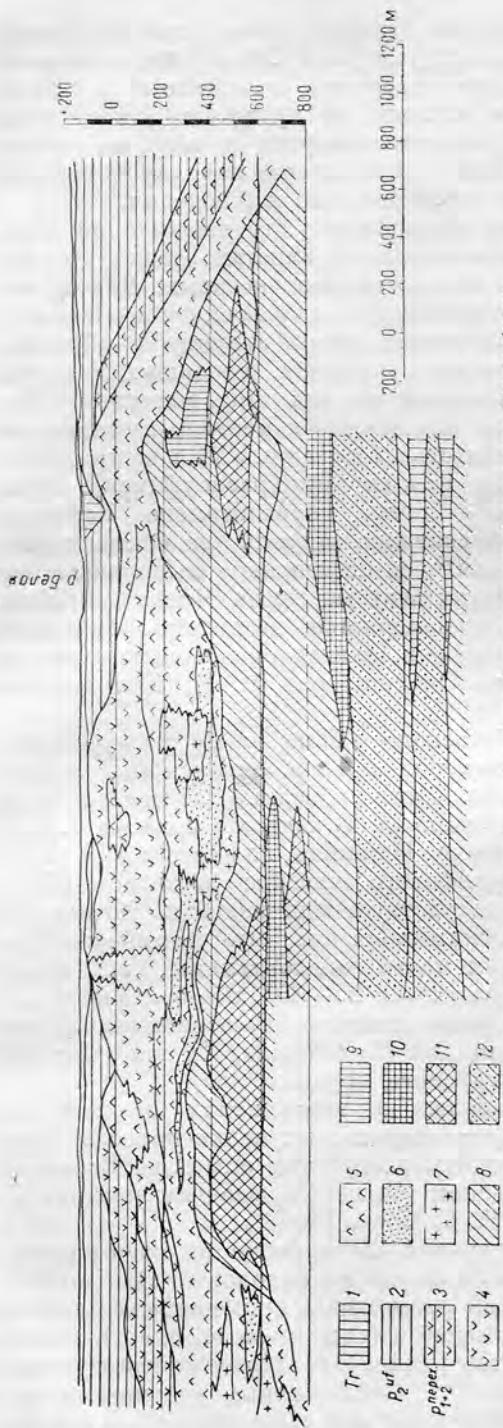


Рис. 19. Структуры облекания. Западный и восточный массивы Ишимбаева.  
1 — третичные отложения; 2 — ультимская свита; 3 — переконная толща; 4 — гипс; 5 — ангидрит; 6 — песчаники; 7 — каменая соль; 8 — фукутильный известник; 9 — криптоильный известник; 10 — коралловый известник; 11 — известник; 12 — мицанково-водородный известник.

это изображено на рис. 21. Этот рисунок ясно показывает залегание осадков на склонах различной крутизны.

Интересные данные о подводных возвышенностях, расположенных вдоль берега Калифорнии, приведены в работе Шипарда и Эмери (Shepard and Emery, 1941). Некоторые из них представляют островершинные вулканические конусы больших размеров; так, например подводная гора Сан Жуан (San Juan seamount) поднимается над дном моря почти на 3000 м и имеет длину 25 км и ширину 14 км; ее склоны, имеющие средний угол падения  $18^\circ$ , а местами до  $30^\circ$ , сложены базальтом.

Другие возвышенностии — типичные столовые горы с плоской вершиной. Интересно, что у некоторых из них платообразные вершины располагаются на 1000 м ниже уровня моря, что указывает на большие опускания. Некоторые подводные плато представляют собой останцы базальтового покрова, другие выровнены морской абразией.

Структуры облекания подобных возвышенностей будут весьма своеобразны.

Подводные столовые возвышности описаны Траском и Стетсоном (Trask and Stetson, 1947). Такие возвышенностии расположены у края шельфа Мексиканского залива, вдоль берегов штата Луизи-

ана, и круто поднимаются над окружающей их илистой подводной равниной на высоту 90—120 м. Крутые склоны покрыты тонкозернистым известковистым песком. Вершины плоские, они покрыты шарообразными известковыми

водорослями и местами кораллами. Изучение водорослей показало, что они нарастают со всех сторон, что шары их перекатываются течениями и волнами, уносящими все илистые и песчаные частицы. После погребения под более молодыми осадками такие возвышенности примут вид своеобразных сундучных антиклинальных складок.

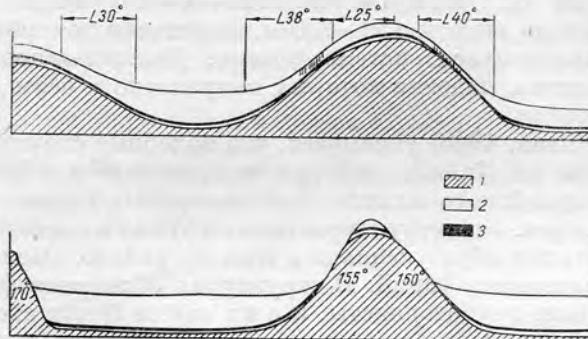


Рис. 20. Опыты по отложению осадков на крутых склонах. И. И. Ратновский и Н. Г. Чочиа, 1948.  
Начало опыта.

1 — пластелин; 2 — мергель и глина См; 3 — глина Р<sub>2</sub>тат.

Подобные сундучные складки облекания будут отличаться от настоящих сундучных складок тем, что подножие их будет сложено илистыми отложениями, склоны — песчанистыми осадками, а плоские вершины — грубообломочным материалом или им будет соответствовать перерыв в отложениях; тогда складки примут вид диапировых.

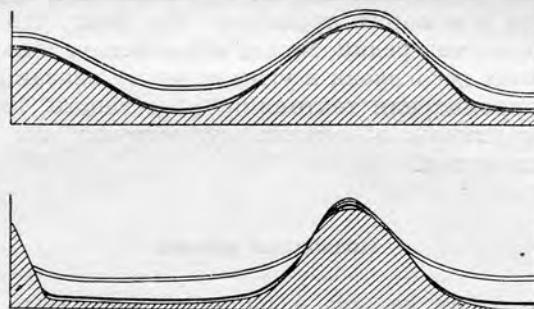


Рис. 21. Опыты по отложению осадков на крутых склонах. Окончание опыта. Условные обозначения те же, что на рис. 20.

Важная сводка данных, приводимых в американских работах, по углам отложения, структурам облекания и значению различного уплотнения содержится в работе Вильсона (Wilson, 1948). Особенно интересны данные по структурам облекания, образующимся при погребении древнего рельефа, в частности, при погребении рельефа докембрийского фундамента. При этом над холмами, сложенными докембрием, образуются куполовидные структуры, которые в Канзасе и Оклахоме являются нефтеносными. Структуры Канзаса описаны в работе Вальтерса (Walters, 1946).

По данным Дэка и Бриджа (Dake and Bridge, 1932), наиболее хорошо обнажены подобные структуры в Озаркских горах. Здесь отдельные возвышенности, сложенные докембрием, достигали 450—500 м высоты. В известняках, примыкающих к погребенным холмам, углы падения достигают  $30^{\circ}$ ; в обломочных отложениях они меньше, в базальных конгломератах —  $10-15^{\circ}$  и в песчаниках —  $4-5^{\circ}$ . Такие углы падения прослеживаются до высоты 150—250 м. В рельефе докембрая была обнаружена разветвляющаяся система долины. Долины заполнены кембрийскими отложениями, падение которых направлено к осям долин и параллельно их склонам.

Вильсон (Wilson, 1948) указывает, что подобные структуры облекания широко развиты на Калифорнийском полуострове и образуются сейчас на дне Калифорнийского залива, дно которого обладает сложным расщепленным рельефом. Эти структуры очень трудно отличить от тектонических складок, также образующихся в этом же районе. Различие их заключается в распределении фаций. В структурах облекания фации в их вершинах будут более грубозернисты, и в их состав будут входить известковые водоросли, глауконит и другие образования, возникающие в зоне деятельности течений.

Надо иметь в виду, что тектонические антиклинали, поднимающиеся на морском дне, будут характеризоваться таким же изменением фаций, хотя и в меньшей степени. Решающим отличием может быть только наличие ядер облекания, состоящих из возвышенностей, сложенных более древними породами, или из рифовых массивов. Существенно также горизонтальное, нескладчатое основание структур облекания. Они описаны Пуэрсом (Powers, 1926) и Шоу (Shaw, 1918).

Вообще структуры облекания в современных морях представляют достаточно распространенное явление в области шельфа и континентального склона самых различных морей. Нет сомнения, что они также распространены были и в морях прошлого. Тот факт, что в геологических работах указания на них редки, может объясняться только тем, что в геологических разрезах несогласия и углы падения, связанные с облеканием, принимаются за проявления тектоники, в частности, за второстепенную складчатость. Структуры облекания существуют как на платформах, так и в геосинклиналях.

#### Подводные долины

Накопление осадков на дне и склонах подводных долин сопровождается нарушениями нормального залегания, аналогичными нарушениям в структурах облекания, но обратного знака. Если на подводных возвышенностях структуры облекания представляют собой антиклинали, то в подводных долинах будут образовываться синклинали, грабены и флексуры.

Синклинали облекания образуются, если осадки покрывают всю долину со сравнительно пологими склонами; грабены — если долина имеет вид каньона с крутыми склонами, на которых осадки не отлагаются; флексуры возникают на перегибе шельфа в склон долины.

Так же как и структуры облекания возвышенностей, структуры облекания долин в современных морях пользуются широким распространением. В отложениях прошлого они почти неизвестны, в то время как они должны встречаться довольно часто. Несомненно, что и их геологии

принимают за тектонические структуры и как таковые описывают; выделение и полное изучение структур долин — тоже одна из задач будущего.

Подводные долины, или, как их чаще называют, подводные каньоны, широко распространены на шельфах и континентальных склонах почти всех современных морей. За последние десятилетия они привлекли к себе большое внимание, местами детально изучены и имеют обширную литературу. Особенно полные данные получены в результате применения новейших методов измерения глубины, в частности, — эхолота.

#### Опускания и поднятия островов

История острова, обособившегося от материка в результате действия эрозии и абразии, при стационарном положении береговой линии, представлена на рис. 22. Рис. 22, 1 изображает остров еще возвышающийся

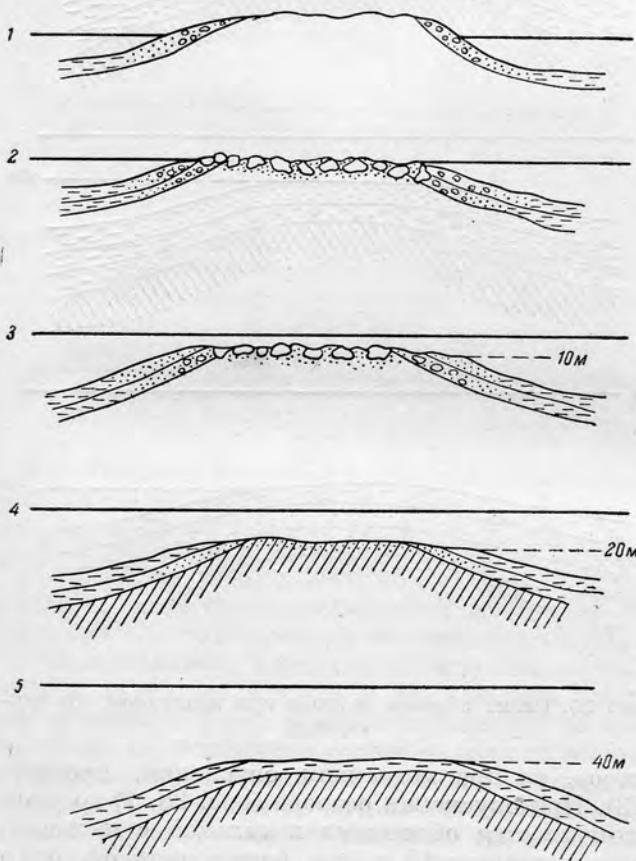


Рис. 22. Схема абразии острова при его стационарном положении.

над уровнем моря. В дальнейшем эрозия и абразия сравнивают его с уровнем моря (рис. 22, 2). На его поверхности развиты глыбы, валуны и песок. Продолжающееся действие морских волн и течений понижает поверхность острова до глубины 10 м — глубины отложения песков (рис. 22, 3). Поверхность острова и его склоны покрыты песком и ниже илом. Когда

абразия понижает поверхность острова до 20 м, т. е. до глубины отложения ила (рис. 22, 4), то на ней сохраняются только песок и ил, а по склонам отлагается один ил. Наконец, при понижении острова до 30—40 м (рис. 22, 5) вся его поверхность и склоны будут покрыты одним илом. Остров превращается в глубоко расположенную банку.

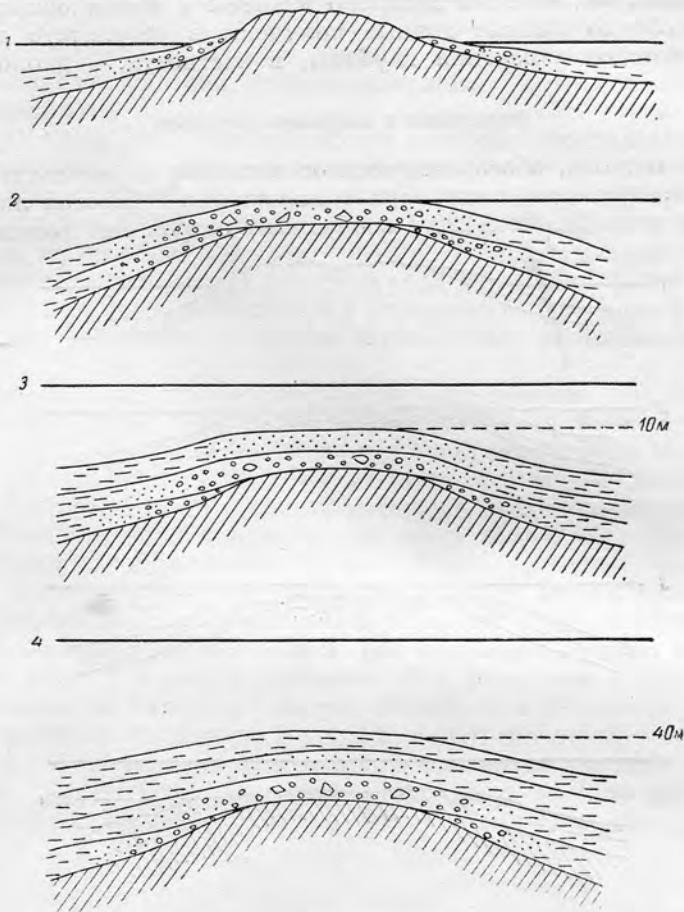


Рис. 23. Схема абразии острова при медленном его опускании.

Тот же остров, но при медленном опускании, пройдет следующие стадии (рис. 23). При опускании острова (рис. 23, 1) до уровня моря его поверхность покрывается обломками и галькой с песком (рис. 23, 2). Когда опускание достигает 10 м, вся поверхность острова оказывается покрытой песком, перекрывающим лежащие ниже гальки и обломки с песком (рис. 23, 3). Наконец, при опускании ниже 20 м, т. е. ниже уровня развития ила, весь остров покрывается одним илом (рис. 23, 4). Различие с первой схемой заключается в сохранении всех ранее отложившихся слоев, тогда как при абразии более грубозернистые породы смываются и на поверхности коренных пород непосредственно залегают ил.

При поднятии остров сливается с материком и становится частью суши.

Схема образования намывного острова приведена на рис. 24. Рис. 24, 1 — дно моря до начала намыва, покрытое илом. Рис. 24, 2 — появляющиеся течения размывают поверхность ила, покрывают ее следами размыва и одновременно наносят песок. Рис. 24, 3 — дальнейшее усиление течений вызывает появление первого слоя галек. Рис. 24, 4 — продолжающееся действие течений и ветра поднимает скопление галек выше уровня моря, создавая низкий и плоский остров, или отмель.

При опускании этой отмели она будет перекрыта сначала слоем песка, а затем слоем ила, подобно тому, как это изображено на рис. 23, 3 и 4. Слой галечника будет представлять типичный внутриформационный

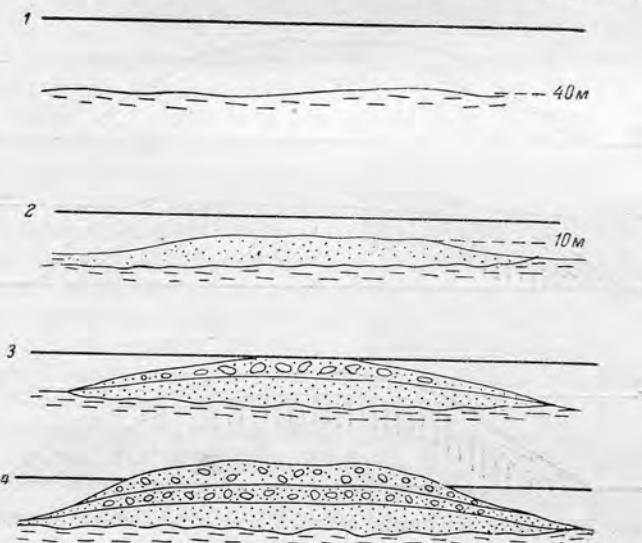


Рис. 24. Схема намывания острова при стационарном положении дна моря.

конгломерат. При поднятии и размывании отмель перейдет в террасу, сложенную галечником.

Когда отмель, а затем остров образуются вследствие поднятия антиклинали на морском дне, то получается последовательность, изображенная на рис. 25. Пока антиклиналь имеет вид пологого поднятия, она не вызывает изменения в характере осадков и вся покрыта илом (рис. 25, 1). Если она уже поднимается над уровнем шельфа на несколько десятков метров, то на гребне ее, вследствие усиления донных течений, образуется песок, даже на сравнительно больших глубинах. Когда гребень складки достигает глубины 10 м и менее, начинается размывание его волнами и на нем остается только грубозернистый песок (рис. 25, 2). Максимальной степени абразии достигает тогда, когда гребень складки выходит выше уровня моря (рис. 25, 3). На гребне остаются только гальки и валуны. Если поднятие будет идти скорее, чем разрушение, производимое абразией, то образуется остров (рис. 25, 4).

Очень важно, что при поднятии антиклинали углы падения внутренне будут становиться все круче и круче, а на склонах острова, его образованного,—все положе и положе, вследствие заполнения осадками окружающей антиклиналь котловины. В результате возникает моноклинальное падение осадков с постепенно возрастающими к центру углами от почти

горизонтальных до почти вертикальных. Если поднятия, как это нередко бывает, будут происходить скачками, с перерывами, тогда отдельные горизонты будут резко сокращаться в мощности и даже выпадать и вся структура примет вид типичной диапировой антиклинали.

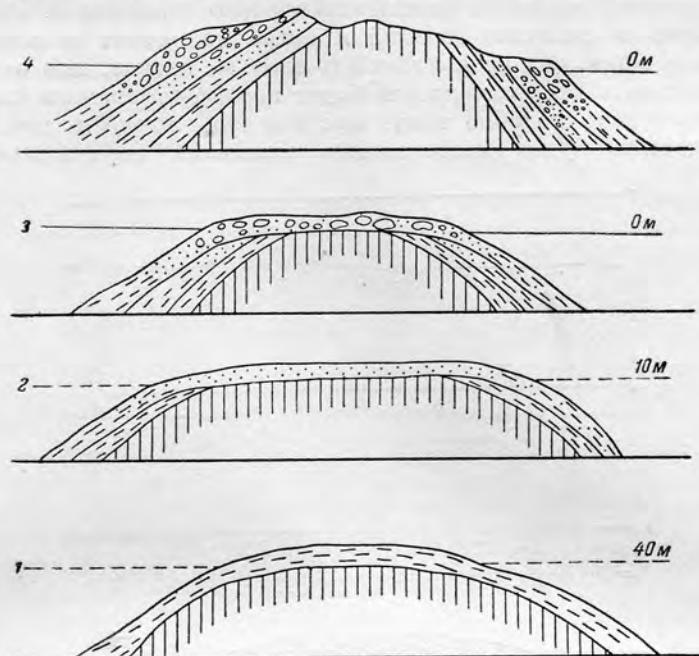


Рис. 25. Схема поднятия острова при образовании антиклинальной складки.

Вообще, надо сказать, что слоистость, наблюдающаяся в отложениях, образующихся при поднятиях и опусканиях островов, указывает на то, что эти движения происходят скачками, разделяющимися эпохами стационарного состояния.

### СЛОИСТОСТЬ

#### Определения

**Слоистость** — свойство осадочных отложений делиться на слои.

**Слой** — это подразделение осадочных отложений, ограниченное снизу и сверху ясной поверхностью, т. е. поверхностью напластования. Литологический состав слоя по простирианию может изменяться; на небольших площадях, реже на значительных, слой сохраняет однородный состав.

Предлагаемое выше определение не может считаться общепринятым. Иногда слоем называется всякое литологическое изменение осадочной толщи, независимо от того, ограничено оно поверхностью напластования или нет. Это нельзя считать правильным, так как толща, состоящая из слоев, будет лишена основного свойства — слоистости, т. е. не будет делиться на отдельные слои.

**Поверхность напластования**, плоскость наслойения, пластовая отдельность — уплотненная поверхность слоя, отделяющая его от вышележащего слоя. Поверхности могут быть параллельными и косыми; резкими, неясными или отсутствовать; ровными и неровными, размытыми и неразмытыми. В зависимости от этого слоистость бывает правильной и косой; резкой, ясной, неясной; при ее отсутствии породы становятся массивными.

**Пласт** — слой, однородный на всем протяжении, чаще всего сложенный полезным ископаемым; например пласт угля, пласт каменной соли, пласт бурого железняка. Реже пишут пласт конгломерата, пласт известняка.

**Просто́й**, прослоек, слоек — названия, употребляющиеся в двояком смысле: во-первых, для обозначения слоя небольшой мощности, особенно по сравнению с прилегающими слоями; во-вторых, для обозначения небольшой, неясно ограниченной части слоя, отличающейся литологическим составом от ниже- и вышележащих прослоев.

**Пропласток** — пласт небольшой мощности и протяжения.

**Пачка** — несколько слоев небольшой общей мощности, объединяемых по какому-нибудь признаку.

**Толща** — группа слоев различной мощности, иногда очень большой, объединяемых по литологическому составу, например угленосная толща, песчаниковая толща, бокситоносная толща.

**Свита** — группа слоев различной мощности, объединяемых по возрасту, например бавлинская свита, доманиковая свита, башкирская свита. Иногда, кроме возраста, учитывается и литологический состав, например карбонатная свита, свита червячковых известняков, кварцитовая свита.

**Ритм** — неоднократно повторяющаяся в разрезе пачка слоев или прослоев, более или менее одинаково построенная.

**Прослой напластования** — тончайший, едва заметный прослоек, образующийся на поверхности напластования в эпоху перерыва в накоплении обычных осадков. Состоит из тонких листочков слюды, растительного дегрита, скелетных образований микроорганизмов, атмосферной пыли.

Подразделения слоя по простиранию называются фациями.

Подразделения слоя в вертикальном направлении не имеют установленного названия. Чаще всего их называют прослойками. А. М. Кузьмин (1950) предложил название «ингредиент», но сам иногда применяет название «прослоек». В его интересной работе имеется обширный фактический материал по строению слоев. На фиг. 4 своей работы он приводит пример вертикальных подразделений слоев известняка (рис. 26).

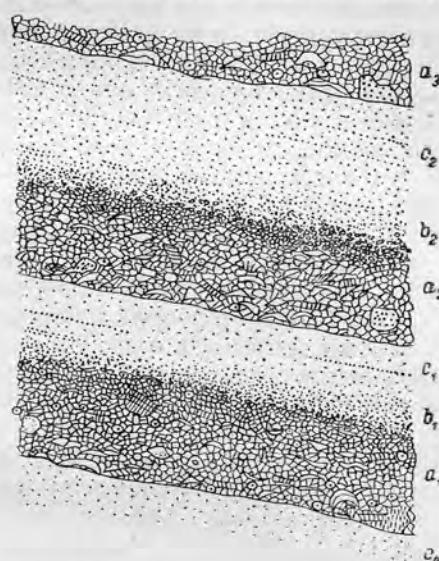


Рис. 26. Подразделение слоев известняка на прослойки. По А. М. Кузьмину, 1950.

*a<sub>1</sub>* — грубобломочный известковый материал; *b<sub>1</sub>* — смешанный материал; *c<sub>1</sub>* — плотный известковый ил.

Литологический комплекс — так Л. Б. Рухин (1953) называет разновозрастную, но единую толщу, например базальную. Одна и та же базальная толща в разных районах будет различного возраста, в зависимости от скорости опусканий, вызывающих трансгрессию.

### Разновидности слоистости

Правильная слоистость образуется при параллельных или почти параллельных поверхностях напластования. При мощности слоев 1.0 м и больше толща называется толстослоистой; при 0.1—1.0 м — среднеслоистой; при толщине меньше 0.1 м —тонкослоистой.

Ленточная слоистость — ритмически повторяющиеся тонкие слои толщиной около 1.0 см.

Микрослоистость — то же, но с еще меньшей толщиной прослойков, нередко в доли миллиметра.

Косая слоистость — слоистость, при которой поверхности напластования косо наклонены по отношению к общей поверхности дна моря или суши. Обычно чередуется с правильной слоистостью.

Неправильная слоистость — слоистость, при которой параллельные и косые поверхности напластования чередуются друг с другом без определенной закономерности или имеют неправильную форму.

Неясная слоистость — слоистость, при которой поверхности напластования выражены нерезко, неясно, а местами полностью отсутствуют, на большем или меньшем расстоянии.

Массивность — полное или почти полное отсутствие слоистости. Поверхности напластования полностью незаметны или слабо заметны, местами имеют неправильную форму.

### Образование слоистости

В большинстве случаев слоистость возникает в результате непосредственного изменения условий образования осадков. Более редко причиной ее образования служит закономерное распределение особых частиц, например листочеков слюды, в общей массе породы. Вальтер (Walther, 1893—1894) считает, что «слоистость возникает благодаря различию материала осадка, благодаря передвижению фаций».

Он обращает внимание на громадное значение, которое имеют для установления причин слоистости тонкие прослойки, иногда еле заметные, разделяющие соседние пласти.

Изучая слоистость в песчаниках, можно заметить, что на поверхности напластования лежит очень тонкий, едва измеримый прослой, состоящий из тонких листочеков слюды, располагающихся параллельно напластованию. Возникновение этого прослоя и связано с тем изменением условий накопления осадков, которое вызывало образование слоистости. В других случаях этот разделяющий прослой состоит из очень тонкого плотного и глинистого слоя.

В тонкослоистых плитняках раковинного известняка у Иены, или в известковых сланцах Золенгофена, или, наконец, в слоях известняка (мощностью в несколько метров) мальма у Золотурна при внимательном исследовании всегда можно найти разделяющий прослой. Иногда он состоит из рыбьих чешуек, или глинистого материала, или спикул губок. Этот прослой залегает между подстилающим и покрывающим пластами.

Разделяющие прослои не являются причиной слоистости, иногда они совершенно отсутствуют. Прослои позволяют только точнее наметить причину слоистости. Основная причина слоистости заключается в перерывах или резких изменениях в процессе отложения осадка.

Перерывы сопровождаются уплотнением поверхности ранее накопившегося осадка, а уплотнение вызывает появление резкой границы, не позволяя смешиваться частицам осадков нижне- и вышележащих слоев.

Двум слоям, разделенным резкой границей напластования, соответствуют три эпохи. Первая — эпоха накопления нижнего слоя; вторая — эпоха перерыва, уплотнения поверхности нижнего слоя, иногда, накопления разделяющего прослоя; третья — эпоха накопления верхнего слоя.

Когда вторая эпоха выпадает и отложение нижнего слоя непосредственно и без перерыва сменяется накоплением верхнего слоя, тогда граница между ними становится неясной или полностью исчезает и оба слоя сливаются, постепенно изменяя свой состав (рис. 27).

Хорошие примеры, иллюстрирующие это положение, приведены Ю. А. Жемчужниковым (1941) в статье о слоистости в ископаемых углях.

Рассматривая слоистость в сапропелитах, он указывает, что когда выпадение органического материала происходит равномерно в течение длительного промежутка времени, образуется компактная однородная, весьма тонкозернистая масса с отсутствием признаков слоистости. Характерным примером служит подмосковный багхед, например из Товарково, а затем селижаровский багхед и хахарейский сапроколлит.

В других случаях (Толполовское болото, Арктика) накопление водорослей прерывалось половодьями, приносившими в озеро гуминовые массы. Вследствие этого образовались тонкие чередующиеся полоски, более светлые и более темные, пара которых соответствует годовому осадку. После уплотнения такие угли становятся тонкослоистыми или листоватыми.

Перерывы и изменения в процессе отложения осадков вызываются весьма различными факторами. Вопросы, связанные со слоистостью, детально рассмотрены в работах Твенхофела (1936) и А. М. Кузьмина (1950).

Причинами, вызывающими слоистость, Твенхофел считает: 1) сезонные изменения, 2) изменения погоды, 3) изменения течений, 4) климатические изменения, 5) колебания уровня моря, 6) отложение коллоидного материала, 7) рост организмов. Андре прибавляет к ним еще — 8) движения ложа океана.

1. Сезонные изменения влияют на образование осадков в наземных бассейнах и в тех участках моря, где осадки образуются за счет приноса реками. Наибольшее значение имеют отложения половодий, распространяющиеся на громадные площади и достигающие значительной мощности.

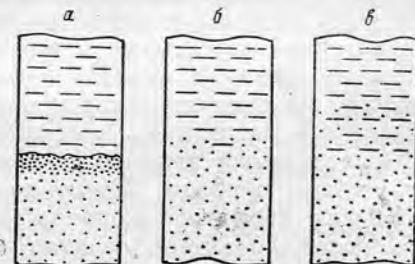


Рис. 27. Образование слоистости и изменение состава осадка.

*а* — наличие перерыва; слоистость ясная;  
*б* — отсутствие перерыва и резкое изменение состава осадка; слоистость неясная;  
*в* — отсутствие перерыва и постепенное изменение состава осадка; слоистость отсутствует.

Другой общеизвестный пример — ленточные глины, отлагающиеся в бассейнах, связанных с областями оледенения.

Необходимо иметь в виду, что полосчатость может быть связана не только с зимой и летом, но и с более дробными частями года — месяцами, а иногда и днями. Примером этого может служить полосчатый ангидрит из пермских отложений Техаса. Эдден (Udden, 1924) наблюдал в нем слоистость меньше 2 мм толщины, которая распространяется на толщу в 300 м. Отдельные полоски концентрируются в циклы. Возможно, что эти полоски и небольшие циклы их соответствуют одному или нескольким дням.

2. Изменения погоды нередко вызывают значительные и внезапные изменения в процессе накопления осадков, образуя своеобразные пласти пород. Для морских прибрежных отложений (до глубины 100—200 м) большое значение имеют штормы и ураганы, нередко весьма значительно изменяющие конфигурацию берега. Они же вызывают отложение песчаных осадков в таких областях, где обычно осадки отсутствуют. На суше не меньшее влияние оказывают песчаные бури, переносящие и отлагающие громадные массы песка и пыли.

Значительное влияние на наземные и даже морские осадки оказывают дождливые периоды. После дождей горные реки, впадающие в море, приносят громадное количество галек, песка и ила, вызывая резкое изменение характера осадков и слоистости.

3. Изменение течений. Изменения скорости и положения течений немедленно сказываются на характере осадков и вызывают их слоистость. Местами приливные волны приносят большое количество песчано-глинистого материала, вызывая образование правильной слоистости. Джонстон (Johnston, 1922) указывает на такую слоистость в дельте р. Фрэзер, в Британской Колумбии (Канада).

4. Климатические изменения немедленно и весьма сильно сказываются на количестве, составе и окраске отложений, тем самым вызывая образование в них слоистости. Причиной этих изменений нередко являются астрономические факторы, проявляющиеся определенными циклами и вызывающие соответственную цикличность и в слоистости отложений. Примером таких циклов может служить брюкнеровский цикл в 35 лет. Джильберт (Gilbert, 1895) применил климатические циклы и связанные с ними изменения осадков к определению продолжительности мелового периода.

5. Колебания уровня моря имеют большое значение для зоны шельфа и отчасти континентального склона. Изменение глубины сразу сказывается на движениях воды — прибои и течениях. Представим себе участок дна моря на глубине 100 м. Здесь деятельность волн почти не сказывается и отлагается чистый ил. Но если этот участок поднимается до высоты 20—30 м, то действие волн будет весьма значительно и ил сменится песком. Иногда, во время землетрясений, такие колебания морского дна бывают значительными и внезапными, вызывающими такие же значительные и внезапные изменения в характере осадков и образование слоистости без всяких промежуточных прослоев. Колебаниями уровня моря объясняют появление неясной слоистости в коралловых рифах, так как скорость роста кораллов и их разрушения на разных глубинах различна.

6. Отложение коллоидального материала влияет на распределение частиц и тем самым на образование слоистости только в замкнутых участках моря с неподвижной водой. Значение его невелико,

но, возможно, сказалось на образовании некоторых листоватых сланцев. Менденхолл (Mendenhall, 1923) применил распределение коллоидного материала для объяснения образования свиты Сиеурасча в районе Панамского канала.

Образование слоистости может вызываться температурными и химическими изменениями. И те, и другие влияют на него, главным образом, в горько-соленых бассейнах, вызывая осаждение различных солей.

7. Рост организмов. Массовый рост организмов нередко образует на морском дне скопления их скелетных образований. Эти скопления слагают более или менее правильные пласти, вызывая слоистость среди неслоистых толщ. Не менее ясные пласти образуются и в случае массовой внезапной гибели животных и растений.

8. Движения ложа океана. Изучение глубоководных отложений показало, что среди них иногда развита правильная и ясная слоистость, вызываемая чередованием осадков, связанных с весьма различными глубинами, например красной глубоководной глины и глубоководного песка. Ряд примеров приводится в работе М. В. Кленовой (1948), Андре (Andrée, 1915), Твенхофела (1936), Л. Б. Рухина (1953), В. П. Батурина (1941), Н. Б. Вассоевича (1948, 1949, 1950), А. М. Кузьмина (1950), Винклера (Winckler, 1926) и Фортиша (Vortisch, 1930).

Значительные и быстрые поднятия и опускания морского дна вызывают резкие и внезапные изменения в характере осадков и тем самым образование слоистости.

### Слоистость и тектоника

В образовании слоистых толщ ведущими являются три процесса: накопление осадков, образование слоистости и изменение литологического состава.

В накоплении осадков тектонические движения представляют собой самую важную, нередко определяющую причину, но они не являются единственной причиной. Наряду с ними, ведущую роль иногда играют и другие факторы, например климатические изменения, деятельность организмов, космические причины (приливы и отливы).

В образовании слоистости, создающих ее поверхностей напластования тектонические движения играют резко подчиненную роль. На первое место выдвигаются климатические изменения, включая сезонные, изменения погоды типа бурь и штормов и изменения климата длительных периодов.

В изменении литологического состава снова ведущими становятся тектонические движения, но вместе с ними нередко большое значение имеют и другие факторы — климатические изменения, деятельность организмов, вулканическая деятельность и другие.

Таким образом, в образовании слоистых толщ принимают участие многие факторы, обычно совместно, реже в одиночку. Тектонические движения — наиболее распространенная и важная причина образования слоистых толщ. Это справедливо отмечают многие исследователи, но, к сожалению, некоторые из них впадают в грубую ошибку, считая тектонические движения единственной причиной. Слоистые толщи, созданные одними тектоническими движениями, если и есть, то исключительно редки, скорее всего они отсутствуют.

В то же время сравнительно редки и толщи, в образовании которых тектонические движения не принимают участия. Их примером могут слу-

жить четвертичные озерные ленточные глины, большинство озерных и болотных отложений, отложения половодий на аллювиальных равнинах, косослоистые речные пески, литографские известняки лагун коралловых островов.

В своей содержательной и интересной работе А. М. Кузьмин (1950) в ряде мест отрицает участие климатических изменений в образовании слоистых толщ. Он пишет: «Я никак не могу согласиться с ним (Л. В. Пустоваловым), У. Х. Твенхофелом и другими, что климатические изменения могут создавать слоистость». «Отложения сортированных ленточных глин... все-таки являются результатом деятельности течений». Какие течения могут существовать в ледниковых озерах, не указывается. В природе они отсутствуют. В то же время, несколько ниже, на стр. 75, сам А. М. Кузьмин пишет: «В известное время года, в связи с климатическими условиями, например в результате обильных осадков, таяния снега и т. д., реки выносят в море огромное количество воды и рыхлого материала». Этим он совершенно правильно отмечает, что климатические изменения влияют на образование слоистости, потому что подобные выносы происходят периодически, разделяясь значительными перерывами, в течение которых поверхность осадка уплотняется и покрывается прослойком перерыва; это создает слоистость, наблюдавшуюся и в ленточных глинах, и в других аналогичных отложениях, включая морские.

Постепенное сдвижение фаций вызывает изменение литологического состава, но не создает слоистости. Для ее образования необходимы перерыв в осадкообразовании и перерыв в тектонических движениях. Без таких перерывов никакой слоистости и, следовательно, никаких слоев не возникнет, а образуется только изменение литологического состава внутри одного, более или менее мощного слоя.

В морских отложениях мощность таких однородных слоев, лишенных слоистости, сравнительно небольшая; слои в 20—40 м являются наиболее мощными и встречаются редко, например темные нижнемеловые глины Поволжья. Обычно же мощность слоев значительно меньше, как это хорошо известно каждому исследователю, детально изучавшему разрезы морских отложений; величины в 5—8 м являются уже большими. Нередко мощность слоев измеряется десятками сантиметров и даже сантиметрами, например во флишевых толщах, лагунных известняках и грантолитовых сланцах. В отдельных случаях, например в яшмах и кремнистых сланцах, наблюдается микрослоистость с мощностью слоев в миллиметры и доли миллиметров.

Если даже мы возьмем наиболее часто встречающиеся цифры мощностей слоев в десятки сантиметров и 1—2 м, то становится ясным, что накопление обломочных осадков представляет весьма прерывистый процесс.

Совершенно ясно, что когда число таких перерывов измеряется сотнями тысяч, например в грантолитовых сланцах, то объяснить их тектоническими колебаниями нельзя, да никто этого и не делает, так же, как и в случае ленточных глин.

Но когда мы доходим до десятков тысяч, например во флишевых толщах, или до тысяч, например в угленосных толщах Кузбасса и Воркуты, то тут уже некоторые геологи заявляют, что эти десятки тысяч и тысячи слоев образованы колебательными движениями.

Более логично считать, что раз сотни тысяч перерывов не связаны с тектоническими движениями, то не связаны с ними десятки тысяч, тысячи, сотни и десятки перерывов и что вообще тектонические колебатель-

ные движения не связаны с перерывами, не образуют слоистости и не вызывают слоеобразования. Только единичные катастрофические движения, связанные с крупными землетрясениями, вызывают резкие изменения в осадкообразовании, достаточные для появления слоистости.

В нормальных условиях слоистость и тем самым слоеобразование связаны с различными причинами, не зависящими от колебательных движений.

Колебательные движения, безусловно, существуют и, конечно, влияют на накопление осадков, вызывая сдвигение фаций в пространстве и изменение фаций в разрезах во времени, но эти изменения происходят медленно, постепенно и только тогда, когда на них накладываются другие процессы, возникает слоистость и происходит слоеобразование.

К образованию слоистости весьма близко другое явление — ритмообразование, ритмическое осадконакопление.

### Ленточная слоистость

Название «ленточная слоистость» предлагается для особого типа слоистости, характеризующегося многократным повторением тонких пачек, состоящих, в основном, из одних и тех же прослойков, располагающихся в одной и той же последовательности.

Типичным примером ленточной слоистости служат четвертичные ленточные глины (рис. 28). Они состоят из пластических глин (белые слои на колонке), чередующихся с тонкозернистыми песками (слои с пунктиром). Глины соответствуют зимним, пески — летним периодам. Более толстые прослойки песка указывают на особо жаркие лета, когда таяние льда происходило особенно сильно, количество воды в реках, впадавших в озера у окраины ледяного покрова, увеличивалось и соответственно увеличивалось количество приносимого песка.

При объяснении сезонных микроритмов (ленточной слоистости) существует определенная неточность. Обычно песчаный слой ритма связывают с летним периодом, глинистый слой — с зимним периодом; при этом считают, что микроритм состоит из двух слоев. Это неверно; каждый микроритм состоит из четырех слоев, соответствующих четырем временам года. Первый слой — песчаный. Второй слой представляет тончайший прослой, составляющий поверхность напластования песчаного слоя; он состоит из пластинок слюды, обрывков растений, мельчайших зернышек кварца. Этому прослойку соответствует эпоха перерыва в накоплении осадков, эпоха, вызвавшая образование плоскости напластования. Третий слой — глинистый, соответствующий времени, когда накопление осадков снова возобновляется, но уже в другой форме и в других условиях, чем во время накопления песчаного слоя. Четвертый слой — прослой напластования, образующий поверхность напластования глинистого слоя, соответствующий второй эпохе перерыва в накоплении осадков.

Эпохи перерыва в накоплении осадков обладают значительной длительностью — поверхность ранее накопившегося осадка успевает уплотниться и образовать поверхность напластования. Наоборот, эпохи на-



Рис. 28.  
Ленточ-  
ные гли-  
ны.

копления песчаного и глинистого слоев сравнительно кратковременны, так как в продолжение их характер накопления осадка почти не меняется. Накопление песчаного слоя отвечает весеннему половодью, связанному с таянием снега. Накопление глинистого слоя соответствует осенним дождям. Перерывы в накоплении осадков над песчаным слоем соответствуют летним засухам; над глинистым слоем — зимним морозам. В водоемах, питающихся за счет таяния постоянного ледяного покрова, половодье сдвигается с весны на лето и осенние дожди — на начало зимы.

В широтах, где отсутствуют снеговой покров и ледовый покров на водоемах, ритмичность вызывается только дождливыми периодами и их прекращением.

В пустынях, где дождливые периоды бывают не каждый год, ритмы соответствуют промежуткам, продолжительностью больше года.

Четвертичные ленточные глины Центральной Европы детально изучены Геером (Geer, 1912), Советского Союза — Марковым и Красновым (1930), Америки — Энтью (Antevs, 1931) и Финляндии — Зауромо (Sauromo, 1923).

Наблюдения Джонстона (Johnston, 1922) над современным ледниковым озером в штате Альберта показали, что средняя скорость накопления подобных осадков достигает 15 см в год.

Подобная ленточная слоистость наблюдается в озерно-ледниковых отложениях и более древнего возраста. Сайлс (Sayles, 1919), нашел ее в пермских ледниковых глинах Северной Америки, а Дэвис и Зюссмилх — в верхнепалеозойских отложениях Австралии.

Однаково широко распространена она и в отложениях, совершенно не связанных с оледенением. На это указал Брэдли (Bradley, 1929, 1931, 1937), но особенно детально рассмотрел этот вопрос Марр (Marr, 1929). По его данным, ленточная слоистость наблюдается во многих сланцевых толщах морского происхождения. Например в лудлоуских сланцах (Bannisdale Slates) она вызвана чередованием прослоев тонкозернистого песчаника и плотного глинистого сланца. Подсчитав число пачек, подобно тому, как это делается для четвертичных ленточных глин, он установил, что для образования всей толщи сланцев мощностью в 1500 м потребовалось 700 000 лет.

Ленточная слоистость в Малайе описана Фермором (Fermor, 1939); нередко она наблюдается в химических осадках (Gale, 1921; Udden, 1924); ее образование описано Номитцу (Nomitsu and Joshiaki, 1940).

В Советском Союзе ленточная слоистость представляет весьма распространенное явление. Она наблюдается в озерных отложениях самого различного возраста, но также часто встречается и в отложениях обособленных бассейнов, например в грантолитовых толщах Урала и Средней Азии, в уральских яшмах, в доманике.

Интересный пример ленточной слоистости ледниковых озерных отложений протерозоя Южного Урала описан в работе Л. Лунгергаузена (1947). В долине р. Белой, у Кривой Луки, обнажаются протерозойские отложения. В состав их входит пачка пород, напоминающих тиллиты, мощностью 10—15 м. Она подстилается и покрывается породами, обладающими ленточной слоистостью (рис. 29).

Светлые (летние) прослои сложены кварцевыми зернами (90%) диаметром 0.04—0.06 мм. Окатанность почти отсутствует. Темные (зимние) полосы состоят наполовину из глинисто-серпентитового вещества, наполовину из кварцевых зерен диаметром не более 0.01 мм. Толщина летних прослойков от 2 до 11 мм; зимних — 1—5 мм. Общая мощность ленточ-

ных пород, залегающих над тиллитом, около 150 м. Время, потребовавшееся на их отложение, составляет 10 000—12 000 лет. В ленточных породах иногда наблюдаются подводные оползни и своеобразное брекчирование, которое Л. Лунгерсгаузен объясняет замерзанием глинистого осадка, насыщенного водой.

Подобная ленточная слоистость развита в районах распространения миньярской, инзерской и катаевской свит. Л. Лунгерсгаузен (1947) подсчитал по ней возраст этих свит и получил цифру 800 000—1 000 000 лет. Исходя из этого, он вычислил возраст всего верхнего протерозоя Южного Урала и получил для толщи мощностью около 10 км всего 4.5—5.0 мил-



Рис. 29. Ленточная слоистость в ледниковых озерных отложениях протерозоя Южного Урала.  
По Л. Лунгерсгаузену, 1947.

лионов лет. Л. Лунгерсгаузен справедливо указывает: «Традиционное представление о необычайной продолжительности геологических эпох, запечатленных в докембрийских отложениях, в известной части может оказаться ошибочным».

Весьма типично представлена ленточная слоистость во флишевых толщах, связанных как с альпийской складчатостью (Кавказ), так и с варисцийской (толщи артинского типа, но различного возраста на Урале) и с каледонской (сланцевые толщи Казахской степи) складчатостями.

При этом нужно учитывать, что тонкая ленточная слоистость существует не только в мелководных озерных и лагунных отложениях. По данным Андре (Andrée, 1915), она так же хорошо развита в глубоководных морских отложениях. А. Д. Архангельский (1927, 1938) в глубоководных отложениях Черного моря — серой глине, переходном глинисто-известковом и в известковом илах — обнаружил ясно выраженную ленточную микрослоистость. Позже она была описана также в работе А. Д. Архангельского и Н. М. Страхова (1938). В серой глине микрослоистость менее ясна и выражена преимущественно в нижней части. Она обусловливается чередованием тонких слоев материала, то более, то менее богатого органическим веществом, и потому имеющего серую или почти черную окраску. Черные сапропелевые слои всегда имеют

меньшую толщину. Средняя толщина годичной пачки из двух слоев составляет всего 0,2 мм. В известковом илу микрослоистость вызывается чередованием послойных скоплений комочеков дрюита или неправильно тонких прослоев его с тончайшими неправильно изогнутыми прослойками «глинисто-сапропелитового вещества». Мощность годовой пары слоев тоже около 0,2 мм.

Микрослоистость в осадках Черного моря, по данным А. Д. Архангельского и Н. М. Страхова (1938), развита только в центральных частях бассейна, удаленных от берега, где в определенные сезоны года принос терригенного илистого вещества полностью прерывается и замещается отложением химического или бактериального  $\text{CaCO}_3$  (дрюита) или сапропелевого органического вещества. Интересно, что ближе к берегу, на континентальном склоне и шельфе, где принос терригенного материала шел непрерывно, микрослоистость отсутствует.

Четко выраженная сезонная слоистость описана Ю. А. Жемчужниковым (1941, 1951) в сапропелевых и липтиобиолитовых углях и даже в гуминовых углях. В сапропелевых углях толщина прослойков часто не превышает 1—2 мм, и ленточная слоистость становится микрослоистой.

Наконец, в заметке А. Г. Доскач (1948) описана своеобразная косая ленточная слоистость в пустынных, золово-такырных отложениях. Более подробно она охарактеризована ниже, в разделе «Пустыня».

Микрослоистость, нередко видимая только в шлифах, при увеличении, представляет собой ту же ленточную слоистость, но с еще меньшей мощностью прослойков. Нередко она также является сезонной, но возможно иногда образуется вследствие перерывов в накоплении осадка, имеющих еще меньшую продолжительность, например во время отдельных дождей и ливней.

Примером микрослоистости, вызванной ветрами, по данным Этвилла (Atwill, 1942), могут служить современные отложения Калифорнийского залива. В разрезах колонок грунтов ясно видна частая перемежаемость темных и светлых полосок, слагающих микроритмы. На 1 см приходится обычно 2—3 ритма, реже меньше или больше. Белые полоски состоят почти из одних диатомей, черные — из диатомей и пылеватого материала, обогащенного органическим веществом. Местами грунты содержат горючие газы. Зимой сильные северные ветры, дующие со стороны берега, сносят в море поверхностные слои, обедненные кремнеземом. На их место из океана поднимаются глубинные воды, обогащенные кремнеземом. Они и обусловливают пышный расцвет диатомей и образование состоящих из них прослоев. Когда поднятие глубинных вод прекращается, через некоторое время, особенно летом, рост диатомей резко сокращается и отлагается темный прослой, сравнительно бедный ими.

Таким образом, возникает сезонная, годовая, ритмичная слоистость, связанная одновременно с деятельностью ветра.

Микрослоистость в пермских мергелях Приуралья описана В. А. Апрудовым (1949); в илах озер — В. Б. Шостаковичем (1935, 1941, 1944) и Б. В. Перфильевым (Perfiliev, 1931).

## РИТМИЧЕСКОЕ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ

### Определение

Ритмическим осадконакоплением называется такое осадконакопление, при котором в разрезах повторяются те или иные комплексы отложений, обладающие одинаковой последовательностью и более или менее одинак-

ковым литологическим составом. В литературе часто употребляются также названия «цикличная седиментация», «циклы осадков», «ритмы осадконакопления» и другие. Термин «ритм» более правильно отражает сущность явления, так как «цикл» в буквальном переводе обозначает круг, т. е. такую последовательность явлений, которая кончается в той же точке, где и началась. Надо сказать, что в геологической литературе такое буквальное понимание термина «цикл» не применяется и циклом называется последовательность явлений, кончающаяся той же категорией явлений, которой она началась, но в другой точке. Для такой последовательности буквально применим термин «синусоида» или «волна» (в смысле звуковой волны), но в последнее время применяют термин «ритм», подразумевая под ним повторение определенной, одной и той же последовательности явлений. Не будет, конечно, ошибкой и применение названия «цикл», но не в буквальном смысле, а в том понимании, которое охарактеризовано выше.

Первые указания на ритмичность осадконакопления даны русским геологом Н. А. Головкинским (1869). Несколько годами позже на ритмичности останавливается А. А. Иностранцев (1872) и почти одновременно в Соединенных Штатах Америки Ньюберри (Newberry, 1872), который первым предложил название «цикл отложения» (*cycle of deposition*). Только через двадцать лет такие же построения были развиты и систематически изложены Вальтером (Walther, 1893—1894). С тех пор, особенно благодаря работе Грэбо (Grabau, 1906), ритмичность осадконакопления получает широкую известность. Иногда ее называют законом Вальтера, это, конечно, неправильно; с таким же правом ее можно называть законом Грэбо, который наиболее полно и точно ее сформулировал. Если же обращаться к первоисточникам, тогда наиболее точно будет название «закон Головкинского». На значение работ Н. А. Головкинского и А. А. Иностранцева указал Г. И. Сократов.

Мезоритмы в угленосных толщах были выделены для Северной Америки Уиллером (Weller, 1930) и почти одновременно для Боровичского бассейна — Н. Н. Форшем (1935) и Е. П. Брунс (1935). Последняя детально изучила и описала их (Брунс, 1939, 1940), а позже выделила такие же ритмы для Кузнецкого бассейна (Брунс и Жемчужников, 1940).

Ритмическое строение каширского яруса южного крыла Подмосковного бассейна было освещено Л. В. Пустоваловым (1937) в связи с изучением месторождений ратовкита. Одновременно значение ритмов было подчеркнуто Ю. А. Жемчужниковым (1935), выделившим мезоритмы в угленосной толще Донецкого бассейна. Ритмы нижнего карбона и балашинской свиты Кузнецкого бассейна изучены А. А. Малявкиным, Е. И. Орешниковой и М. С. Шустеровой (1939). Ритмы в угленосных толщах Печорского, Челябинского, Донецкого, Подмосковного бассейнов рассмотрены в ряде статей сборника «Материалы угольного совещания» (1947 г.). Сводка по ритмам Донецкого и других бассейнов имеется у Ю. А. Жемчужникова (1947, 1948, 1951), Г. Ф. Крашенинникова (1947), И. В. Лонгиненко (1945), А. Э. Ульмера (1938, 1947), П. В. Васильева (1937, 1943, 1947), Г. А. Иванова (1947), А. М. Бириной (1940) и Л. Н. Ботвинкиной (1954).

В зарубежной литературе ритмы угленосных толщ описаны: для Англии — Эдвардсом (Edwards and Stubblefield, 1948) и Донхэмом (Dunham, 1950); для Соединенных Штатов — Франком (Frank, 1944), Муром (Moore, 1950), Спрингом (Spreng, 1953), Ванлиссом (Wanless, 1932, 1936,

1950) и Уиллером (Weller, 1930, 1931, 1942). Ритмы и в нефтеносных толщах установлены и описаны: для Ферганы — А. М. Габрильяном (1945, 1951), Ашшерона — И. И. Потаповым (1947), Урало-Волжской области — Г. М. Теодоровичем (1952), В. П. Флоренским (1946, 1947) и Н. П. Герасимовым (1937).

Для стратиграфии молассовых толщ Средней Азии важно выделение ритмов, произведенное В. И. Поповым (1947, 1953). Здесь же ритмы выделены в верхнеюрской соленосной толще Н. П. Петровым (1953).

Из работ общего характера, посвященных ритмам, можно отметить труды В. В. Белоусова (1940), В. Е. Хаина (1939), Грэбау (Grabau, 1936), Хиллса (Hills, 1942), Берсье (Bersier, 1950), Мерриама (Merriam, 1933), Терсье (Tercier, 1939) и Умгрова (Umbgrove, 1950).

### Типы ритмов

Ритмы осадконакопления, или седиментационные ритмы, весьма различны по мощности и длительности образования. Одни ритмы достигают мощности в сотни метров и делятся в течение эпох, соответствующих отделам систем, другие имеют мощность всего в несколько сантиметров и образуются в течение одного года.

Примером первых может служить ритм нижнего кембрия Прибалтики. Он начинается базальными песчаниками и галечниками, сменяющимися глинистыми песками, а затем синей глиной. Затем идет обратная последовательность: верхние слои глины обогащаются песчаниками и переходят в фукоидные песчаники. Ритм начинается песчаниками и заканчивается песчаниками, но эти песчаники не тождественны, а резко отличаются по составу и по времени образования.

Примером вторых могут служить ритмы четвертичных ленточных глин или кавказского палеогенового флиша. В четвертичных глинах каждый ритм достигает мощности в несколько сантиметров; он начинается песками, соответствующими лету, и заканчивается глинами, отлагающимися зимой. Такие ритмы повторялись тысячи, десятки и даже сотни тысяч раз.

Между этими крайностями располагается бесконечное число промежуточных типов, развитых как в морских, так и в лагунных и континентальных отложениях. Мощность их колеблется от нескольких метров до нескольких десятков, реже — немногих сотен метров. Длительность изменяется от эпохи, соответствующей зоне или горизонту, до эпохи, соответствующей части яруса или целому ярусу. Примеры их даны ниже.

Ритмам больших размеров можно предложить название «макроритм», ритмам средних размеров — «мезоритм» и ритмам малых размеров — «микроритм».

Эти названия в 1946 г. были применены А. Б. Вистелиусом (1946) для обозначения различных групп коэффициента, входящего в состав уравнения, определяющего величину пористости осадков. При этом макроритмы он сопоставлял со всей Волго-Уральской областью; мезоритмы — с большими районами этой области, а микроритмы — с отдельными структурами. Географическое распространение ритмов осадконакопления и ритмов пористости оказалось очень близким, но связана ли эта близость с генетическими взаимоотношениями, пока неясно. Во всяком случае применение одинаковых терминов для обозначения различных явлений встречается часто и вполне допустимо. Возможно, что изме-

нения пористости (фазовой дифференциации) могут быть применены и для характеристики ритмов осадконакопления.

Существенные успехи в изучении ритмического осадконакопления и его применении в стратиграфии достигнуты ташкентской школой лингвистов, возглавляемой В. И. Поповым (1953). Кратко они изложены в трудах Института геологии Академии Наук Узбекской ССР (т. IX, 1953).

В. И. Попов и Н. И. Гриднев (1953) предложили следующую схему подразделения ритмов, названную ими схемой ритмостратиграфии:

|                        |                            |
|------------------------|----------------------------|
| Геологический комплекс | Ритмосерия                 |
| Ритмотолща             | Ритмопачка (макроритм)     |
| Ритмоподтолща          | Ритмоподпачка              |
| Ритмосвита             | Микроритм                  |
| Ритмоцдсвита           | Подритм<br>Зачаточный ритм |

В этой схеме микроритм совпадает с микроритмом в предложенной мной схеме; ритмопачка (макроритм) и ритмосерия соответствуют нашему мезоритму; ритмотолща и ритмосвита — макроритму. В. И. Попов и Н. И. Гриднев (1953) не дают точную характеристику выделяемых ими подразделений; чем отличается ритмосерия от ритмопачки, остается неизвестным. Поэтому в настоящей работе сохраняется трехступенчатое деление ритмов, но вполне возможно и более дробное расчленение; в этом отношении схема В. И. Попова и Н. И. Гриднева весьма интересна.

### Макроритмы

Макроритмы образуются в результате весьма длительных и медленных опусканий и поднятий. Эти движения распространяются на большие площади, вызывая образование больших заливов и проливов или даже целых морских бассейнов. В истории макроритма обособляются три эпохи: первая — эпоха быстрого опускания-трансгрессии, сравнительно краткая; вторая — эпоха стационарного состояния морского режима, она связана с очень медленным и небольшим опусканием; третья — эпоха поднятия-регрессии, опять сравнительно краткая. Следующий макроритм нередко при трансгрессии срезает часть предшествовавшего ритма; реже такое срезание отсутствует.

В зависимости от условий своего образования макроритмы должны обладать асимметричным строением, что действительно и наблюдается. Асимметрия выражается в том, что конечные песчано-галечные толщи и по полноте разреза и по мощности резко уступают начальным, базальным. Это объясняется тем, что начальные и конечные условия образования ритма различны. Вначале море наступает, заполняя и нивелируя существовавший рельеф. В конце — море отступает из заполненной, сивелированной местности; естественно, что это отступление происходит значительно быстрее и сопровождается меньшим накоплением осадков. Иногда это уменьшение весьма значительно, и конечная толща почти отсутствует.

Другая особенность макроритмов заключается в больших различиях в возрасте базальных толщ разных районов. Эта особенность, неоднократно отмечавшаяся в литературе, обусловливается тем, что трансгрессия, начинающая отложение макроритма, распространяется на большую площадь в течение длительного промежутка времени. Так, например

морская трансгрессия, начинающая макроритм среднего палеозоя в северных хребтах Тянь-Шаня, надвигаясь с юга, медленно продвигается к северу. По данным Н. В. Иванова, в предгорья Чаткальских гор она проникает в живетскую эпоху; следовательно, красноцветная толща, начинающая ритм, — среднедевонского возраста. В центральной части Чаткальских гор на базальных красноцветах лежат известняки с франской фауной. Еще далее к северу, на юго-западный склон Кара-Тау море проникает только в фаменскую эпоху; на северо-восточный склон — в турнейскую эпоху и, наконец, к берегам Балхаша — только в визейскую эпоху. Соответственно будет меняться и возраст базальных красноцветов. Интересно, что отступление моря, завершившее макроритм, было чрезвычайно быстрым, и уже к началу среднего карбона везде была суши.

Очень важно отметить, что в природе базальные красноцветы макроритма не представляют собой непрерывный слой, как это обычно рисуют на схемах. Области развития среднедевонских красноцветов значительно удалены от областей развития франских красноцветов. Последние, в свою очередь, удалены от областей развития фаменских красноцветов. Наиболее удалены области развития красноцветов визейского возраста. Такое обособление областей развития красноцветов различного возраста объясняется тем, что трансгрессия наступала не непрерывно, а скачками, создавая разрывы между областями.

Размеры разрывов измеряются многими десятками, а иногда и сотнями километров. Естественно, что при таких разрывах нельзя говорить об образовании непрерывного слоя, т. е. о слоеобразовании.

Макроритмы наиболее часто и полно выражены на континентальных массивах, в отложениях эпиконтинентальных бассейнов. Кроме приведенного выше нижнекембрийского залива Прибалтики, можно привести в качестве примера верхнеюрско-нижнемеловое море — пролив Русской платформы. Первой эпохе макроритма соответствуют среднеюрские и келловейские пески и оолитовые мергели, затем идет очень длительная вторая эпоха — накопление мощных глин; для нее, в общем, характерно очень медленное и длительное опускание, прерываемое местами кратковременными поднятиями, вызывающими образование мезоритмов. Третья эпоха — краткое и быстрое поднятие, выражающееся в образовании верхненеокомских, альбских и аптских песков.

В геосинклиналях макроритмы выражены неясно вследствие чрезвычайной продолжительности морского режима. Нередко вторая эпоха длится один или даже несколько периодов, и соразмерность ее с первой и третьей эпохами, а тем самым и соразмерность самого ритма полностью нарушаются. Например на западном склоне Южного Урала макроритм начинается прибрежно-равнинными песчаниками и сланцами нижнего девона (середина ашинской свиты), затем идут эйфельские аркозовые песчаники, завершающие осадки первой эпохи. Далее начинается длительная вторая эпоха, эпоха стационарного морского режима. Она продолжается часть среднего и весь верхний девон, нижний и средний карбон; в верхнем карбоне начинается отложение осадков артинского типа, но все еще преимущественно морских и не связанных с поднятиями области их накопления. Третья эпоха начинается только с кунгура, когда море отступает и образуются лагуны; заканчивается она образованием уфимских континентально-прибрежных красноцветов.

Рассматривая макроритмы, Борихаузер (Bornhauser, 1947) выделил среди них три типа. Первый тип включает в себя отложения трансгрессии,

непосредственно сменяющиеся отложениями регрессии. Второй тип включает отложения трансгрессии, за которыми следуют отложения погружения, точнее стационарного состояния моря, и выше — отложения регрессии. Третий тип отличается тем, что добавляются еще отложения континента, следующие за отложениями регрессии, т. е. четвертая эпоха.

Изучив палеогеновые отложения побережья Мексиканского залива, он выделил в них пять макроритмов. Четыре из них относятся ко второму типу и один — к первому.

### Мезоритмы

Мезоритмы более многочисленны и разнообразны; как уже было сказано, они встречаются в морских, лагунных и континентальных отложениях.

Примером морских мезоритмов могут служить ритмы среднего и верхнего девона западного склона северной части Южного Урала, выделенные С. М. Домрачевым, В. С. Мелещенко и Н. Г. Чочиа (1948), Чочиа (1949, 1950), С. М. Домрачевым (1952).

Первый, нижнедевонский, мезоритм начинается токатинскими светлыми кварцевыми, иногда аркозовыми песчаниками мощностью 30—50 м. Нередко эти песчаники относят еще к эйфельскому ярусу. Выше идет вязовская свита — темные, слоистые, глинистые лепердиевые известняки мощностью 14—30 м, на которых залегает бийская свита — темные и серые, чистые, иногда массивные известняки мощностью до 100 м.

Второй мезоритм — верхнедевонский — опять начинается песчаниками и глинами мощностью обычно 15—20 м, относящимися к чусовской свите; выше идут слоистые темные известняки, вверху иногда светлые рифовые, массивные, общей мощностью до 50 м — чеславская свита.

Третий мезоритм — нижнефранский — снова начинается песчаниками пашинской свиты мощностью 6—12 м, на которых залегают кыновские глины и глинистые известняки мощностью 3—12 м, сменяющиеся темными битуминозными слоистыми известняками и сланцами доманиковой свиты мощностью 15 м. Вверху залегает самсоновская свита — темные и белые массивные, иногда рифогенные известняки общей мощностью до 30—35 м.

Четвертый мезоритм — верхнефранский — начинается орловской свитой — песчаниками, глинами и бокситовыми породами общей мощностью 4—12 м. Выше идут устькатауские слоистые темные, битуминозные, амфиоровые известняки мощностью 80—120 м, в свою очередь, покрывающиеся, а возможно, отчасти и замещающиеся айлинскими серыми известняками и доломитами мощностью 60—100 м. Верхняя граница мезоритма неясная; выше ее залегают мощные фаменские доломитизированные известняки мощностью до 400—500 м.

Суммируя, мы видим, что каждый мезоритм обладает, в основном, одинаковой последовательностью; начинается он песчаниками и глинами прибрежно-морского характера (пляж), выше идут глины или глинистые известняки, слоистые, часто битуминозные, отлагавшиеся на небольших глубинах у берега моря, и заканчивается ритм серыми или темными толстослоистыми известняками или белыми массивными известняками. Мощность первого ритма 145—180 м, второго — 70 м, третьего — 70—75 м, четвертого — 150—200 м. Каждый из ритмов соответствует половине яруса, и они налегают друг на друга трансгрессивно. Иногда, особенно перед отложением пашинской свиты, трансгрессия сопровождается раз-

мывом нижележащего второго ритма. Местами второй ритм полностью смыт, и третий ритм залегает на первом.

Протяженность первого мезоритма очень большая, около 1200 км; он охватывает весь Средний и Южный Урал; протяженность второго мезоритма меньшая, но все же около 500 км; протяженность третьего и четвертого ритмов снова очень большая: от Стерлитамака и Уфы до Дона ча западе и до Камы на севере. Вследствие этого ритмы представляют собой хорошие стратиграфические подразделения. Особенно четко прослеживаются базальные песчаниковые свиты; состав известняковых свит более изменчив, и они устанавливаются не столько по литологии, сколько по фауне.

Своеобразный характер имеют мезоритмы, установленные Н. Н. Форшем (1935, 1937, 1940) в верхней части окрестностей Куйбышева, по берегам Волги.

Первый цикл начинается спириферовыми слоями — доломитами с многочисленной и сравнительно разнообразной морской фауной; общая мощность 18 м. Заканчивается цикл малорязанскими слоями — немыми гипсами мощностью 7 м.

Второй цикл начинается барбашинскими слоями — опять доломитами с морской фауной, но уже более бедной и однообразной, чем в спириферовых слоях. В массовых количествах встречается *Productus cancellini* Vern. и пелециподы. Заканчивается цикл сорокинскими слоями — белыми гипсами, внизу с прослойками доломитов, вверху с тонкими прослойками зеленоватых глин. Мощность барбашинских слоев 25 м и сорокинских — 25 м.

Третий цикл состоит внизу из падовских слоев — доломитов с пелециподами мощностью 12 м, и орловских слоев — немых гипсов с прослойками зеленоватых глин общей мощностью 8 м.

Четвертый цикл начинается дубровинскими слоями — доломитами с пелециподами мощностью 8 м и заканчивается водинскими слоями — гипсами с прослойками глин мощностью 18 м.

Три верхних цикла тождественны с тремя циклами, наблюдающимися в разрезе у Казани, что указывает на их большую протяженность.

Образование циклов Н. Н. Форш (1940) объясняет периодическими повышениями и понижениями солености на общем фоне засоления бассейна. «С каждым вышележащим циклом наблюдается прогрессирующее обеднение фауны, уменьшается роль содержащих фауну слоев и растет значение немых доломитов, гипсов и глин».

Ясно, что периодические засоления и опреснения могут вызываться периодическими же обособлениями Казань-Куйбышевской лагуны и соединениями ее с открытым морем, в свою очередь, непрерывно опрессовавшимся. Таким образом, изучение мезоритмов дает существенные указания по палеогеографии.

Среди лагунных отложений мезоритмы наиболее хорошо улавливаются в дельтовых отложениях и, в частности, в угленосных толщах. Ритмичность в угленосных отложениях Донецкого бассейна описана Ю. А. Жемчужниковым (1935), Подмосковного и Боровичского бассейнов — Е. П. Брунс (1939, 1940), Печорского бассейна — Г. А. Ивановым (1947), Кизеловского бассейна — П. В. Васильевым (1947) и Кузнецкого бассейна — Е. П. Брунс и Ю. А. Жемчужниковым (1940).

Опишем ритмы Боровичского бассейна (рис. 30) по данным Е. П. Брунса (1939, 1940). Здесь отчетливо выделяются два полных мезоритма, осложненных рядом мелких и недоразвитых микrorитмов ( $a_1$ ,  $a_2$ ,  $a_3$  и  $a_4$ ).

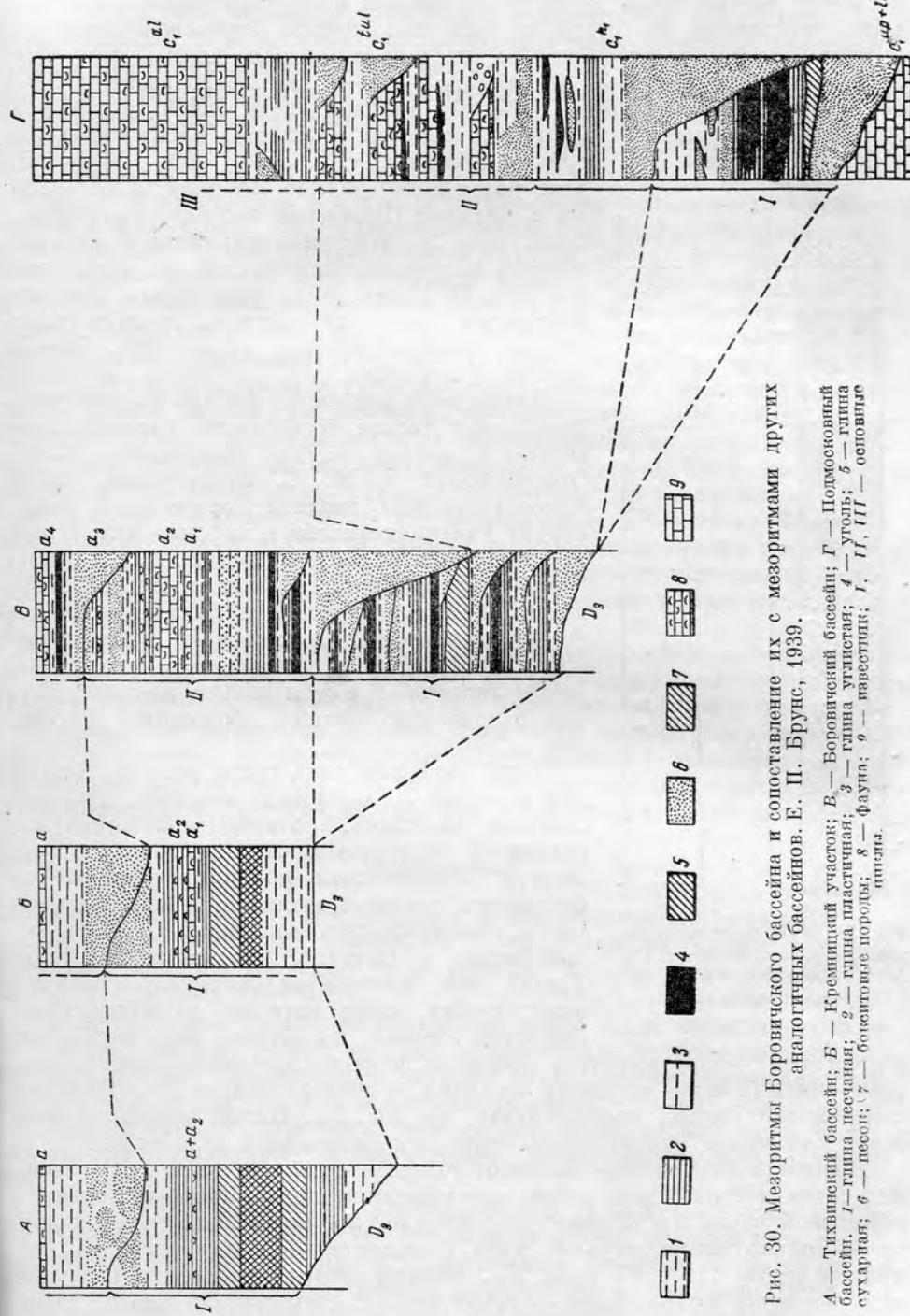


Рис. 30. Мезоритмы Боровичского бассейна и сопоставление их с мезоритмами других аналогичных бассейнов. Е. П. Брунс, 1939.

А — Тихвинский бассейн; В — Кременчугский участок; В<sub>1</sub> — Боровичский бассейн; Г — Подмосковный бассейн. I — глина песчаная; 2 — глина пластичная; 3 — глина упругая; 4 — утоль; 5 — глина сухарная; 6 — песок; 7 — бентонитовые породы; 8 — фауна; 9 — определение птицы.

В строении каждого мезоритма наблюдается нижняя трансгрессивная песчаная часть, затем средняя глинистая или глинисто-известняковая часть, связанная со стационарным положением береговой линии, и вверху — верхняя регрессивная песчано-глинистая пачка. Мощность первого мезоритма 25—30 м, второго — 35—40 м. По возрасту каждый из них представляет собой половину нижней части визейского яруса. Протяженность мезоритмов ограничивается площадью распространения угленосной толщи Боровичского бассейна, т. е. около 100—150 км. Но

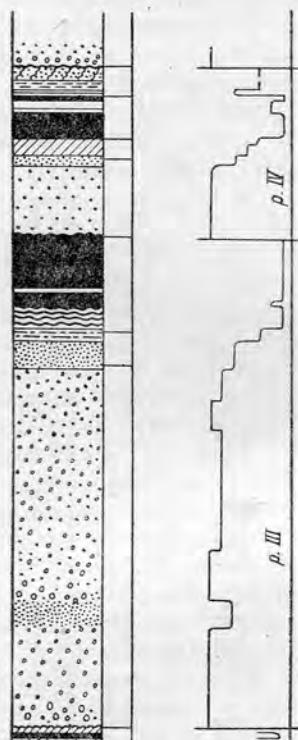
уже корреляция ритмов Боровичского бассейна с ритмами Подмосковного бассейна (Брунс, 1939, рис. 5) отчетливо показывает неустойчивость и исчезновение ритмов на таком расстоянии. В Кизеловском угленосном бассейне мезоритмы прослеживаются на десятки километров; распространение их на весь бассейн вызывает сомнения.

Интересные данные по ритмам нижней части угленосной толщи Кузнецкого бассейна приведены в работе А. А. Малявкина, Е. И. Орешниковой и М. С. Шустеровой (1939). В состав ритмов нижней, острогской, свиты входят континентальные и морские отложения, так же как и в состав подстилающих «морских» нижнекаменноугольных отложений. В вышележащих подразделениях балахонской свиты — мазурковской, алыкаевской, промежуточной, ишановской и кемеровской толщах — ритмы включают в себя только континентальные отложения: речные, болотные и озерные.

Здесь выделены пять типов ритмов. Первый тип начинается мощными речными грубозернистыми осадками, которые постепенно переходят в болотно-озерные отложения, в свою очередь, сменяющиеся морскими. Второй тип начинается речными осадками небольшой мощности, сменяющимися мощными озерными отложениями с редкими прослойями болотных. Третий тип начинается мощными речными отложениями, выше которых равномерно чередуются озерные и болотные отложения. Четвертый тип характеризуется мощными речными осадками, быстро сменяющимися болотно-озерными осадками; к нему относятся III и IV ритмы кемеровской толщи, изображенные на рис. 31. Пятый тип отличается более или менее равномерным чередованием осадков всех типов.

Рис. 31. Микроритмы кемеровской свиты, Кузбасс. По А. А. Малявкину и Е. И. Орешниковой, 1939.

Мощности ритмов колеблются от немногих десятков метров до нескольких сотен метров. Одни ритмы соответствуют целым толщам, другие — небольшой части их. Первые, несомненно, являются мезоритмами; другие — только микроритмами, хотя и значительной мощности, как например ритмы III и IV (рис. 31). Многие ритмы начинаются размывом нижележащего ритма; реже — такой размыв отсутствует. Многие ритмы настолько резко отличаются друг от друга, что элемент ритмичности, закономерного повторения, отсутствует и возникает сомнение, не бу-



дет ли более правильным применение названия комплекс осадков, вместо слова ритм. Единственной общей особенностью всех ритмов является то, что они начинаются грубозернистыми речными осадками, которым часто предшествует размытие.

Протяженность ритмов и их изменения по простиранию остались неизученными. Недостаточно изучены и микроритмы; характеристика последних для более молодой ильинской свиты дана Ю. А. Жемчужниковым (1940) и Е. П. Брунс (1940).

Примером мезоритмов в континентальных отложениях могут служить ритмы, выделенные Л. Б. Рухиным (1946, Рухин и др., 1948) в красноцветах среднего девона Ленинградской области. По его данным, в Лужском районе «нижний цикл (кемский) сложен в основании красными мелкозернистыми песками, лежащими на размытой поверхности подстилающих пород, и в нижней части — обогащенными гальками глин и крупнозернистым песчаным материалом. Выше залегает толща переслаивания разноцветных глин и красноцветных песков, на размытой поверхности которых лежит красноцветная песчаная пачка следующего цикла (ящерская). Этот цикл отличается от нижележащего присутствием, выше пачки переслаивания, толщи белых кварцевых песков. На размытой поверхности этих белых песков залегает третий цикл, в основании которого вновь залегают красные пески, сменяемые вверх по разрезу маломощными пачкой переслаивания и белыми песками, известными под названием подснетогорских. Выше этих слоев совершенно согласно залегают карбонатные породы снетогорских слоев». Верхний третий ритм называется тарковичским.

По указанию Л. Б. Рухина (1948), эти ритмы хорошо прослеживаются на значительные расстояния и могут служить опорными горизонтами при составлении геологических карт. Тарковический ритм прослежен на 500 км — от Латвии до р. Сясь. Этот ритм представляет базальные слои верхнедевонской трансгрессии, надвигавшейся с юго-запада на северо-восток. Соответственно его базальные красные пески на юге более древнего возраста (средний девон), чем на севере (верхний девон).

### Микроритмы

Микроритмы весьма разнообразны и имеют широкое распространение. Наиболее известный пример их — это ленточные глины ледниковых озер, описанные выше и в работах К. К. Маркова (1927) и Н. А. Успенского (1938).

В обычных озерных отложениях очень часто могут быть также выделены ритмы, но они состоят из двух компонентов: прослоя нормального осадка и прослоя сокращенного, который обусловливает появление слоистости, столь характерной для озерных осадков.

Среди пустынных отложений микроритмы хорошо развиты в такырных осадках, вследствие периодического обводнения и высыхания такырных ванн.

Даже косая слоистость в барханных песках тоже представляет микроритмы, состоящие из двух компонентов: прослоя нормального песка, нанесенного сильным ветром, и сокращенного прослоя на поверхности песка, образующегося при затишье. Микроритмы барханов, конечно, в своем распространении ограничены размерами барханов. Еще меньше микроритмы, наблюдающиеся в речных дюнах, и, наконец, наименьшими из них являются микроритмы, образованные волноприбойными знаками.

Микроритмы обычны в галогенных толщах — осадках горько-соленых озер и лагун; например микроритмы в парижских гипсах, полугодовые, сезонные и годовые, описаны Дейша (Deicha, 1942).

Еще более распространены микроритмы там, где продукты разрушения отлагаются в прибрежных обособленных водоемах. Сюда относятся флиши и осадки флишевого типа различного возраста, например артинские песчаники и мергели.

Также часто микроритмы возникают в отложениях лагун, заливов и других обособленных морских бассейнов. К ним относятся микроритмы граптолитовых сланцев, кремнистых сланцев и яшм, золенгофенских известняков и другие.

В морских отложениях микроритмы возникают вследствие нарушений в осадкообразовании, вызываемых бурями и ураганами, появлением и исчезновением донных течений, увеличением и уменьшением количества породообразующих организмов и многими другими причинами.

Микроритмы в нормальных морских отложениях распространены достаточно широко, особенно в толщах большой мощности, отлагавшихся на значительном расстоянии от берега. Многочисленные и интересные примеры таких ритмов в девонских и силурийских отложениях Аляски приведены в работе Лаудона и Хроника (Laudon and Chronic, 1949).

В одном из описываемых разрезов, в толще Рэмпартс (Ramparts), относимой к девону (среднему?), в верхней части ее мощностью 141 м было выделено 85 ритмов, т. е. в среднем мощность ритма 1.6 м. В действительности, мощность отдельных наиболее крупных ритмов — 5—6 м, наименьших — всего 0.3—0.5 м.

Каждый ритм состоит из двух пачек: нижней, сложенной темными, тонкослоистыми, глинистыми или кремнистыми известняками, богатыми фауной, в данном случае кораллами, и верхней, сложенной серыми, светлыми, более массивными известняками, почти немыми.

Из приводимого ими разреза видно, что в описанных 85 ритмах нет ни одного полностью тождественного другому. У большинства ритмов нижняя черная пачка мощная, то более глинистая, то более кремнистая, то листовидная, то среднеслоистая. Но передки ритмы, у которых более мощна верхняя светлая пачка, массивная, ясно слоистая.

Черные пачки содержат большое количество зерен кварца; светлые — более чисты. Авторы объясняют это отложением светлых пачек при периодических углублениях бассейна, т. е. при периодических удалениях береговой линии. Свое объяснение они выдвигают условно, и оно, конечно, маловероятно. Скорее всего причина ритмообразования заключается в усиении и ослаблении накопления органического вещества.

Ритмы в известняках и доломитах Альп описаны Зандером (Sander, 1936); в эоцене Парижского бассейна — Стэмпом (Stamp, 1921); в третичных отложениях Бирмы — Стэмпом (Stamp, 1925) и в верхнем протерозое Урала — Лунгергаузеном (1947).

В замкнутых бассейнах микроритмы вызываются колебаниями уровня воды, обусловленными изменениями стока воды в реках, например колебания уровня Каспия, связанные с изменениями стока Волги.

Ценный и обширный материал по микроритмам приведен в статье В. Б. Шостаковича (1941). Микроритмы измерены в отложениях многочисленных озер, в том числе Ладожского и Онежского, а также Аральского и Каспийского морей, затем в глубоководных осадках океанов и, наконец, в отложениях самого различного возраста, вплоть до докембрий-

ского. Интересны данные по микроритмам в глубоководных отложениях северной части Атлантического океана, образующимся в результате таяния айсбергов.

В. Б. Шостакович (1941) связывает почти все микроритмы с сезонными и годовыми изменениями климата. Вряд ли это правильно. Приводимый им материал показывает, что многие микроритмы связаны с более длительными периодами. Указанный автор вполне правильно подчеркивает громадное значение климатических явлений, которые преобладают среди факторов, вызывающих микроритмичную слоистость. Однако надо помнить, что микроритмы образуются в результате действия и многих других факторов, помимо температурных колебаний. Особенны важны изменения в стоке рек, повторяющиеся большие наводнения и песчаные бури, ускорение движения ледников (образование айсбергов). Важно отметить, что все эти явления связаны с климатическими изменениями и не имеют никакого отношения к тектоническим движениям.

На поверхности земли микроритмы появляются в результате половодьев рек, деятельности временных потоков и ветра (Wegmann, 1948).

Нельзя отрицать существование микроритмов, связанных с колебательными тектоническими движениями, но по сравнению с другими микроритмами они стоят на втором месте. Не всегда легко их выделение.

Как пример микроритмов, связанных с тектоническими движениями, вызвавшими колебания береговой линии, Е. П. Брунс (1939) приводит микроритмы, установленные им в первом макроритме угленосной толщи Боровичского бассейна (рис. 30). Всего им выделены шесть микроритмов, мощностью 2—5 м каждый. Ритм начинается песком, срезающим нижележащие отложения, как это показано на рисунке, затем следует глинистая пачка, и ритм заканчивается верхним песком, соответствующим регрессии. Ритмы построены логично и стройно, но насколько легко их обособление в природе, неясно, так как нередко граница ритмов проходит в однородном песке. Причина образования ритмов не может считаться доказанной. Подобная смена небольших пачек глин такими же пачками песков может вызываться усилением и ослаблением приноса терригенного материала в результате деятельности рек, зависящей от дождливых и засушливых периодов.

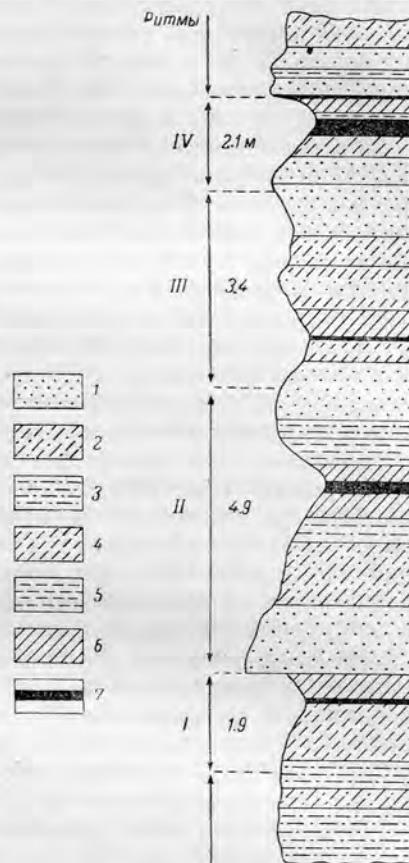


Рис. 32. Микроритмы ильинской свиты, Кузбасс. По Е. П. Брунс и Ю. А. Жемчужникову, 1940.

1 — песчаник; 2 — алевролит неслоистый;  
3 — алевролит слоистый; 4 — аргиллит  
песчанистый неслоистый; 5 — аргиллит  
песчанистый слоистый; 6 — аргиллит;  
7 — уголь.

Микроритмы изучены Е. П. Брунс (Брунс и Жемчужников, 1940) в ильинской свите угленосной толщи Кузнецкого бассейна (рис. 32). На этом рисунке хорошо видно разнообразие ритмов, особенно отчетливо выступающее при изучении весьма полного и детального материала, приводимого в работе Е. П. Брунс. Она выделяет четыре типа ритмов, отличающихся составом и последовательностью слоев; на рис. 32 изображены микроритмы I и II типов. Общее число микроритмов около 70; мощность их около 3—5 м, иногда она падает до 1 м; изредка повышается до 10 м, при наличии в основании более мощных речных песчаников. Число слоев, входящих в состав ритма, достигает 10 и более.

Ритмы ильинской и залегающей на ней ерунаковской свит описаны Ю. А. Жемчужниковым (1947). Он отмечает их большое отличие и считает ритмы ильинской свиты исключительно отложениями водных бассейнов; базальные и конечные песчаники — это отложения бассейнов с подвижными водами; угли же и примыкающие к ним глинистые пачки — отложения застойных бассейнов.

Печорская (воркутинская) угленосная толща детально изучена Г. А. Ивановым (1947). По его данным, мощность толщи достигает 8000 м, и в большей ее части отчетливо выделяются микроритмы средней мощностью 15—20 м, прослеживающиеся на расстоянии около 20 км. Интересна закономерная изменчивость состава конкреций, в начале и конце ритма — сидеритовых и в середине — известковых.

Общеизвестны типичные и детально изученные четвертичные ленточные глины, отлагавшиеся в озерах у окраин ледяного покрова. Они описаны выше, в разделах о ленточной слоистости, на стр. 75. Там же описаны и другие породы, обладающие ленточной слоистостью и микрослоистостью, и обосновывается положение о том, что эти виды слоистости и микроритмы представляют одно и то же явление.

Не менее известны и полно описаны микроритмы флиша, представляющие его характернейшую особенность. Особенно детально, иногда даже с излишней детальностью, не нужной для производственных целей, они описаны в монографии Н. Б. Вассоевича (1948) и в других его работах (1939, 1951). В верхнепалеозойском флише Урала они установлены Б. М. Келлером (1949) и А. И. Осиповой (1945, 1950).

Приведенные выше примеры далеко не исчерпывают всего разнообразия микроритмов, но они достаточны для того, чтобы подчеркнуть его.

По существу каждое периодическое изменение в процессе осадконакопления, каждый перерыв в нем вызывают появление микроритмов, а такие изменения и перерывы происходят везде и всюду, в самых различных отложениях и во все периоды.

Одни ритмы занимают большие площади и могут служить для целей корреляции, как например микроритмы в глинистых отложениях больших лагун, заливов и озер. Другие, такие, как микроритмы волноприбойных знаков, наоборот, ничтожны по площади, измеряющейся десятками сантиметров.

### Производственное значение

Выделение ритмов, безусловно, приносит пользу при стратиграфических работах, особенно при расчленении почти немых дельтовых и наземных отложений. При изучении этих отложений обособление мезоритмов и даже микроритмов представляет важную задачу. Даже при изучении мор-

ских отложений обособление ритмов облегчает прослеживание и корреляцию определенных комплексов.

Мезоритмы могут быть использованы при геологической съемке, но при условии увязки их с палеонтологическими горизонтами. Иначе сопоставление отдельных планшетов вызовет значительные затруднения.

Наиболее горячие сторонники ритмов иногда высказывают мнение о том, что ритмы могут заменить палеонтологические горизонты. Такое мнение, как и всякое другое, считающее, что одного какого-либо литологического признака достаточно для полного определения палеогеографии, неправильно. Ю. А. Жемчужников в предисловии к сборнику «Косая слоистость» (1940) исчерпывающе показал, что для решения любого сложного палеогеографического или стратиграфического вопроса необходимо учитывать всю совокупность признаков, имеющих значение для его решения, в том числе стратиграфических, литологических и палеонтологических.

С другой стороны, такой же ошибкой является мнение, отрицающее значение ритмов или даже вообще их существование, тогда как существование ритмов также несомненно, как и существование трансгрессий и регрессий, их вызывающих. Изучение ритмов, особенно их изменений по простиранию и их распространения, дает существенные материалы для палеогеографии и обязательно при всяких более или менее значительных палеогеографических построениях.

Надо иметь в виду, что есть, конечно, некоторые толщи, в которых ритмичность осадконакопления отсутствует. Нахождение во что бы то ни стало в таких толщах ритмов вряд ли повысит качество исследований.

Значение микроритмов ленточных глин для сопоставления разрезов четвертичных отложений весьма велико. Они предоставили возможность произвести первый абсолютный подсчет возраста отложений прошлого. Им посвящены многие десятки работ, основные из которых приведены в списке литературы, в разделе «Слоистость». В настоящее время проводятся исследования по увязке микроритмов ленточных глин и годовых колец стволов деревьев. Они уже дали положительные результаты и наметили возможность точной датировки археологических памятников, особенно ценной для нового и древнего каменных веков.

Н. Б. Вассоевич (1948) показал, что микроритмы флиша дают возможность сопоставления разрезов не только близко расположенных, но и удаленных на расстояния в сотни километров.

Л. Б. Рухин (1948) успешно применил мезоритмы при картировании областей, сложенных древним красным песчаником, например Ленинградской области.

В. И. Попов и Н. И. Гриднев (1953) для изучения кенозойских моласс юго-западного Таджикистана успешно применили расчленение их на ритмы. Для подобного расчленения В. И. Попов, несколько ранее (1947), предложил название «ритмостратиграфия». Толща моласс достигает мощности 10 750 м. Она расчленена на две ритмотолщи, подразделяющиеся на пять подритмотолщ, в свою очередь, распадающихся на 10 ритмосвит и 17 ритмоподсвит. Более дробное подразделение на ритмосерии и ритмопачки не приведено.

Н. П. Петров (1953) более дробно расчленил соленосную толщу Кугитанга верхнеюрского возраста мощностью 900 м. В этой толще выделено семь ритмосвит. Четыре верхние ритмосвиты делятся каждая на две ритмопачки. Как уже было сказано выше, на стр. 81, ритмотолщи и ритмосвиты В. И. Попова и Н. И. Гриднева (1953) соответствуют нашим макро-

ритмам, а ритмосвиты Н. П. Петрова (1953), очевидно равные ритмосериям В. И. Попова, и ритмопачки соответствуют нашим мезоритмам.

### Причины ритмообразования

Основной причиной образования макроритмов и большинства мезоритмов являются тектонические движения. В то же время надо помнить, что некоторые мезоритмы и подавляющее большинство микроритмов с тектоническими движениями совершенно не связаны. Считать, что все ритмы обусловлены тектоникой, так же ошибочно, как считать, что всякая слоистость вызвана поднятиями и опусканиями. Связь ритмов с тектоникой существует, но не всегда и не везде она прямая.

Среди макроритмов можно выделить две группы. Первая из них обуславливается трансгрессией и регрессией больших морских бассейнов, вызывающими передвижение береговой линии на многие сотни и даже тысячи километров. Эта группа вызывается поднятиями и опусканиями тех областей, в которых они располагаются. Вторая группа также связана с поднятиями и опусканиями, но происходящими вне областей образования ритмов. Ко второй группе относятся дельты больших рек и связанные с ними угленосные толщи. Каждая угленосная толща, в целом, представляет собой макроритм, но его образование связано не с передвижением береговой линии, в основном стационарной, а с поднятиями больших областей разрушения — возвышенностей, располагающихся нередко очень далеко от самой дельты.

Причины образования мезоритмов более разнообразны. Большинство морских мезоритмов связано с поднятиями и опусканиями, вызывающими трансгрессии и регрессии, но некоторые мезоритмы связаны со складками на морском дне, а другие — с рецессиями, вызывающимися донными течениями. Весьма существенные изменения в морских мезоритмах объясняются приносом реками больших масс терригенного материала. В замкнутых морях мезоритмы, кроме перечисленных причин, могут обуславливаться режимом речной сети, впадающей в данное море. Недавнее падение уровня Каспия было вызвано резким уменьшением стока вод Волги: в свою очередь, оно весьма сильно сказалось на характере прибрежных отложений, в ряде случаев напоминая регрессию.

Еще более разнообразны причины ритмообразования в лагунных отложениях, на которые сильно влияют изменения тектонические и нетектонические, происходящие на материках.

Наконец, причинами образования континентальных мезоритмов служат движения области накопления и движения прилегающих областей разрушения или те и другие вместе. Несомненно большое влияние длительных периодов засухи, продолжающихся тысячелетия.

Переходя к микроритмам, надо отметить еще большее разнообразие причин, их вызывающих, и преобладание среди них таких, которые не связаны с тектоническими движениями. Наиболее распространены причины, обусловленные периодическими климатическими изменениями. Продолжительность таких периодов весьма различна, начиная от года и кончая тысячелетиями. Соответственно различна и мощность микроритмов. Наиболее известным примером климатических микроритмов являются микроритмы в четвертичных ленточных глинах. Такого же происхождения микроритмы в граптолитовых сланцах, флише и кремнистых сланцах и яшмах. Особенно четко климатические микроритмы выражены в отложениях замкнутых и полузамкнутых бассейнов, в которых отсутствует

уравновешивающее и перераспределяющее действие морских течений и прибоя. В замкнутых бассейнах, морях, лагунах, озерах и болотах более значительные климатические изменения определяют количество стока воды и тем самым колебания береговой линии без всяких тектонических причин. Такие колебания хорошо изучены для Каспийского моря Л. С. Бергом. Нет сомнения, что они являются причиной, вызывающей микроритмы и слоистость, так характерные для озерных отложений.

В галогенных отложениях горько-соленых лагун и озер микроритмы, как известно, чаще всего вызываются колебаниями температуры, но большое значение имеют также изменения состава воды и колебания в приносе терригенного материала.

Колебания в количестве породообразующих организмов, например фораминифер и диатомей, нередко происходят периодически и поэтому вызывают появление микроритмов в органогенных морских, солоновато-водных и более редко — в пресноводных отложениях.

Ураганы и бури, достигающие громадной силы, резко влияют на состав морских прибрежных отложений; с ними связано появление пачек, более грубозернистого состава. Особенно сказываются они на составе осадков коралловых островов, обусловливая появление микроритмов в карбонатных толщах и, в частности, в осадках лагун, тонкую слоистость которых трудно объяснить другими причинами (породы типа золенгофенских известняков).

Песчаные бури вдоль пустынных берегов приносят в море значительные количества песчаного материала, также создавая микроритмы.

Некоторые микроритмы вызываются действием тектонических движений. Интересно, что такие микроритмы часто обладают небольшим распространением, что указывает на ограниченное распространение самих тектонических движений.

Микроритмы в верхнепалеозойском флише западного склона Урала описаны Б. М. Келлером (1949) и А. И. Осиповой (1945, 1950). Они дают обзор ряда гипотез их образования. Б. М. Келлер (1949) склонен объяснять возникновение микроритмов подводными землетрясениями, во время которых гигантские волны «тунами» смещают взмученные песчаные осадки в зону накопления илов.

А. И. Осипова (1950) считает, что имеющийся материал недостаточен для полного объяснения причин ритмообразования, но наиболее правдоподобной причиной служит деятельность донных течений, приносящих песчаный материал. В эпохи же отсутствия (смещения в другие области) течений отлагается ил.

Перечисленные причины образования микроритмов достаточно разнообразны, но, кроме них, существуют, конечно, и многие другие.

Площадь проявления различных условий образования различна. Некоторые сказываются на всем бассейне, другие — только на небольшой его части. Микроритмы, протяженностью в несколько километров, весьма распространены. Нередки микроритмы в десятки километров, и, как исключение, они достигают протяженности в сотни километров.

### Микроритмы и слоистость

По существу, слоистость представляет собой одну из форм ритмов, или обратно, ритмы являются одной из форм слоистости.

Слоистость представляет собой чередование нормальных прослойков с сокращенными прослойками — накоплением ничтожных количеств по-

сторонних частиц на уплотненной поверхности нормальных прослойков. Сокращенные прослойки вызывают расслаивание нормальных прослойков; не будь их, не было бы и слоистости.

Ясно, что каждая пачка, состоящая из нормального прослойка и лежащего на нем сокращенного прослойка, — это типичный микроритм.

### КОСАЯ СЛОИСТОСТЬ

Своеобразным типом слоистости является косая, или диагональная слоистость. Она наблюдается во всех типах отложений. Каждому типу отложений присущ свой тип косой слоистости. Вследствие этого анализ косой слоистости может служить важным указанием при определении условий образования осадка.

Основные работы по косой слоистости приведены в списке литературы; важны работы Ю. А. Жемчужникова (1923, 1926, 1940, 1—3) и сборник «Косая слоистость и ее геологическая интерпретация» (1940).

По данным Ю. А. Жемчужникова можно выделить следующие типы косой слоистости: 1) эоловый, 2) временных потоков, 3) речной, 4) дельтовый, 5) морской.

1. Эоловый тип развит в песках и известняках. В песках он связан с пустынями (барханы и бугристые пески) и берегами рек, озер и морей (дюны). В известняках связан с прибрежными морскими дюнами, нередко оолитовыми.

Характерными признаками эолового типа являются: 1) широкое и сплошное распространение; 2) большая мощность как отдельных слоев, так и всей толщи; 3) отсутствие горизонтальных серий между группами косых слоев; 4) частое и неправильное срезывание косых слоев косыми слоями другого направления; общая картина слоистости — неправильная, запутанная; 5) разнообразие углов и направлений падения; 6) преобладание пологих углов падения, в особенности при основании (от 0° до 30°); 7) вогнутость, а иногда и выпуклость кверху косых слоев; 8) однообразие зерна в слое; 9) разнообразие зерна в различных слоях; 10) тонкозернистость и чистота песка; 11) округленность и отшлифованность зерен.

Несколько все эти признаки являются постоянными во всех областях, сказать трудно. Например отшлифованность и окатанность зерен зависят только от длительности перекатывания и перетирания и нередко наблюдаются в морских отложениях. С другой стороны, эоловый песок на недалеком расстоянии от материнской породы может быть и слабо окатанным, угловатым.

Во всяком случае комплекс большинства признаков очень характерен и может служить для обособления эоловых песков, преимущественно дюнных.

2. Тип временных потоков. Этот тип слоистости развит в пустынных областях (рис. 33).

Характерные признаки: 1) небольшое распространение в виде сравнительно узких полос, по форме долины потока; 2) небольшая мощность; 3) многократное чередование пачек горизонтальных слоев и косослоистых; 4) промежуточные горизонтальные слои связаны с периодами засух и более тонкозернисты; 5) косые слои образуются в дождливые периоды из грубого и разнородного материала, иногда галечника; 6) наклон косых слоев более или менее одинаков и направлен в одну сторону; 7) зерна и гальки нередко мало окатаны и угловаты, но иногда хорошо окатаны.

**3. Речной тип.** В долинах рек косая слоистость песков возникает в результате смывания и передвижения песчаных отмелей и песчаных гряд (рис. 34). Передвижение это неравномерно и происходит главным образом в периоды половодья.

Характерные признаки: 1) небольшое распространение в виде узких извилистых полос; 2) небольшая мощность и быстрое выклинивание косослоистых песков; 3) многократное чередование пачек горизонтально- и косослоистых слоев, причем горизонтальные пачки небольшой мощности; 4) менее грубый, более окатанный и отсортированный материал; 5) наличие линз и карманов, в отличие от временных потоков; передко эти линзы сложены глинами или углистыми осадками.

**4. Дельтовый тип.** Отложения дельт состоят из серии косослоистых пластов, передко достигающих мощности во много сотен метров, и горизонтальных слоев небольшой мощности, срезывающих их вверху.

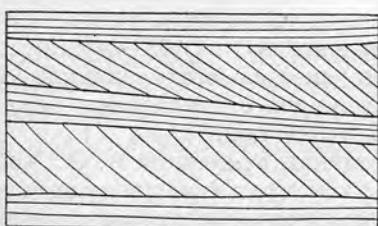


Рис. 33. Косая слоистость временных потоков. Ю. А. Жемчужников, 1926.

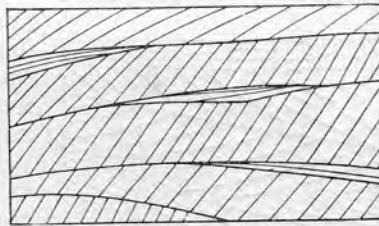


Рис. 34. Речной тип косой слоистости. Ю. А. Жемчужников, 1926.

Характерные особенности: 1) значительная мощность и ограниченная, иногда большая площадь распространения косослоистых песков; 2) отличается от речных отложений тем, что горизонтальные пачки слоев достигают значительной мощности и состоят из более грубозернистого материала, чем косослоистые; 3) материал тонкозернистый и хорошо окатанный.

**5. Морской тип.** В морских отложениях косая слоистость связана с передвижением и накоплением песчаных гряд и отмелей в прибрежной области, в зоне действия волн и течений (рис. 35).

В зависимости от состава песка — кварца или известняковых зерен, или оолитов — в ископаемом состоянии косослоистая порода будет или песчаником, или известняком.

Характерные признаки: 1) мощность и распространение косослоистых пород сравнительно невелики; 2) плоскости наслоения падают во все стороны и под сравнительно небольшими углами; 3) в одном и том же слое грубый материал постепенно переходит в тонкозернистый; 4) материал хорошо окатан, и передко большие зерна и гальки не круглые, а приплюснутые.

В работе Ю. А. Жемчужникова (1926) приведены детальное сравнение всех типов косой слоистости и инструкция для их наблюдения и определения.

Эта работа имела очень большое значение и легла в основу многих исследований. Ее основное достоинство заключается в том, что она представляла первое систематическое и разностороннее описание важного явления, на которое после того обратили должное внимание. Однако,

Ю. А. Жемчужников основывал свое описание не на анализе конкретного материала, а на абстрактных построениях.

Этот недостаток устранен в сборнике «Косая слоистость» (1940), включающем статьи Ю. А. Жемчужникова и других авторов, содержащие ценный и интересный фактический материал. В этом сборнике Ю. А. Жемчужников несколько изменяет прежнюю схему: тип временных потоков он называет просто типом потоков, что, конечно, представляет шаг назад; морской тип он более точно называет прибрежно-морским. Весьма ценные методические указания, в которых он неоднократно и вполне справедливо говорит, что для определения условий образования осадков одной формы косой слоистости недостаточно. Наблюдения над ней дают только первые указания, которые должны быть дополнены наблюдениями над литологическим составом, фауной и характером распространения и залегания.

В своей краткой и содержательной работе А. В. Хабаков (1951) приводит несколько зарисовок с натуры различных типов слоистости (рис. 36).

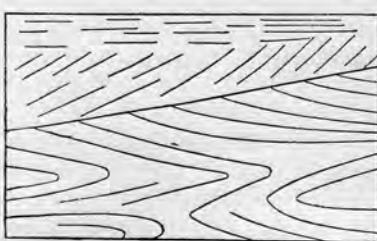


Рис. 35. Морской тип косой слоистости. Ю. А. Жемчужников, 1926.

дельтовых отложений и дюн, а также чередование потоковых, речных и литоральных наносов».

Далее, в работе А. В. Хабакова (1951) приведены практические указания по определению различных типов косой слоистости. Указывается, что эоловый тип наиболее разнообразен и мало изучен. Все известные примеры относятся к дюнным пескам; слоистость барханов и бугристых песков неизвестна и, возможно, отсутствует или крайне неясна. Последний вопрос более детально рассмотрен в разделе «Песчаные пустыни».

Переходя к анализу форм косой слоистости, прежде всего надо сказать, что они возникают в результате накопления осадка на наклонных поверхностях небольших размеров, резко ограниченных и с углами наклона в среднем от  $10^{\circ}$  до  $30^{\circ}$ . Такие наклонные поверхности образуются в результате быстрых движений среды, например ветра, водных потоков и прибоя. Таким образом, существуют только три группы косой слоистости: эоловая, потоковая и прибойная. Каждая из них заключает в себе несколько типов.

Среди эоловой группы выделяются следующие типы косой слоистости: барханов (эоловый тип Ю. А. Жемчужникова), дюн речных, озерных и морских, песков наведения во впадинах, оврагах и у выступающих коренных пород. Нередко образуются комбинированные типы слоистости, например дюнно-озерный там, где дюны надвигаются на озера. Этот тип чрезвычайно похож на тип временных потоков Ю. А. Жемчужникова и состоит из чередования пачек косослоистого элового песка и горизонтально-слоистых глинисто-песчаных отложений дна озера.

Он принимает те же пять типов, которые были выделены Ю. А. Жемчужниковым, но у него имеется сопоставление современных примеров с примерами из прошлого, что очень ценно.

Существенны замечания А. В. Хабакова (1951) о том, что по внешнему виду легко смешать различные типы косой слоистости, например дюнную с речной (дельтовой) и даже прибрежноморскую с потоковой. «Особенная осторожность в заключениях об условиях образования косой слоистости требуется потому, что в природе постоянно наблюдается совместное образование

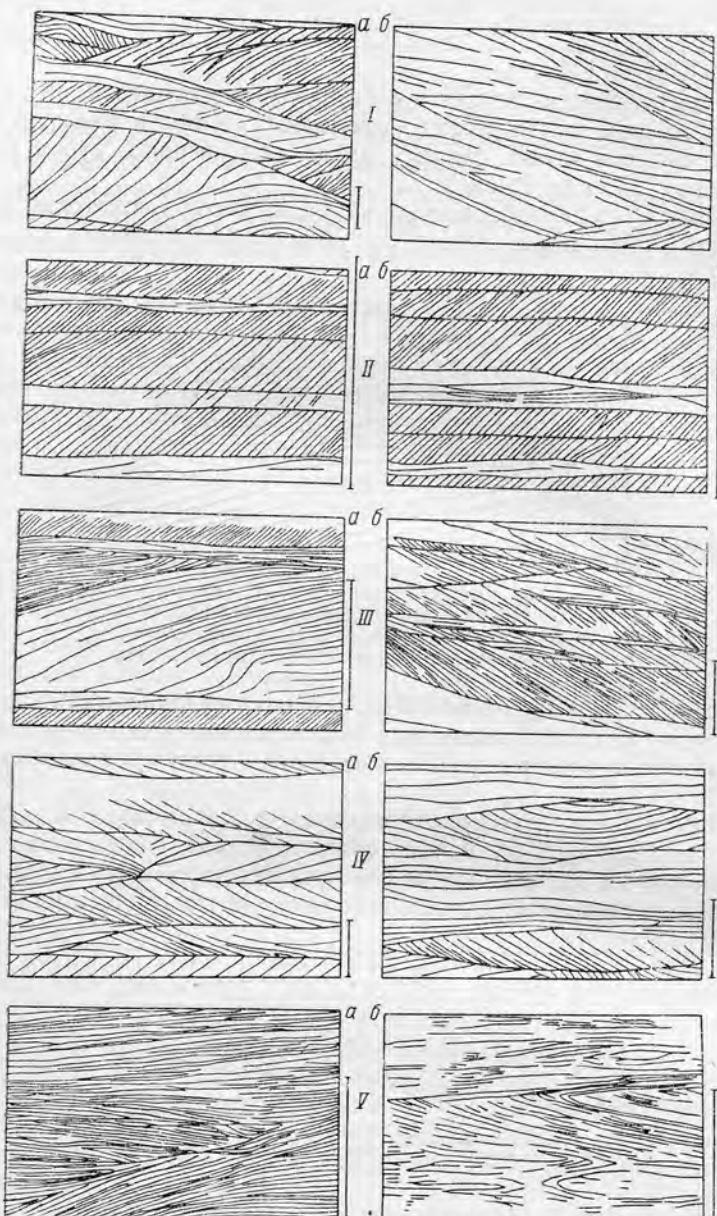


Рис. 36. Примеры косой слоистости в современных и древних осадочных толщах различного происхождения. А. В. Хабаков, 1951.

I — косая слоистость дюнных песков: *a* — современные золотые пески (по Томпсону и др., 1937); *b* — дюнныес красноцветные толщи нижнего карбона Минусинской котловины (по Е. Э. Разумовской, 1940).

II — косая слоистость периодических потоков: *a* — современные пески пойме реки одной среднеазиатской пустыни (по А. В. Хабакову, 1930); *b* — верхнепермские красноцветные пески Чкаловской области (по А. В. Хабакову, 1940).

III — косая слоистость постоянных крупных рек: *a* — современные пески р. Волги (по Г. В. Лопатину, 1938); *b* — нижнекаменноугольные речные пески второго основного цикла угленосной толщи Боровичского района (по Е. П. Бруис, 1940).

IV — косая слоистость дельтовых песков: *a* — современные пески подводной части дельты на Норвежском побережье близ сев. Богуслена (по И. Хессланду, 1946); *b* — дельтово-речные цефроцветные пески и глины верхнего девона на р. Ловати (по Д. В. Обручеву, 1940).

V — косая слоистость в прибрежно-морских песках: *a* — современные литоральные пески на Калифорнийском побережье у Сан-Педро (по Томпсону, 1937); *b* — триасовые литоральные песчаники Германии (по Френтцену, 1918).

Масштабная линейка у рисунков соответствует одному метру.

Потоковая группа включает в себя следующие типы косой слоистости: временных потоков сухих долин, временных потоков щебневых равнин, временных потоков дельт, речных русел рек, речных русел равнинных рек и морских донных течений.

Прибойная группа распадается на типы косой слоистости: песчаного и галечного пляжа моря, пляжа лагун и пляжа больших озер.



Рис. 37. Перекрещивающаяся слоистость морского типа в песках основания тульской свиты Подмосковного бассейна. Л. М. Бирина, 1940.

Дельтовый тип, выделенный Ю. А. Жемчужниковым (1926), в природе не существует. В состав дельтовых отложений входят отложения, в которых наблюдаются все три группы косой слоистости: эоловая, потоковая и прибойная.

Надо иметь в виду, что некоторые типы косой слоистости по своим формам не отличимы друг от друга, например типы речных дюн, морского пляжа и озерного пляжа. Их можно различить только по другим признакам: литологическому составу, фауне, распространению и условиям

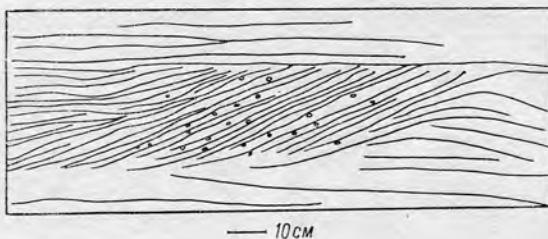


Рис. 38. Диагональная слоистость типа временных потоков в артинских песчаниках. А. В. Хабаков, 1940.

залаегания. Так, косая слоистость, изображенная на рис. 37, рассматривается как морская, но она может быть и эоловой.

Не отличимы по формам косой слоистости типы временных потоков и дюнно-озерный. Отличие заключается только в большем количестве грубообломочного материала в первых. Как пример может служить слоистость в артинских песчаниках (рис. 38), по данным А. В. Хабакова (1940). Присутствие угловатых галек указывает на тип временных потоков.

Иногда встречаются неопределенные формы косой слоистости, отнесение которых к определенному типу встречает затруднения, как например слоистость на рис. 39. Нередко толкование тех или других форм

косой слоистости вызывает разногласия: так, красноцветные среднедевонские песчаники Д. В. Обручев (1940) считает, в основном, эоловыми, а Ю. А. Жемчужников (1940) — потоковыми.

Тем не менее, изучение форм косой слоистости дает обширный и ценный фактический материал, и большой заслугой Ю. А. Жемчужникова, одного из наших ведущих литологов, является привлечение к нему должного внимания.

Линзовая слоистость, или линзослоистость, как ее назвал Н. М. Страхов (Страхов и Осипов, 1935), представляет собой разновидность косой слоистости, отличающуюся тем, что наклонные поверхности, падающие в различные стороны, переходят друг в друга, окаймляя небольшие линзы. Размеры линз от нескольких сантиметров до 5—10 м, при толщине до 1—2 см. Они сложены массивной темной разновидностью битуминозных мергелей, облекаемой более светлыми, тонкослоистыми мергелями. Мергели артинского возраста относятся к янгантусской свите и развиты на западном склоне Южного Урала.

Литература по косой слоистости довольно значительна. Кроме уже названных работ, косая слоистость описана для угленосных толщ Л. М. Бириной (1940), Е. П. Брунс (1940), Г. Ф. Крашенинниковым (1940), В. И. Яворским и П. Ф. Ли (1948). Для отложений речных долин имеем работы А. А. Вейхера (1948) и Н. И. Форша (1940). В песчаниках косая слоистость более обычна (А. С. Корженевская, О. Н. Бахвалова, 1940; Е. Э. Разумовская, 1940; Brinkmann, 1933; Mc Kee, 1939, 1940; Reiche, 1938); в известняках более редка — Г. И. Теодорович, 1941; А. И. Дзенс-Литовский, 1938. Образование ее в ваттах описано Людерсом (Lüders, 1930) и Генцшлем (Häntzschel, 1936); в современных дюнах — Смитом (Smith, 1942).

Общие вопросы, связанные с косой слоистостью, рассмотрены в работах Л. Б. Рухина (1953), Л. Н. Ботвинкиной (1950), Е. П. Брунс (1954), Твенхофела (1938), Шрока (1950) и Кюнена (Kuenen, 1950, 1953).

### ВОЛНОПРИБОЙНЫЕ ЗНАКИ

Основная причина образования волноприбойных знаков заключается в накоплении осадков на небольших поверхностях, но наклоненных под значительным углом. Такие поверхности наблюдаются на небольших грядах, валах, гребнях и аналогичных образованиях. Большинство из них объединяется под названием «волноприбойные знаки» (*ripple-marks*), «волновая рябь», или просто «рябь».

Волноприбойные знаки связаны с деятельностью волн (рис. 40), но необходимо помнить, что волны бывают морские, речные и воздушные. Соответственно и волноприбойные знаки бывают морские, речные и эоловые — наземные.

Волноприбойные знаки пользуются весьма большим распространением. им посвящена большая литература. Одну из последних сводок мы нахо-

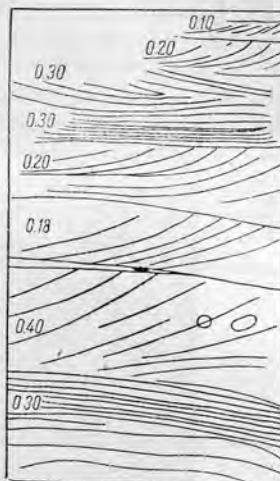


Рис. 39. Многоярусная косая слоистость в песчаниках ерунаковской подсвиты Кузнецкого бассейна. Ю. А. Жемчужников и Е. П. Брунс, 1940.

дим в неоднократно цитировавшейся работе Твенхофела (1936). В ней же приведены и главнейшие американские и английские работы, из которых можно отметить работы Кайндля (Kindle, 1917), Джонсона (Johnson, 1916) и Бючера (Bucher, 1919). Детально описаны морские волноприбойные знаки в работах Эпри (Ергу, 1912) и Эванса (Evans, 1941, 1942, 1949, 1952).

Из советских работ о волноприбойных знаках можно назвать работы И. И. Белостоцкого (1940) и В. П. Зенковича (1946); из переводных — работу Шрока (1950).



Рис. 40. Волноприбойные знаки; побережье моря Лаптевых.  
Фото А. И. Гусева, 1935.

Твенхофел выделяет три типа волноприбойных знаков (рис. 41): а) эоловые; б) водных течений: речные и морские (поточные); в) волн (колебательные).

1. Эоловые волноприбойные знаки. Эти знаки наиболее распространены на сыпучих песках, в областях дюн и барханов, но встречаются и на пыли.

Они асимметричны: склон, обращенный к ветру, очень пологий, склон, обращенный от ветра, — крутой. Длина и амплитуда (высота) волн мало зависят от силы ветра и колеблются в зависимости от величины зерна, достигая максимума у грубозернистого песка.

Эоловые волноприбойные знаки — параллельные, изогнутые, сетчато-сливающиеся. Площадь распространения небольшая. На рис. 42 показано сравнение движения песка в эоловых и потоковых волноприбойных знаках.

2. Волноприбойные знаки водных течений. Образование этих знаков зависит от соотношения между скоростью течения

и величиной зерна осадка. В этом соотношении можно выделить несколько фаз.

Первая фаза характеризуется настолько малой скоростью течения, что осадок не движется.

Вторая фаза — скорость течения настолько велика, что увлекает за собой частицы. При этом образуются так называемые знаки течения.

Третья фаза — скорость становится настолько большой (в среднем 0,66 м/сек), что песчаные знаки течения исчезают и вместо них образуются регressive песчаные волны — плоские, симметричные, округленные песчаные гряды,двигающиеся вверх по течению.

Четвертая фаза — в потоках очень большой скорости, несущих большие массы обломочного материала, образуются очень большие песчаные гряды, также широкие, симметричные, округленные, но ужедвигающиеся

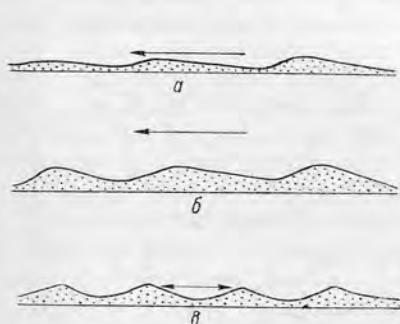


Рис. 41. Типы волноприбойных знаков: а — эоловые; б — течений; в — волновые. Твенхофел, 1936.

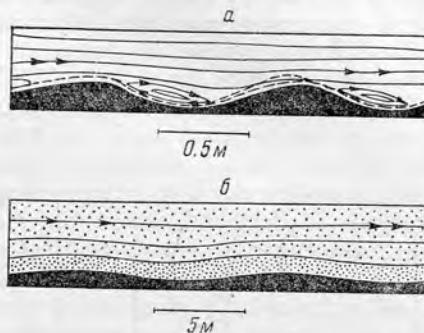


Рис. 42. Движение песка в волноприбойных знаках течений а и дюнах б. Твенхофел, 1936.

вниз по течению. Эти гряды носят название «прогрессивных песчаных волн».

3. Колебательные волноприбойные знаки или знаки волн. Образование их связано с влиянием волн на рыхлые осадки. Отличительная особенность их: правильность и симметричность. Глубина развития волноприбойных знаков весьма различна — от зоны прилива и отлива до глубины 100—200 м.

Было предложено по высоте волноприбойных знаков определять глубину их образования, но Эванс (Evans, 1942) показал, что высота зависит не только от глубины бассейна, но и от высоты волны. Взаимоотношения же двух последних факторов весьма изменчивы, поэтому и определение глубины бассейна по высоте волноприбойных знаков пока невозможно.

Сложные формы волноприбойных знаков. Языковидные знаки — лингоиды. Это название предложено Бючером. Лингоид (linguoid) — своеобразный волноприбойный знак, имеющий языковидную форму и образующийся в результате деятельности течений.

Ромбоидальные знаки. По форме напоминают ганоидные чешуи.

Интерференционные, или перекрестные, знаки образуются при действии на выработанные волноприбойные знаки течения, резко изменившего свое направление. Они нередко напоминают многоугольники высыпания (рис. 43). Перекрестные знаки иногда относят к проблематическим остаткам и дают им особые названия — Batractoides.

**Значение волноприбойных знаков, для палеогеографии:** 1. Знаки большого поперечника, измеряющегося десятками сантиметров и метрами, образуются в результате деятельности течений большой скорости.

2. Асимметричные знаки небольшого поперечника, измеряющиеся сантиметрами, указывают на течения небольшой скорости.

3. Симметричные волноприбойные знаки волн, простые или полигональные, образуются при отсутствии течений на дне бассейнов, обычно на небольших глубинах, но наблюдаются и на глубинах 20—40 м, а в исключительных случаях и до 100—200 м.

4. Волноприбойные знаки не сохраняются, когда отсутствует быстрое покрывание их другими осадками.

Волноприбойные знаки не образуются: а) когда течения или волны слишком слабы; б) когда осадок слишком груб или тонок; в) когда водоросли препятствуют однообразному, правильному движению воды.

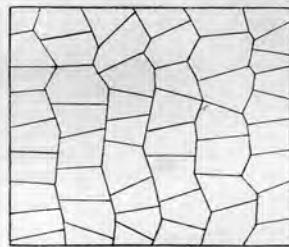


Рис. 43. Перекрестные волноприбойные знаки. Схема расположения гребней.

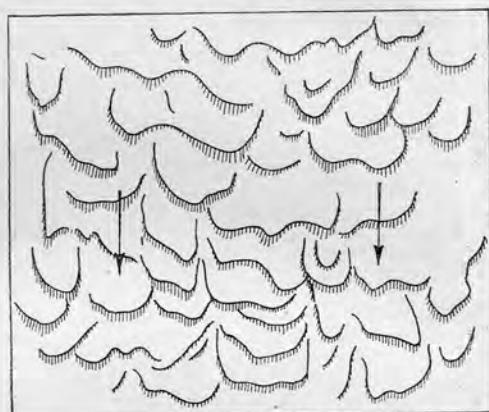


Рис. 44. Языковидные знаки ряби, образованные течениями. И. И. Белостоцкий, 1940.

Много прекрасных фотографий современных и ископаемых волноприбойных знаков, совместно с описанием многочисленных наблюдений их, приведены в работе Кайндля (Kindle, 1917).

Волноприбойные знаки весьма разнообразны, и приведенные выше примеры их всех не исчерпывают. Следует указать еще на обратно-наклонные (антидиюнны — antidune) знаки, описанные Уиллардом (Willard, 1935), отличающиеся тем, что крутой склон их расположен против течения реки или направления ветра, а не по течению, как это обычно бывает. Такое обратное расположение крутого и пологого склонов возникает при очень быстром движении, например во время бури или шторма, в очень быстрых потоках и т. п. Обычно направление ветра или течения определяют по положению крутого и пологого склонов; обратно-наклонные волноприбойные знаки показывают, что в отдельных случаях такие определения могут быть ошибочными.

Важные данные по знакам ряби в современных реках, образуемых волнами и течениями, приведены в работе И. И. Белостоцкого (1940). Этот вид ряби имеет обычный характер; рябь, вызываемая течением, нередко удлинена по направлению течения и имеет языковидную форму (рис. 44).

Морские волноприбойные знаки, в том числе перекрещивающиеся, описаны и изображены В. П. Зенкевичем (1946).

Новая схема классификации волноприбойных знаков и родственных образований разработана Кюненом (Kuenen, 1950).

Для волноприбойных знаков и близких к ним образований значительно больших размеров им предложено новое название «ритмические накопления».

Кюнен первый отметил основную особенность волноприбойных знаков — их повторяемость на плоскости, их ритмичность. Им правильно указано, что нельзя называть волноприбойными знаками или знаками ряби песчаные накопления высотой в несколько метров; они слишком велики для того, чтобы их можно было называть рябью, и не имеют никакого отношения к волнам; образование их обусловлено не волнами, а сильными течениями.

Предложенное Кюненом название «ритмические накопления» слишком обще, мало характерно. Поэтому, оставляя название «волноприбойные знаки» для небольших ритмических песчаных волн, следует для больших волн, связанных с течениями, принять особое название.

Волноприбойные знаки, так же как и косая слоистость, дают существенные указания на условия образования заключающих их отложений.

Волноприбойные знаки волн указывают на мелкое плоское песчаное побережье с глубинами чаще всего не более 1.0—1.5 м. Побережья моря и озер можно отличить только по фауне отложений, связанных со знаками.

Рябь течений возникает на различных глубинах моря, в реках и под действием ветра. В озерах она отсутствует или крайне редка. Рябь морских течений узнается по нахождению морской макрофлоры (но не микрофлоры). Рябь речных течений развита в континентальных песках; она отличается постоянством и правильностью, выдерживающимися на значительном протяжении. Существенно нахождение в подстилающих или покрывающих отложениях пресноводных моллюсков. Рябь ветра наименее постоянна и чаще всего отличается нерезкостью, неправильностью и небольшими размерами.

Рябь течений отличается от ряби волн по некоторым признакам, наиболее детально рассмотренным Эвансом (Evans, 1949): 1) рябь течений всегда асимметрична; 2) продольная ось изогнутая и неправильная, иногда с угловатыми изгибами; параллельность осей и правильность рисунка развита значительно меньше; 3) различная высота гребня ряби, быстро изменяющаяся по профилю; 4) рябь течений при наличии препятствий, например плоских камней, отсутствует, так как весь песок сносится водой; вообще препятствия вызывают резкие перерывы в образовании ряби.

Для ряби волн характерны: 1) асимметричность; 2) правильные, параллельные, сохраняющие на значительных расстояниях рисунок, продольные оси; 3) почти неизменяющаяся, равномерная высота гребня.

## ВТОРИЧНЫЕ НАРУШЕНИЯ СЛОИСТОСТИ

При изучении обнажений иногда видно, как нормально слоистые осадки по резкой границе сменяются отложениями с интенсивно нарушенной слоистостью. Чаще всего эта нарушенность настолько велика, что вся порода превращается в брекчию, без всякой закономерности в распо-

ложении обломков (рис. 46). Реже обломки сохраняют закономерное положение, обрисовывая контуры бывшего слоя. В других случаях слой изгибаются, нередко сложно, почти не нарушая свою целостность.

Нередко на слоях с нарушенной слоистостью снова залегают слои с нормальной, не нарушенной слоистостью, как это видно на рис. 45 и 49.

Вторичные нарушения слоистости дают существенные указания на условия образования осадков и заслуживают внимательного и полного изучения.

Вторичные нарушения слоистости можно разбить на две группы: сингенетические и эпигенетические.

Сингенетические нарушения происходят до уплотнения осадка, почти одновременно с его накоплением. К ним относятся: 1) нарушения от подводных оползней; 2) нарушения от давления льда; 3) нарушения от уплотнения.

Эпигенетические нарушения происходят значительно позже накопления осадка, когда он представляет собой вполне сформировавшуюся горную породу. К ним относятся: 1) нарушения от наземных обвалов и оползней; 2) нарушения от тектонических движений; 3) нарушения от химических движений; 3) нарушения от химических процессов; 4) нарушения во время дисгармоничного складкообразования и некоторые другие, имеющие меньшее значение.

Мы остановимся здесь только на сингенетических нарушениях и кратко на раздроблении, кливаже и плойчатости. Эпигенетические нарушения образуют обычно брекчииевые породы, рассматриваемые в соответствующем разделе.

### Подводные оползни

Это распространенное явление за последние годы привлекло к себе большое внимание. Весьма подробно и интересно его описывает А. Д. Архангельский (1930).

Основная причина образования оползня заключается в нарушении равновесия илистых полужидких пластичных осадков, отложившихся на наклонном дне. Эти нарушения нередко вызываются толчками от землетрясений, особенно подводных.

Подводные оползни образуются на дне морей, озер и лагун. Наиболее часто сползания происходят при уклонах дна в  $10-15^\circ$  и больше, но известны случаи оползней на дне озера с уклоном всего  $2^\circ 26'$ . По данным А. Д. Архангельского (1930), оползни возможны даже при углах всего в  $1-2^\circ$ .

Наиболее легко сползают илистые осадки, но иногда оползни увлекают и слои песка.

Известны случаи сползания уплотненных известковых доломитовых и кремнистых осадков.

Размеры оползней весьма различны. На однообразном морском дне они могут достигать громадных размеров как в ширину, так и по направлению передвижения — в глубину. И в том, и в другом случае размеры могут достигать десятков километров. Во время японского землетрясения 1923 г., по данным Ямасаки (Yamasaki, 1926), длина оползня достигала 10 км. Громадным развитием подводные оползни пользуются на дне современного Черного моря, особенно у южного берега Крыма, где континентальный склон с глубинами от 1000 до 1500—2000 м обладает очень крутыми углами падения до  $12-14^\circ$ .

По данным А. Д. Архангельского (1929, 1930), область оползней приурочена к континентальному склону. Ее длина в исследованной части около 300 км; ширина обычно около 10—20 км, но местами, например против Судака, достигает 50 км. Здесь громадный язык сползает на глубины свыше 2000 м. Громадные оползни установлены и у малоазиатского берега Черного моря. Даже на схематической карте отчетливо видны громадные размеры областей, захваченных оползнями. Значительных размеров оползни на дне Атлантического океана, к югу от Ньюфаундленда, описаны недавно Кайндлем (Kindle, 1931).

При небольших размерах оползни захватывают толщу мощностью в несколько метров. Эта толща сползает и при сползании сминается в неправильные складки или раздробляется. Вследствие этого между нормально залегающими пластами образуется толща раздробленных или измятых глинисто-мергелистых пород. Подобные раздробленные и смятые пласти описаны сейчас из самых разнообразных отложений.



Рис. 45. Небольшие складки сползания в артинских отложениях. А. В. Хабаков, 1948.

Главнейшей трудностью, возникающей при изучении подводных оползней в ископаемом виде, служит сходство их с некоторыми тектоническими нарушениями, в частности, с дисгармоничными мелкими складками и с сорванными замками антиклиналей. Сходство с дисгармоничными складками или, как их нередко называют, внутриформационными и гравитационными скольжениями, настолько велико, что возникает вопрос, не являются ли внутриформационные скольжения на самом деле подводными оползнями. Примеры первых, описанные Копом (Cop, 1946, 1949) из угленосных отложений Англии, подтверждают это предположение.

В СССР подводные оползни отмечены в самых различных областях. Впервые они были описаны Н. С. Шатским (1929) в третичных отложениях Северного Кавказа; последующее изучение показало широкое распространение их, как это видно из сводки В. В. Тихомирова и В. Е. Ханна (1947) и работы И. А. Конюхова (1951).

В артинских отложениях западного склона Урала они были впервые найдены А. А. Ивановым (1931). В последующие годы подводные оползни были обнаружены многими геологами по всему Уралу (Хабаков, 1948). На рис. 45 изображены небольшие складки сползания в артинских от-

ложении р. Ик, на Южном Урале. На рис. 46 в тех же отложениях отчетливо видно несогласие, возникшее вследствие налегания нормально лежащих слоев на слои, смятые подводным оползнем.

Подобные несогласия весьма похожи на стратиграфические несогласия, но легко отличаются небольшой площадью распространения и связью с подводными оползнями.

Чулпанский оползень (рис. 47 фотография) обнажен на р. Юрзаны (западный склон Южного Урала) и сложен породами артинского возраста. Слева (см. рис. 47, а) развиты подстилающие сланцы и перечные песчаники, частично срезанные оползнем. Сам оползень сложен слоистыми известняками. Мощность его вверху разреза 3 м, внизу — 6 м; через 40—50 м по простианию она возрастает до 30 м. Оползень описан В. Д. Наливкиным и Г. А. Дмитриевым (1939). Оползшая масса покрыта глинистыми и кремнистыми сланцами (справа, рис. 47 схема).

В отношении подводных оползней в третичных отложениях Северного Кавказа и в артинских Западного Урала можно отметить два важных обстоятельства: 1) оползни приурочены к склону предгорного прогиба и 2) они связаны с повышенной сейсмической деятельностью, обусловленной проявлениями складчатости.



Рис. 46. Несогласное налегание нормально-слоистых песчаников и конгломератов на песчаники и мергели, смятые в складки вследствие сползания. А. В. Хабаков, 1948.

Подобное повсеместное распространение нередко громадных оползней наблюдается в аналогичных условиях в современную эпоху вдоль побережья Калифорнии. Часто такие оползни вызывают разрыв подводных телеграфных кабелей.

Нет сомнения, что региональное развитие подводных оползней происходило также и в эпохи киммерийской, каледонской и докембрийских складчатостей. Пока эти оползни еще не получили полного освещения.

Не выделены до сих пор гигантские подводные оползни длиной во многие десятки и сотни километров, со смещениями толщ, мощностью в десятки и даже сотни метров. Они известны в современных морях, но в ископаемом виде еще не установлены и, скорее всего, принимаются за надвиги и близкие тектонические структуры. Выделение их — одна из будущих задач, стоящих перед советскими геологами.

В иностранной литературе подводные оползни описаны: Ганом (Hahn, 1913) — в силуре Северной Америки; Геймом (Heim, 1908) — в триасе Германии; Крумбек (Krumbeck, 1928) обнаружил их в верхнеюрских золенгфенских сланцах. Бейли (Bailey, Collet and Field, 1928) описал оползни в палеозое Канады; Битс (Beets, 1938) — в миоцене Италии;

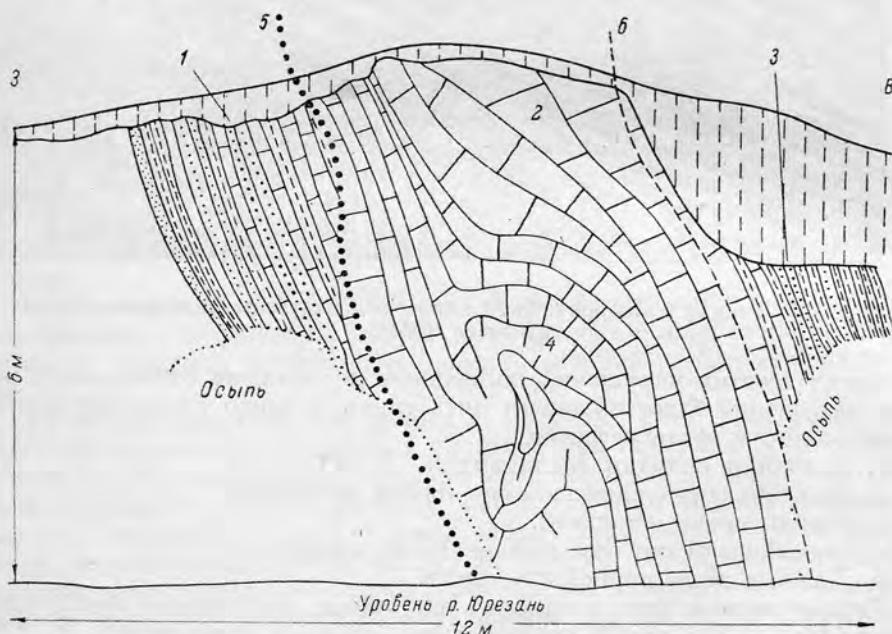


Рис. 47. Чулпанский оползень: вверху — фотография оползня; внизу — схема оползня. В. Д. Наливкин и Г. А. Дмитриев, 1939.

1 — подстилающие сланцы и песчаники; 2 — верхняя часть оползня, слабо смятая; 3 — нижняя часть оползня, сильно смятая; 4 — покрывающие песчаники и сланцы; 5 — нижняя граница оползня; 6 — верхняя граница оползня.

Хаддинг (Hadding, 1931) — в палеозое Швеции; Гендерсон (Henderson, 1935) и Джонс (Jones, 1937) — в палеозое Англии; Шепард (Shepard, 1933) остановился на современных подводных оползнях в Японии.

Общим вопросам посвящены работы Байна (Bain, 1931), Липпerta (Lippert, 1937), Миллера (Miller, 1922), Ретгера (Retger, 1935) и Стетсона (Stetson and Smith, 1938).

Весьма существенный материал по подводным оползням в угленосной каменноугольной толще Англии описан известным океанографом Кюненом (Kuenen, 1949). Изучая разрез по берегу моря длиной около 10 км,

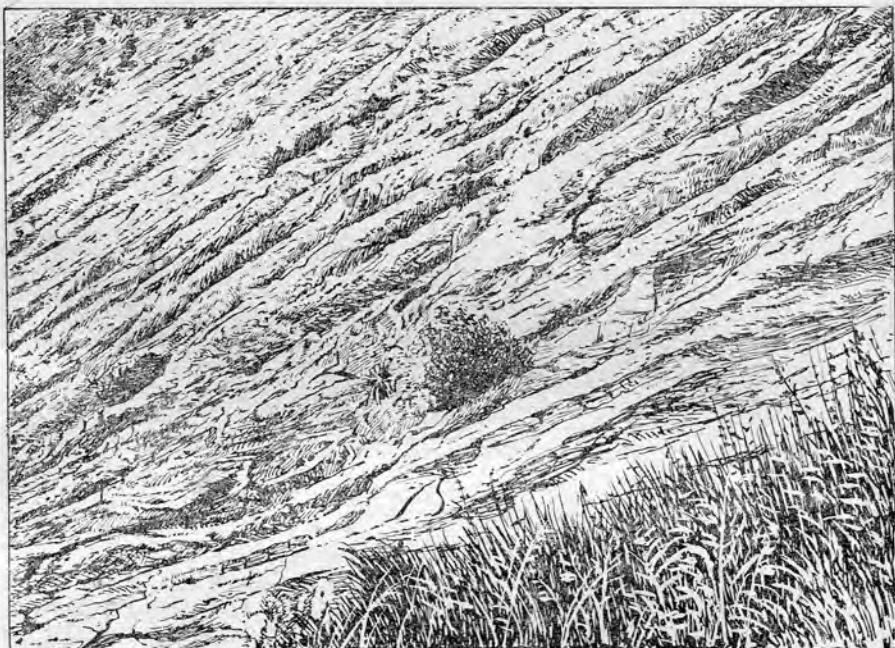


Рис. 48. Ложные волноприбойные знаки — плойчатость сползания. Кюнен (Kuenen, 1949).

он нашел десятки нарушений, вызванных подводными оползнями. Среди этих нарушений были выделены пять типов, хорошо иллюстрированных зарисовками и фотографиями:

1. Смятия и складки сползания.
2. Шарообразные образования, «шары оползней».
3. Смятые шары оползней.
4. Сползшие блоки или ложная косая слоистость.
5. Ложные волноприбойные знаки.

Первые четыре типа соответствуют типам, выделенным Фарбриджем (Fairbridge, 1946); пятый заслуживает большего внимания.

**Ложные волноприбойные знаки** (рис. 48) представляют собой не что иное, как мелкие гофрированные складки. В природе они встречаются довольно часто, особенно в тонкозернистых и тонкослоистых карбонатно-глинистых породах. Обычно их объясняют проявлением тектоники, на самом же деле многие из них связаны с подводными оползнями. Волноприбойные знаки на поверхности лежащих друг на

другие слоев никогда не совпадают; для ложных волноприбойных знаков, или гофрированных складок, такое совпадение обязательно и прослеживается на многих слоях.

Оползневые покровы, или листы (*slumpsheets*) — так называет Кюнен (Kuenen, 1949) сползшие массы, расплывшиеся или распространившиеся по дну моря. Размеры их весьма различны. Выше были приведены примеры современных оползневых покровов, длина которых измеряется сотнями километров, — ширина многими километрами и даже десятками километров, а мощность достигает сотен метров. Кюнену удалось наблюдать только оползневые покровы значительно меньших размеров. Длина и ширина их достигали нескольких сотен метров, а мощность не превышала 4—5 м, падая до нескольких десятков сантиметров.

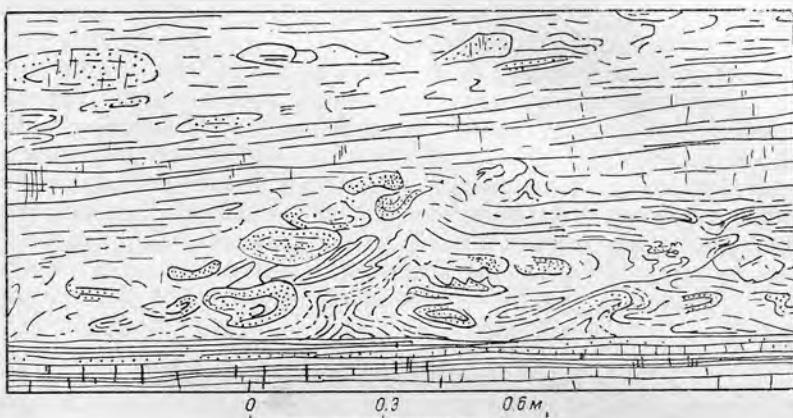


Рис. 49. Два оползневых покрова, лежащие друг на друге. Нижний карбон Англии. Кюнен (Kuenen, 1949).

метров. Местами несколько оползневых покровов небольшой мощности налегают друг на друга, разделяясь тонким прослоем нормально лежащей породы.

Особое внимание следует обращать на форму нижней поверхности слоя, покрывающего оползневый покров. Обычно она бывает неровной, соответствующей неровной поверхности самого покрова, как это видно на рис. 49.

Интересны указания Фарбриджса (Fairbridge, 1946) и Штуцера (Stutzer, 1930) на значение подводных оползней при поисках нефтяных месторождений. По Фарбриджсу, оползни возникают на склонах подводных антиклинальных складок. Поэтому, найдя две зоны оползней противоположного направления, между ними можно закладывать буровую скважину, так как она придется как раз на перегиб. Насколько это указание важно в промышленном отношении, неясно, так как найти две зоны оползней, да еще противоположного направления, не так легко. Пока в литературе такие примеры не описаны. Вообще же подводные оползни всегда возникают на склонах, но вблизи вершин поднятий, поэтому для определения положения последних их, безусловно, следует принимать во внимание.

Фарбридж (1946) первый выделил пять типов нарушений, вызываемых оползнями. Дополняя эти типы и располагая их в генетическом порядке, можно составить следующую схему:

- 1. Нарушения в полужидких или пластичных породах.**  
Происходят без разламывания слоев на куски, с образованием складок и надвигов.
1. Плойчатость (рис. 50, 1). Смещение незначительное.
  2. Простые складки (рис. 50, 2). Следующая стадия смещения.
  3. Сложные складки (рис. 50, 3). Конечная стадия смещения.
  4. Чешуйчатые структуры (рис. 50, 4). Конечная стадия смещения, происходящая в несколько уплотнившихся породах.
  5. Натечные структуры (рис. 50, 5). Конечная стадия, происходящая в полужидких осадках.
  6. Спиральные и шаровые структуры (рис. 50, 6). Частные формы структур полужидких осадков.

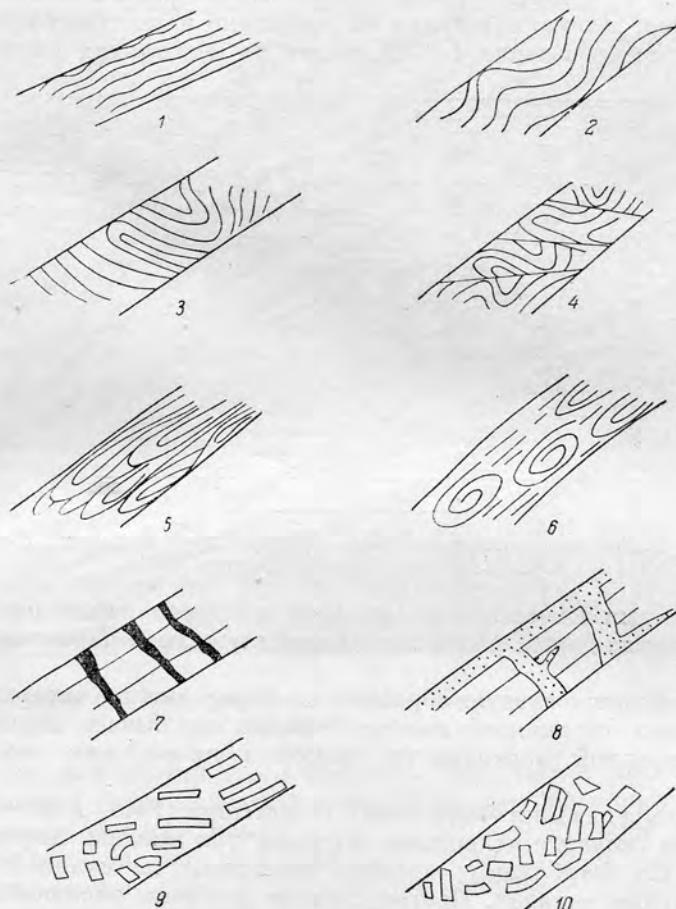


Рис. 50. Нарушения, вызываемые подводными оползнями.

### II. Нарушения в уплотнившихся осадках.

7. Растрескивание (рис. 50, 7). Сопровождается заполнением трещин и полостей разрыва с образованием жил и даек разнообразного состава.
8. Растрескивание с образованием песчаных даек (рис. 50, 8). По Фарбриджу (1946), заполнение полостей разрыва жидким песком может итти и снизу, и сверху. Это объяснение образования песчаных даек остроумно.
9. Раздробленные складки (рис. 50, 9). Довольно часто наблюдающиеся нарушения, связанные со сравнительно небольшими смещениями.
10. Брекчия сползания (рис. 50, 10). Конечная стадия нарушения, связанная с более значительными перемещениями.

Эти типы не исчерпывают все возможные нарушения, вызываемые оползнями, и представляют только наиболее распространенные. Существуют типы, промежуточные между описанными.

При больших оползнях нарушения захватывают толщи в десятки и сотни метров, перемещая их на десятки километров по слабо наклоненной, иногда почти горизонтальной поверхности. По данным Ямасаки (Yamasaki, 1926), во время землетрясения в Японии в 1923 г. оползшая масса достигла 230 м мощности и почти заполнила глубокую подводную долину.

При этом получаются соотношения, напоминающие те, которые обычно связывают с шарьяжами: 1) залегание более древних отложений на более молодых; 2) перемещение мелководных фаций в глубоководные области; 3) развитие местных несогласий; 4) образование брекчий трения и зеркал скольжения; 5) удвоение толщ и др.

Одно это перечисление показывает, насколько велико сходство между подводными оползнями и шарьяжами, и заставляет пересмотреть некоторые явления, считавшиеся ранее несомненными шарьяжами.

Значение подводных оползней в изучении тектонических структур особенно подчеркнуто Геймом (Heim, 1908) и А. Д. Архангельским (1930). Последний указывал, какое большое сходство имеют соотношения, вызванные подводными оползнями на дне Черного моря, с диапировыми складками. В результате оползания на дне Черного моря обнажились плиоценовые отложения, и современные осадки несогласно залегают на них, так как значительная толща четвертичных отложений выпала.

### Давление льда

В северных и полярных морях, озерах и реках ледяной покров достигает весьма значительной мощности. Во время движения лед вызывает ряд нарушений в еще не отвердевших, а иногда и в отвердевших отложениях на дне морей и водоемов. Такие нарушения выражаются в смятии, разрыве и смещении, хорошо заметных в илистых и песчанистых осадках. Мощные океанические льдины, дрейфуя, местами нацело стирают все осадки, обнажая скалистое дно.

Данные о нарушениях, вызываемых давлением льда, приведены в работах Л. Я. Ячевского (1904), Лэхи (Lahee, 1914) и Кюнена (Kuenen, 1950).

### Уплотнение осадков

При уплотнении осадки резко изменяют свой объем, причем различно у разных пород. Если нижележащая толща сокращает свой объем значительно больше, чем вышележащая, то последняя либо изгибается, либо раздробляется. Случай изгиба слоя четвертичного морского пляжевого песка, залегающего над болотной глиной, описан Эмери (Emery, 1950). Песок, изгибаясь, образовал ряд мелких сложных складочек. Подобные изгибы развиты широко, но обычно не привлекают к себе внимания, вследствие небольших размеров, иногда в десятки сантиметров, образующихся складочек и их небольшого распространения.

### Раздробление

При уплотнении илистых, глинистых или известковистых осадков происходит очень большое сокращение объема. По данным Хедберга (Hedberg, 1936), илестый осадок сейчас же после отложения содержит

всего 10—30% твердого вещества. При последующем уплотнении количество его уже достигает 70—75%; таким образом, удаляется большое количество воды, и толщина слоя резко сокращается.

Когда это сокращение заканчивается после затвердевания осадка в его верхней части, то эта часть нередко раздробляется, образуя своеобразную брекчию, которую можно назвать «брекчией уплотнения». Слои таких брекчий наиболее часто встречаются в известняках и залегают между нормальными, ненарушенными слоями. Они напоминают брекчию подводных оползней, но их обломки почти не перемещаются в горизонтальном направлении, в то время как в брекчиях оползней такие смещения значительны.

Подобная сингенетичная брекчия, по мнению А. Н. Заварицкого (1932), наблюдается в доломитах окрестностей Саткинского завода, где слой брекчии уплотнения мощностью около одного метра залегает среди ненарушенных слоев таких же доломитов.

Местами под такими брекчиями располагаются небольшие впадины — «карманы», заполненные брекчией. Они указывают на одновременное проявление процессов растворения.

Описанный выше пример представляет собой лишь один частный случай раздробления пород. В природе раздробление является распространенным явлением, иногда достигающим значительных размеров. Некоторые брекчи, получающиеся при разрушении пород во время подводных оползней и наземных обвалов, достигают мощности в сотни метров.

Наибольших размеров раздробление достигает во время тектонических движений — при сбросах, надвигах и перегибах антиклинальных структур. Образующиеся при этом зоны раздробления достигают иногда протяженности во много десятков и даже в сотни километров. Мощность зон раздробления измеряется десятками и, повидимому, даже сотнями метров.

Образующиеся при раздроблении пород полости представляют собой ценные коллекторы, в которых скапливаются громадные количества газа, нефти и воды.

С зоной раздробления нижнекаменноугольных известняков связаны известные залежи саратовского газа, на основе которого так успешно газифицирована наша столица Москва. С зоной раздробления нижне-пермских известняков связаны залежи нефти некоторых месторождений Ишимбаевского района, на западном склоне Южного Урала.

По данным Регана и Гью (Regan and Hughes, 1949), в Калифорнии в основной нефтеносной свите Монтерей округа Санта Мария, из раздробленных пород добыто 77% всей нефти и только 23% из нефтяных песков. Общее количество нефти, добытой из раздробленных пород, огромно.

### Сланцеватость

Сланцеватость, или кливаж, возникает в породах в результате направленного давления при горообразовательных процессах. Давление, идущее в определенном направлении, вызывает образование новых минералов, чаще всего серицита, хлорита и других чешуйчатых минералов. Чешуйки, располагаясь перпендикулярно к давлению, намечают поверхности возникающей сланцеватости. Эти поверхности секут поверхности напластования, иногда полностью ее маскируя.

При изучении истинной слоистости в метаморфизованных породах это обстоятельство всегда надо иметь в виду.

Кливаж в углях и других породах вызывает растрескивание их в определенных направлениях, тем самым облегчает их разработку.

Кливаж хорошо описан в монографии Харкера (Harker, 1932) по метаморфизму и в работах Г. А. Иванова (1938, 1946).

### Плойчатость

Плойчатость представляет собой мелкую складчатость, возникающую в пластичных и слоистых породах при изменении их объема вследствие давления, связанного или с тектоникой, или с химическими процессами, например при переходе ангидрита в гипс (рис. 51).

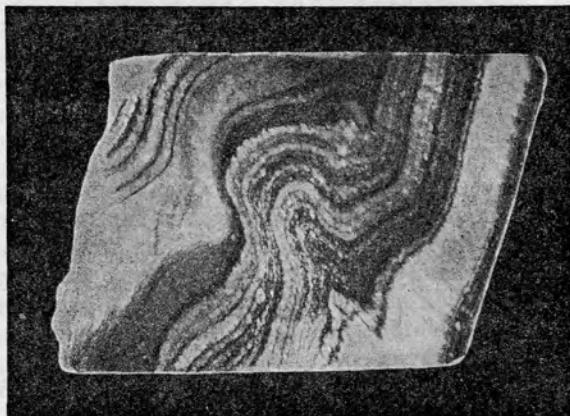


Рис. 51. Плойчатость в кунгурских гипсах.  
Стерлитамакский район.

При образовании наиболее мелкой сложной плойчатости, так называемой микроплойчатости, происходит перекристаллизация, так же как и при кливаже, и первичная слоистость полностью маскируется и исчезает.

Дисгармоничная плойчатость так же, как и дисгармоничная складчатость, вызывает перераспределение вещества в слое. В одних участках слой разбухает, образуя линзовидные вздутия, а в соседних участках он полностью выжимается.

## *Г л а в а III*

### **ПРИЗНАКИ ОСАДКОВ**

#### **ЗНАКИ НА ПОВЕРХНОСТИ ОСАДКОВ**

На морском берегу, в зоне прилива и отлива, на дне прибрежных лагун, луж и озер, на поверхности прибрежных дюн нередко наблюдаются самые разнообразные знаки. Многие из них связаны с зоной прилива и отлива и с прилегающими участками суши и отсутствуют на более или менее значительных глубинах. Их нахождение в отложениях прошлого часто определяет условия образования этих отложений и поэтому представляет значительный интерес.

Наиболее распространенные виды знаков можно разбить на четыре группы.

I. Знаки, образующиеся выше уровня моря: 1) многоугольники и трещины высыхания; 2) знаки от дождевых капель и града.

II. Знаки, образующиеся в зоне прилива и отлива: 3) линии прибоя (swash mark); 4) струйчатые желобки (rill mark).

III. Знаки, образующиеся глубже зоны отлива: 5) следы от растущих растений; 6) следы от плавающих предметов.

IV. Знаки, образующиеся в различных условиях: 7) знаки от ледяных кристаллов; 8) знаки от кристаллов соли и гипса; 9) следы от движения и ползания животных; 10) следы от пузырьков газа.

1. **Многоугольники и трещины высыхания.** Эти знаки весьма характерны и широко распространены. Наибольшего развития они достигают в пустынных областях. Местами они наблюдаются по берегам южных морей. Размеры и толщина многоугольников зависят от состава и толщины высыхающего слоя, иногда трещины достигают глубины 1—1.5 м.

Промежутки между покоробившимися многоугольниками заполняются осадками, приносимыми ветром. Заполнение этих промежутков водными осадками почти не встречается, так как в воде многоугольники быстро размокают и прилипают ко дну. Таким образом, представить себе пласт, состоящий из многоугольников высыхания, скементированных илистым или известковым цементом, невозможно. Подобного типа пластины обычно связаны с подводными оползнями.

Многоугольники высыхания встречаются часто, но литература по ним небольшая: Твенхофел (1936), А. В. Хабаков (1954), Кайндл (Kindl, 1917, 1926, 1938), Лонгвелл (Longwell, 1928), Фентон (Fenton, 1937).

2. Знаки от дождевых капель и града. Полукруглые, вернее полусферические углубления, соответствующие величине капель дождя или градин. По их краям всегда наблюдается валик, состоящий из вытесненного ила. Размеры углублений более или менее одинаковы. Эти знаки образуются при кратковременном падении дождя или града на поверхность полужидкого ила и последующем засыхании его. Встречаются они не часто, но весьма характерны.

Несколько похожи на них следы от газовых пузырьков, поднимающихся на поверхность ила, но отличаются отсутствием окаймляющего валика и значительно изменяющейся величиной отдельных углублений.

3. Линии прибоя. Когда волна разбивается о пологий песчаный берег, то тонкий слой воды в виде полукруга или плоской дуги высоко взбегает на берег, оставляя низкий валик, состоящий из тонкозернистого песка, листочеков слюды, обрывков водорослей и мелких обломков ракушки. Этот валик и носит название «линий прибоя». Перекрывающие друг друга и перекрещающиеся линии прибоя образуют на поверхности песка неправильную сеть линий или валиков, обращенных выпуклостью в сторону суши. Подобные образования описаны из верхнедевонских песчаников Северной Америки известным знатоком девонских отложений Кларком (Clarke, 1917).

4. Струйчатые желобки. Эти желобки образуются на поверхности песчаных склонов, когда во время сбега волн обратно в море вода, проникшая в песок, выходит обратно и тонкими, сливающимися желобками стекает вниз. Сеть этих желобков и носит название «струйчатые желобки».

5. Следы от растущих растений. Во время движения, производимого волнами, водоросли, изгибаясь, передвигаются по дну моря. При этом движении, почти всегда кругообразном, они оставляют кругообразные бороздчатые следы. Эти следы очень похожи на те образования, которым дано название *Taonurus* или *Spirophyton*.

6. Следы от плавающих предметов. Куски древесины, пемза, трупы животных, куски льда, передвигаемые волнами или приливом и отливом, нередко оставляют на морском дне следы в виде более или менее длинных, вытянутых в одном направлении борозд и углублений. Иногда эти борозды весьма напоминают ледниковые шрамы.

7. Знаки от ледяных кристаллов. Когда жидкый ил замерзает, под его поверхностью образуются прямые, узкие, удлиненные ледяные кристаллы, поднимающие верхнюю пленку ила. Образуется ряд прямых выступов, располагающихся в разнообразном направлении и перекрещающихся друг с другом. Иногда они располагаются радиально или в виде пучка. Подобные образования описаны Лунгерсгаузеном (1947) из верхнепротерозойских отложений Южного Урала (рис. 52), а также Марком (Mark, 1932) и Зöргелем (Soergel, 1936) — из четвертичных и других отложений, Алленом (Allen, 1926), Лэхи (Lahee, 1941), Одденом (Udden, 1918) и Пфенненштилем (Pfannenstiel, 1929).

8. Знаки от кристаллов соли и гипса. На поверхности глинистых или глинисто-песчаных осадков высыхающих горько-соленых озер, соров и луж нередко образуются кристаллы каменной соли и гипса. Они замещаются породой, сохраняясь в виде псевдоморфоз или отпечатков. Подобные отпечатки описаны Лунгерсгаузеном (1947) из до-камбрийских отложений Южного Урала (рис. 53). Описаны они также и Твенхофелом (1936).

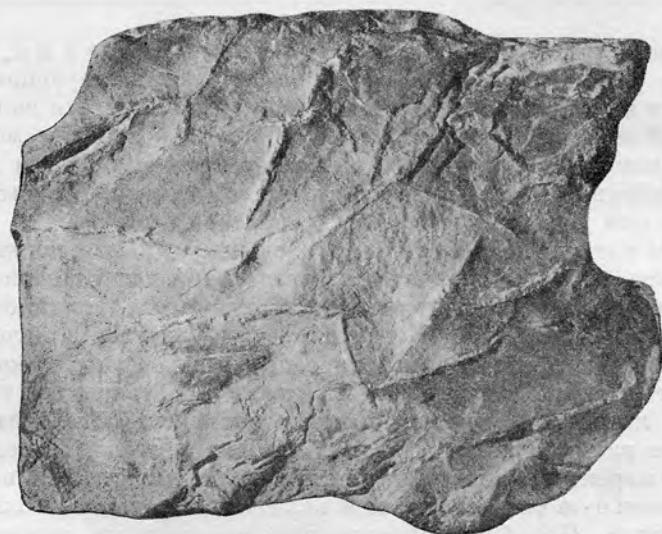


Рис. 52. Знаки от ледяных кристаллов. Верхнепротерозойские отложения Южного Урала. Л. Лунгерсгаузен, 1947.



Рис. 53. Знаки от кристаллов соли. Верхнепротерозойские отложения Южного Урала. Л. Лунгерсгаузен, 1947.

9. Следы от движения и ползания животных. Разнообразие их так же велико, как и разнообразие прибрежных животных; для каждого периода они различны. Подобные следы развиты выше зоны прибоя, в зоне прилива и отлива, в зоне прибрежного ила и песка ниже уровня моря. Отличаются правильностью и сохранением своего характера на всем протяжении движения животного.

10. Следы от пузырьков газа. Эти следы бывают двойного рода. Прежде всего они проявляются на поверхности ила, где представляют собой полусферические углубления, очень похожие на углубления от дождевых капель. Затем сохраняются ходы, образующиеся при поднимании пузырьков газа. Эти ходы весьма напоминают ходы червей. Наиболее часто они образуются выше зоны прибоя, но могут возникать также в зоне прилива и отлива и даже ниже ее.

Следы от пузырьков газа описаны Твенхофелем (1921).

### ЗНАКИ НА ПОВЕРХНОСТИ ОБЛОМКОВ

Эти знаки заслуживают не меньшего внимания, чем знаки на поверхности осадков. Такие знаки, как например ледниковые шрамы, пустынная шагрень дают существенные палеогеографические указания. Полная и интересная сводка данных по поверхностным знакам приведена в работе Вилльямса (Williams, 1937). Много сведений приведено в курсе полевой геологии Лэхи (Lahee, 1941).

Лэхи прежде всего указывает на то, что в отдельных зернах можно найти любые признаки, но они не имеют значения. Определяющими служат только те признаки, которые встречаются в массовом количестве. Например, отдельные обломки с шрамами могут быть встречены в самых разнообразных отложениях, но массовое нахождение обломков с отшлифованной поверхностью, покрытой шрамами, указывает на их ледниковое происхождение. Отсутствие валунов с ледниковыми шрамами отнюдь не указывает на отсутствие оледенения. Известны многие примеры ледниковых отложений, даже морен, без валунов с ледниковыми шрамами.

Вилльямс (Williams, 1937) выделяет следующие типы поверхностных знаков с моими дополнениями и изменениями:

#### 1. Обломки больше 2 мм в диаметре

#### 1. Шлифованная и полированная поверхность

##### Механическая шлифовка:

- Водой
- Ветром
- Плавающим льдом, ледниками
- Льдом рек
- Льдом морей
- Внутри желудка животных
- Сбросами

##### Химическая шлифовка:

- Растворением
- Загар пустыни
- Ветром
- Лишайниками
- Капиллярными водами
- Оплывинами и оползнями

#### 2. Гладкая, матовая поверхность

В основном, те же разновидности,

#### что и для полированной поверхности.

#### 3. Исцарапанная поверхность

Параллельные царапины  
Почти параллельные и непараллельные шрамы и царапины

Ледниковые шрамы  
Шрамы от речного льда  
Шрамы от морских льдин  
Шрамы от оплывин и обвалов

#### 4. Бороздчатая и желобчатая поверхность

Гладкая, шлифованная и полированная

Ледниками  
Речным и морским льдом  
Сбросами

|   |  |
|---|--|
| Ветром<br>Грубая  | Ямки растворения<br>Ямки абразии<br>Ямки разломов, раковистые      |
| Борозды растворения<br>Борозды выветривания                                 |  |
| 5. Ребристая, сетчатая, граненая  | II. Обломки меньше 2 мм<br>в диаметре                              |
| Гребни ледникового выпахивания  | 1. Полированная поверхность<br>2. Неровная поверхность             |
| Гребни выветривания   | Штрихованная<br>Струйчатая<br>Граненая<br>Шагреневая<br>Раковистая |
| 6. Бугристая, ямчатая, шагреневая<br>Ямки выветривания (шагрень<br>пустыни) |  |

Причины, вызывающие поверхностные знаки на обломках меньше 2 мм в диаметре, те же, что и для крупных обломков. Это делает сомнительной необходимость выделения указанных двух категорий зерен. На практике они, вероятно, будут соединены.

Раковистые ямки, или раковистый излом, образуются при разламывании обломков, сложенных весьма тонкозернистым однородным веществом.

Вряд ли есть необходимость в выделении второй категории «гладкая матовая поверхность» для больших обломков, правильнее объединить ее с первой категорией. Действительно, полированная, блестящая, зеркальная поверхность возникает только при сбросах и характерна для зеркал скольжения. Действие льда и оползней вызывает шлифовку поверхности, но никогда не делает ее зеркальной.

В работе Л. Вилльямс (1937) приводится обширная литература за исключением русской.

### ВЫДЕЛЕНИЯ

Под этим названием объединены конкреции, сферолиты, оолиты и бобовины (пизолиты). Сюда же относятся антракониты, журавчики, фунтики и другие аналогичные образования. Все они возникли в результате физико-химических процессов, происходивших внутри осадка как при отложении его, так и после.

Несмотря на резко различные условия образования, они обладают рядом общих признаков и соединены друг с другом переходными образованиями (например оолиты с бобовинами, оолиты со сферолитами и сферолиты с конкрециями).

Объединяет их и то, что они состоят из веществ, входящих в состав вмещающей их породы. В этом отношении они отличаются от включений, представляющих собой посторонние образования. Так, например к включениям относятся отдельные валуны, куски других пород, глиняные гальки, угольные валуны, и т. п. Иногда их относят к конкрециям под названием «механические конкреции». Это, конечно, неправильно, так как они не образовались из вещества самого осадка, что представляет характернейшую особенность конкреций.

К конкрециям близки также и заполнения, например жилы и прожилки, секреции, жеоды и дендриты. От выделений они отличаются тем, что состоят из веществ, принесенных извне и не связанных с заключающей их породой.

Условия образования выделений весьма различны и нередко связаны со сложными физико-химическими процессами. Несмотря на многочислен-

ные исследования и обширную литературу, некоторые вопросы по выделениям остаются до сих пор нерешенными.

### Конкреции

Конкреции представляют собой стяжения различного состава, шарообразной или другой формы, образовавшиеся внутри заключающей их породы. Обычно конкреция состоит из ядра и ясной концентрической структуры, но нередки конкреции лучистого строения или аморфные и без ядра.

По своим типам и условиям образования конкреции весьма разнообразны. Сводки по ним приведены в работах Л. В. Пустовалова (1940) и Твенхофела (1932, 1936).

**Состав.** Конкреции состоят чаще всего из кальцита, кремнезема, окислов железа и пирита; обычны сидеритовые арагонитовые и гипсовые конкреции; реже встречаются баритовые, витеритовые, марганцевые и фосфоритовые. Существование бокситовых конкреций, на которые указывал Твенхофел (1936), вызывает сомнения. Пизолитовую или бобовую структуру бокситовой залежи вряд ли можно сопоставлять с конкрециями, которые всегда находятся в теле породы резко отличного состава.

**Внешний вид** конкреций весьма различен. Обычны сферические, дисковидные или пузыревидные формы, более или менее неправильные; более редки цилиндрические и ветвистые формы.

Размеры небольшие, от 5 до 50 см, но иногда в песчаниках железистые шаровидные конкреции достигают 3—4 м в диаметре, а цилиндрические — даже до 35—28 м длины. Кремневые конкреции не превышают 1—1.5 м в длину.

Наружная поверхность различна. Чаще всего она неровная, округленная и резкая, реже неясная и угловатая.

**Внутреннее строение** концентрически слоистое, радиальное или бесструктурное; встречаются комбинации этих типов, например внутри радиальная или бесструктурная, а по периферии — концентрическая. Иногда наблюдаются ядра конкреций, состоящие из обломков окаменелостей и пород, зерен песка и кальцита, но такие ядра отнюдь не обязательны и часто совершенно отсутствуют.

**Типы включающих пород и взаимоотношения с ними** также весьма различны. Конкреции встречаются в глинах, глинистых сланцах, известняках, мергелях, мелу, горючих сланцах, углях и песчаниках. Наблюдаются закономерные связи, например в известняках, мергелях и мелу преобладают кремневые конкреции, в песчаниках — конкреции из окислов железа, в глинах, горючих сланцах и углях — карбонатные и пиритовые.

Возраст пород не влияет на образование конкреций, но благоприятствующим фактором служит преобладание в них, в момент отложения, тонкозернистых илистых осадков. Поэтому в верхнем мелу, в составе которого много тонкозернистых пород, часто встречаются и конкреции.

**Разновидности конкреций.** Среди конкреций встречаются некоторые разновидности, получившие особые названия, например септария, антраконит, угольные шары.

**Септария.** Округленная известковая растрескавшаяся конкреция, трещины которой заполнены кальцитом. Эти заполнения нередко выдаются над поверхностью конкреции и имеют вид перегородок — септ, отчего

и происходит само название. Изучены Ричардсоном (Richardson, 1919, 1921).

**Антрацит.** Кальцитовые конкреции, довольно значительных размеров (около 5—15 см), обладающие неровной угловатой поверхностью и радиально призматическим строением. Встречаются в диктионемовом сланце Прибалтики.

**Угольные шары, или бульоны (coal ball, bouillon).** Кальцитовые конкреции, близкие к антрацитам, но встречающиеся в палеозойских углях. Они описаны Стопсом (Stopes and Watson, 1909).

**Образование.** Конкреции подразделяются на сингенетические, образовавшиеся одновременно с заключающей их породой, и эпигенетические, образовавшиеся после затвердения заключающей их породы.

В образовании сингенетических конкреций основную роль играют процессы стяжения частиц вещества конкреции около определенного центра. Передвижение частиц происходит в полужидком или жидким илу. Таким образом, объясняется образование известковых стяжений в глинах (рис. 54, а и б), кремневых стяжений в известняках, мелу и мергелях.

Среди современных сингенетических конкреций преобладают фосфоритовые, марганцевые, гематитовые, известняковые и баритовые; в настоящее же время происходит образование пиритовых и марказитовых конкреций в гниющем илу стоячих бассейнов.

Примером эпигенетических конкреций могут служить конкреции окислов железа в песчаниках, иногда достигающие очень больших размеров. Образование их описано в работах Л. В. Пустовалова (1940).

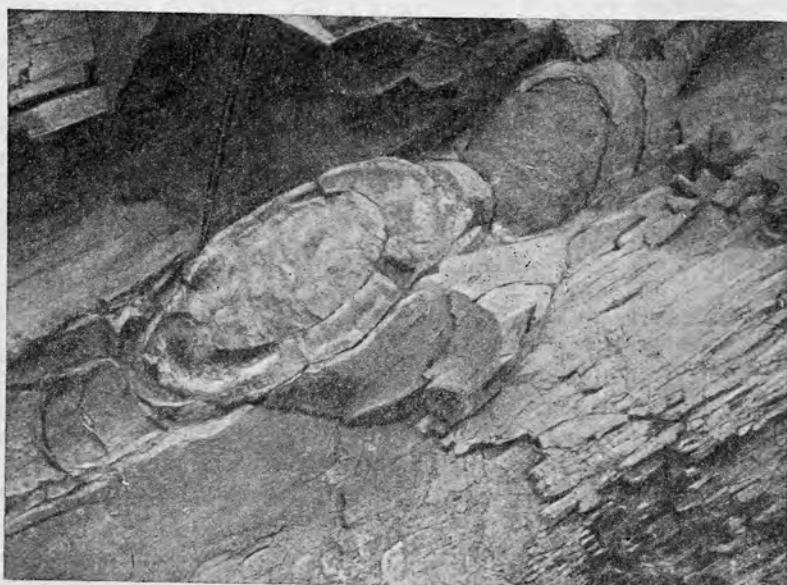
На примере конкреций воркутской свиты, описанных в автореферате А. В. Македонова (1954), видно, что даже при наличии исключительно большого и полного материала (18 000 образцов), вопросы механизма образования конкреций являются наиболее трудными и наименее выясненными. В работе А. В. Македонова весьма полно изучены связи конкреций со вмещающими породами и с угленакоплением. Установлены закономерности распределения конкреций в разрезе, что позволило использовать их для сопоставления разрезов, даже значительно удаленных друг от друга.

Несмотря на многочисленные исследования, до сих пор образование многих конкреций неясно и спорно. Например такие распространенные конкреции, как кремневые в известняках, принято считать сингенетическими образованиями, но источник кремнезема неясен. Нередко, как например в нижне- и среднекаменноугольных известняках Приуралья, кремневые конкреции встречаются в громадных количествах, образуя почти сплошные прослои. Источник таких колоссальных количеств кремнезема вызывает споры. Маловероятно, чтобы они заключались в иле, в момент его отложения, за счет остатков кремневых скелетных образований. Правильнее считать, что кремнезем привнесен извне, но откуда и каким образом — неизвестно.

Подобные конкреции в верхнепалеозойских известняках Южного Урала детально описаны Г. И. Теодоровичем (1935). Количество их, форма и условия залегания хорошо видны на рис. 55. Надо учесть, что на этом рисунке, представляющем схему, мощность кремневых конкреций преувеличена. На самом деле мощность конкреций и прослоев меньше, но число их больше. Характерно, что конкреции преобладают в слоистых серых и темных известняках. В светлых массивных известняках они редки или совсем отсутствуют. Кремневые конкреции описаны Коксом (Cox и др., 1916), Хиллом (Hill, 1911) и Тарром (Tarr, 1917, 1935).



a



б

Рис. 54. Известковые конкреции в глинистых сланцах чокракско-спироалиловых слоев. Черные горы, Грозненский район: а — внешний вид; б — излом, видно неясное концентрическое строение конкреции. Фото Б. А. Алферова.

Другой пример — конкреции известковистого песчаника в келловейской глине г. Елатмы на Оке. Они представляют собой шарообразные тела диаметром до полуметра и состоят из массовых скоплений самой разнообразной ракуши хорошей сохранности, заключенной в цементе из серого известковистого песчаника. Многие конкреции имеют периферический, концентрически-слоистый слой, состоящий из того же песчаника, но без фауны. Конкреции залегают в черной вязкой глине, совершенно лишенной органических остатков, кроме тяжелых ростров белемнитов и больших кусков стволов деревьев; глина содержит очень много пиритовых стяжений.

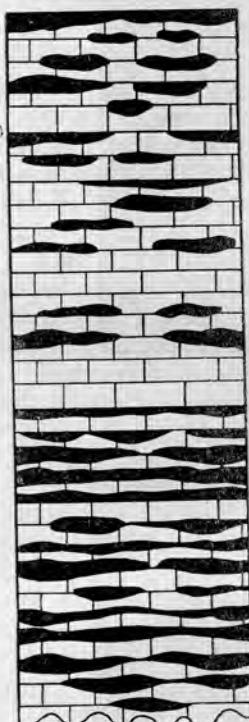


Рис. 55. Стяжения и прослой темного кремня в темносерых слоистых известняках карбона, Южный Урал. Г. И. Теодорович, 1935.

глинистые сланцы известковые конкреции, округленные или эллиптические, длиной от нескольких сантиметров до восьми метров. Конкреции нередко содержат остатки рыб хорошей сохранности. Этот факт доказывает сингенетичное образование конкреций. Причиной образования конкреций, осаждения  $\text{CaCO}_3$  вокруг и внутри рыбы является повышение pH в воде кругом рыбы вследствие выделения аммония при разложении органического вещества в анаэробной среде. Уикс описывает подобные конкреции с рыбами из верхнечетвертичных глин побережья Гренландии и Канады.

Псевдоконкреции. Это название предлагается для шарообразных или округленных образований, по внешнему виду напоминающих конкреции, но по условиям образования не имеющих с ними ничего общего.

Эта глина представляет собой черный, зараженный сероводородом ил, отлагавшийся на дне стоячей мелководной лагуны. Каким же образом в массе этого ила могли концентрироваться довольно большие раковины и зерна кварца? Скорее всего вследствие взаимного притяжения обломков и передвижения их в жидкой или полужидкой массе ила.

Этот пример выдвигает в качестве важного факто-ра в образовании конкреций взаимное притяжение и перераспределение частиц и обломков, находящихся в жидким осадке во взвешенном состоянии.

Литература по конкрециям сравнительно невелика. Кроме названных работ, можно привести работы Д. А. Виталия (1948, 1950) по современным карбонатным конкрециям в озерах Кулундинской степи; работу М. В. Кленовой (1948) по современным морским конкрециям, особенно марганцовым; А. В. Македонова (1954) по известковым конкрециям из Воркутской угленосной толщи и Уикса (Weeks, 1953) по таким же конкрециям в сланцах. Различные типы конкреций и условия их образования описаны: Бэтс (Bates, 1938), Ганна (Hanna, 1936) — баритовые; Кайндль (Kindle, 1923), Меттьас (Mathias, 1928) — пиритовые; Перутц (Perutz, 1939) — радиоактивные; Тарр (Tarr, 1921); Томас (Thomas, 1935) — спиральные; Todd (Todd, 1903).

Образование известковых конкреций с остатками рыб в известковых сланцах детально описаны в интересной работе Уикса (Weeks, 1953). В Южной Америке развиты мощные битуминозные известковистые нижнемелового возраста. В них нередко встречаются

Чаще всего встречаются карбонатные, глинистые и углистые псевдоконкреции. Карбонатные псевдоконкреции достигают размеров в десятки сантиметров и представляют собой скелетные образования (или скопления их) различных организмов — известковых водорослей, строматопор и других гидроидов, табулят и т. п. Глинистые псевдоконкреции представлены глиняными гальками или валунами, заключенными в песчано-глинистых породах, попавшими в них извне. Углистые псевдоконкреции — округленные включения, состоящие из обуглившихся масс и кусков растворительных остатков.

Псевдоконкреции иногда называют конкрециями, но, как указал Твенхофель (1936), это неправильно, так как они представляют собой посторонние включения и генетически не связаны с вмещающей их породой.

### Сферолиты

Сферолитами называют небольшие сферические образования, по размерам и внешней форме тождественные с оолитами и пизолитами, но отличающиеся отсутствием концентрического строения и присутствием ясной радиально-лучистой структуры.

По последнему признаку они тождественны с конкрециями, обладающими радиальным строением, например с антраконитами и угольными шарами.

Таким образом, сферолиты как бы занимают промежуточное положение между оолитами и конкрециями. По существу, было бы правильнее объединить все стяжения, имеющие радиально-лучистое строение, в одну группу, независимо от их размеров, под общим названием «сферолиты».

Химический состав сферолитов изучен мало, но вообще считается, что в этом отношении они тождественны с оолитами. Вряд ли это правильно, так как неизвестны сферолиты, состоящие из кремнезема или окислов железа и, наоборот, обычны сферолиты из кальцита и близких к нему минералов. Очевидно, здесь влияют какие-то особенности кристаллообразования.

Промежуточные образования между сферолитами и оолитами довольно обычны. Их внутренняя часть представляет собой сферолит и обладает радиальным строением. Наружная же часть обладает концентрическим строением, как у оолитов.

Образование сферолитов не вполне выяснено. Обычно считают, что они возникают в неподвижном полужидком илу, вследствие концентрации частиц определенного состава вокруг центров кристаллизации. Некоторым подтверждением этому служат наблюдения Богана (Vaughan, 1914) над образованием микроскопических сферолитов в известковом иле Багамских островов.

С другой стороны, наблюдения Твенхофеля (1936) над образованием лучистой структуры в полученных им искусственных оолитах и приводимые им наблюдения Шаде (Schade, 1909) над желчными камнями показали, что в определенных условиях стяжения, имеющие оолитовую структуру и коллоидное строение, перекристаллизовываются, приобретая сферолитовую структуру. Шаде даже считает, что при переходе однородного коллоидного вещества в кристаллическое обязательно возникает радиально-лучистая структура. Если же коллоид неоднороден, то одновременно с лучистой возникает концентрическая структура.

Учитывая это, можно сделать предположение, что и в природе сферолитовая структура может возникать в уже существующих жидкых или полу-жидких и даже твердых стяжениях типа бобовин, конкреций или оолитов, после их образования, но при определенных условиях, например при перекристаллизации.

Сферосидериты представляют собой сферические образования, иногда обладающие радиально-лучистой структурой, образующиеся в глинах и реже в песчаниках и углях. Нередка значительная примесь магнезии и кальцита, приводящая к образованию своеобразных сферолитовых доломитов. Сферосидериты описаны П. А. Земятченским, К. И. Богдановичем, а также Динсом (T. Deans, 1934) и Спенсером (Spencer, 1925).

### Оолиты

Оолитами называют образования небольших размеров сферической, эллиптической или неправильной округленной формы, обладающие концентрически-слоистым строением. Твенхофел (1936) предлагает называть оолитами такие образования, которые имеют не более 2 мм в диаметре; если же они больше — от 2 мм до 25 мм — то называть их пизолитами. Такое двойное название для одних и тех же образований мало рационально и на практике часто не применяется. Сохраняется только одно название — оолиты, независимо от величины. Название происходит от греческого слова «oos», что значит яйцо. Известняки, в которых преобладают мелкие оолиты, иногда называют «икряным камнем», а известковый туф, состоящий из крупных оолитов, — «гороховым камнем».

Не так давно под названием оолиты объединяли все небольшие сферические образования, независимо от их строения, но уже в работе А. Н. Заварницкого (1927) четко обособлены две группы таких образований:

А. Сферолиты (или сферокристаллы) с радиально-лучистым расположением кристаллических волокон.

Б. Оолиты с периферическим концентрическим расположением кристаллических волокон.

Первые можно назвать центрогенными образованиями, растущими из центра по радиусам. Вторые, оолиты — периплектические (обвивающие) образования, возникшие путем постепенного оплетания наружной поверхности внутреннего зерна нарастающими кристаллическими волоконами. Это оплетание происходит периодически, с перерывами, что вызывает ясную концентрическую слоистость — характернейший признак оолитов.

Работы советских исследователей по оолитам бокситов, марганцевых руд, а также различных пород показали, что, кроме оолитов и сферолитов, необходимо выделять еще бобовины, которые по внешнему виду тождественны с первыми, но отличаются аморфным, бесструктурным внутренним строением. За бобовинами можно закрепить название «пизолиты», тем более, что большинство пизолитов действительно представляют бобовины.

Оолиты состоят из различного минерального вещества. Наиболее распространены оолиты известковые, доломитовые, гематитовые, бокситовые (феррисиаллитовые), псиломелановые, кремневые, фосфоритовые и глауконитовые. Нередки оолиты смешанного состава, состоящие из чередования зон известковых и кремневых, бокситовых и кремневых, известковых и битуминозно-доломитовых и т. д.

Форма отдельных зерен оолита различна; обычно она бывает округленно-выпуклая, шаровидная или эллипсоидальная, но иногда зерна бывают

округленно-вогнутые и даже округленно-угловатые, причем у соприкасающихся оолитов выступы одного входят во вдавленности другого. Такие взаимоотношения могли получиться только при росте оолитов в неподвижном осадке.

Условия образования оолитов, сферолитов и пизолитов (бобовин) весьма различны. Оолиты чаще всего образуются в движущейся среде, реже — в неподвижном осадке. Сферолиты и пизолиты образуются только в неподвижной среде.

А. Н. Заварицкий (1927) пишет: «Общепризнанным является то, что оолиты образуются в движущейся среде. Это воочию видно на пизолитах горячих источников, частью оолитах современных морей; об этом свидетельствуют фациальные особенности оолитовых известняков, всегда мелководных и обычно переходящих в мелкообломочные известняки. Весьма вероятным мне представляется положение, что движения в воде, где отлагаются оолиты, есть необходимое условие их образования. Наиболее крупные оолиты образуются в минеральных восходящих источниках, особенно газирующих. Наибольшим распространением пользуются оолиты, образующиеся при их непрерывном перекатывании на берегах современных тропических морей, особенно на коралловых островах и на берегах горько-соленых озер, в пустынях. Поэтому оолиты служат одним из лучших признаков береговой линии в осадках прошлого, а оолитовые известняки с косой слоистостью являются ископаемыми береговыми дюнами, состоявшими из оолитового песка».

Интересны данные Твенхофела (1936), производившего опыты по образованию оолитов из жесткой воды в змеевике водяного куба. Любопытно его указание, что концентрические зоны этих оолитов, во время первого их изучения, не имели лучистого строения, хотя автор его искал. В настоящее время они это строение имеют. Он приводит интересные данные по образованию различных оолитов; при этом он приходит к выводу, что некоторые из них образовались в илу или геле в неподвижном состоянии.

Существенные данные об образовании известковых оолитов приведены в монографии Пиа (Pia, 1933) по современным известнякам. Особенно хорошо изучены условия образования оолитов на берегах Большого Соленого озера в штате Юта. Близкие условия существовали и при образовании оолитов, сопровождающих соленосные и гипсонасные верхнепермские толщи Русской платформы. На образование их при перекатывании ветром указал Метьюз (Mathews, 1930). С другой стороны, Воган (Vaughan, 1914) указал, что образование агрегатов арагонитовых игл возникает в иле современных коралловых Багамских островов. На пляже этих островов и Флориды образуются настоящие оолиты там, где волны прибоя и течения приливов и отливов постоянно перекатывают растущие особи и мельчайшие обломки, вокруг которых оседает арагонит.

Оолитовые пески Суэцкого залива Красного моря, по данным Вальтера (1911), образуют полосу желтоватого, покрытого волноприбойными знаками песка, располагающуюся между уровнями приливов и отливов. Когда этот песок высыпает, то ветер, дующий с моря, уносит песчинки дальше от берега, образуя невысокие дюны, сложенные оолитовым известняковым песком — будущие косослоистые оолитовые известняки.

Оолиты на побережье Каспийского моря, в Мертвом Култуке и близ восточного и западного берегов, обнаружены М. В. Кленовой (1948). Они образовались на берегу опресненного бассейна в таких же условиях, как и оолитовые известняки казанского яруса Русской платформы.

Заслуживает внимания тот факт, что в латеритовых бокситах Индии, Африки и Гвианы оолиты образуются в коре выветривания, вне постоянных водных бассейнов. Неясным остается, образуются ли при этом настоящие оолиты, пизолиты (бобовины). Вне зоны прибоя и движений воды образуется оолитовая структура бокситов многочисленных озерных месторождений СССР. Но и здесь преимущественно образуются бобовины и присутствие типичных оолитов не выяснено.

В. Б. Татарский сообщил о найденных им в отложениях бухарского яруса Таджикистана битуминозных оолитовых известняках. Микроскопическое изучение оолитов показало, что центр их состоит из зерен кальцита, скрепленных тончайшими прожилками битума. Концентрические зоны сложены поочередно светлым кальцитом без битумов и темным доломитом с красноватым битумом. Подобные оолиты могли возникнуть только в неподвижном илу, обогащенном органическим веществом, впоследствии изменившимся в битум.

В марганцевых рудах Чиатуры типичные оолиты описаны А. Г. Бетехтиным (1937). По его данным, наличие изогнутых, вдавленных и сплюснутых оолитов указывает на то, что в момент своего образования они были мягкими и имели «коллоидную природу». Они образовывались в участках со спокойным состоянием вод. Кроме того, распространены вторичные переотложенные оолиты меньших размеров, более плотные, представляющие собой продукты размывания первичных оолитов, заключенные в песчанике.

В керченских железных рудах М. И. Кантор (1937) также установил два типа оолитов. Первичные, или конкреционные, оолиты имеют размеры от 1 до 30 мм, преобладающие 2—10 мм; они имеют ясно выраженную концентрическую структуру, причем внешние концентрические зоны постоянно переходят в цемент. Первичные оолиты образуются в лептохлоритовом иле. Вторичные, или переотложенные, оолиты меньших размеров, не свыше 5 мм, блестящие темные плотные, с концентрической структурой, видимой только под микроскопом, разделенные с цементом резкой границей. Иногда они образуют ядра первичных оолитов.

Шеп и другие исследователи (Schoep и др., 1932), изучая образование оолитов в карбонатной толще палеозоя Катанги, в Бельгийском Конго, также пришли к выводу, что настоящие оолиты с концентрической структурой образовались в илах мелководья, благодаря концентрации коллоидного или полуколоидного материала. Ядро у них всегда того же состава, что и все тело оолитов. Встречающиеся с ними сферолиты, вероятно, образовались вследствие перекристаллизации вещества в оолитах или путем непосредственной кристаллизации в иле.

Интересные данные об образовании оолитов в лужах и водоемах с подвижной водой пещер Соединенных Штатов Америки приводят Давидсон и Мак Кинстри (Davidson and Mc Kinstry, 1931), Бэкер и Фростик (Baker and Frostick, 1951) для пещер Австралии и Г. А. Максимович (1954) для пещер и рудников СССР.

Отдельные изолированные оолиты, которые иногда называют «жемчужинами пещер», образуются путем оседания кальцита в виде концентрических кругов вокруг небольших частиц, лежащих на дне водоемов. Кристаллы кальцита, нарастая вокруг этих частиц, одновременно приподнимают их над дном водоема, тем самым позволяя осадиться новому кольцу.

Таким образом, на основании изложенного выше можно сделать следующие выводы:

1. Большинство типичных оолитов образуется в движущейся воде или вне ее при перекатывании ветром.

2. Более редко, но все же несомненно, оолиты образуются в неподвижном жидким илу в результате прерывистой концентрации одного или нескольких веществ вокруг определенного центра.

3. Иногда возможна перекристаллизация отдельных зон или всего оолита с образованием радиально-лучистой структуры. В последнем случае из оолита образуется сферолит.

**Геологическое распространение.** Интересны данные Кайё (Сауэх, 1935) о возрастном распространении известковых оолитов.

В докембрийских известняках оолиты неизвестны, но хорошо развиты в железных рудах Верхнего озера. В кембрии они хорошо развиты, сопровождая палеонтологически охарактеризованные известняки Котентаина во Франции.

В ордовике, силуре и девоне Франции оолиты неизвестны, несмотря на то, что в девоне рифовые фауны обычны.

В нижнем карбоне, особенно в визейскую эпоху, они достигают максимального для палеозоя развития; и здесь вольсортские рифы им предшествуют.

В перми оолиты снова неизвестны и появляются только в среднем триасе. В лейасе они достигают большого развития, но максимум их расцвета относится к средней юре, которую с полным правом можно назвать оолитовой эпохой.

Много оолитовых известняков в нижнем мелу; в верхнем мелу они очень редки, встречаясь только совместно с гиппуритовыми известняками.

В третичных отложениях Франции они неизвестны, но появляются в третичных, четвертичных и современных отложениях, в областях развития рифов, например на Багамских островах и Флориде.

Важно, что близкая картина наблюдается не только во Франции, но и по всей Европе и в Азиатской части СССР.

В древних карбонатных толщах они неизвестны, появляясь только в археоциатовых фациях кембрия.

В ордовике, силуре, и девоне, даже в рифовых известняках, оолиты очень редки, но обычны в бокситовых залежах девонского возраста (эйфельский, живетский и франский ярусы).

В турнейских известняках они редки, но, как и во Франции, весьма распространены в визейских известняках, в частности на Урале и в Тянь-Шане. В перми они нередки в цехштейне. В мезозое они сдвигаются к югу, сопровождая мощные известняковые толщи триаса, юры и нижнего мела в пределах Средиземноморской геосинклинали.

В третичных известняках они редки, но слагают залежи олигоценовых марганцевых руд Чиатури и Никополя и керченские железные руды.

Чем объясняется такое своеобразное распространение оолитов, пока неясно. Невольно напрашивается аналогии с эпохами расцвета бактерий, но, повидимому, распространение оолитов зависит от нескольких факторов.

Важные данные по строению и распространению оолитовых железных руд приведены в работе И. П. Новохатского (1949).

В докембрии они широко распространены, но встречаются в связи с джаспилитовыми рудами. В альгонкских отложениях они встречены в Трансваале. Оолитовая структура отмечена в некоторых рудах Кривого Рога, Курской магнитной аномалии, в магнетитовых сланцах Кольского

полуострова и рудах Верхнего озера, а также рудах Аньшаня, в Маньчжурии.

Кембрийские оолитовые железные руды также широко распространены. Целый пояс месторождений таких руд прослежен в Аппалачах. Такие же месторождения имеются в Англии и Северной Испании.

В ордовике известны крупные месторождения, например красные оолитовые железняки Ньюфаундленда, оолитовые руды Нормандии и Бретани, а также Тюрингии и Богемии.

В силуре месторождения оолитовых руд известны в Богемии.

В девоне оолитовые руды широко распространены на западном склоне Урала, где они встречаются в одной толще с оолитовыми бокситами, но в разных горизонтах. Найдены они в Турции, в Бельгии и в Эйфеле. Таким образом, для девона характерно значительное развитие как железных оолитовых руд, так и оолитовых бокситов.

В карбоне и перми оолитовые железные руды пока неизвестны, но нахождение в карбоне бокситов делает вероятным нахождение и железных руд.

В триасе они неизвестны. В юре зато распространены необыкновенно широко.

В мелу распространение их также весьма значительно, но они связаны уже часто с озерами, например на восточном склоне Урала, в Казахской степи, в Халилове. Известны и морские железные руды (хоперские и швейцарские).

В третичном периоде известны крупные месторождения железных руд: в Керчи, Тамани и Приаралье, а также в Тунисе и Швабии.

В отложениях четвертичной эпохи обнаружены только болотные и озерные руды.

Литература по оолитам невелика. Кроме уже приведенных работ, Бэкер (Baker, 1947, 1951) описал пещерные оолиты Австралии; Кастер (Casteret, 1950) — Франции; Пратье (Pratje, 1930) описал современные москеские железистые оолиты; Берсье (Bercier, 1937) и Кайзин (Kaisin, 1925) — оолитовые известняки; Браун (Brown, 1914), Бючер (Bucher, 1918), Линк (Linck, 1903, 1909) — общие вопросы, связанные с оолитами.

### Бобовины

Бобовинами называют небольшие, округленные образования с хорошо развитой оболочкой и аморфной средней частью. По внешнему виду они не отличимы от оолитов, особенно их более крупных разностей, раньше их и называли оолитами или еще чаще пизолитами.

Бобовины тесно связаны с оолитами и сферолитами, и естественно им дать аналогичное название. Поскольку и ранее они назывались пизолитами, проще всего за ними сохранить это название. Тогда пизолитами будут называться оолиты без концентрического строения. Обычно они больше по размерам, чем типичные оолиты, но это не обязательно.

Между оолитами и пизолитами существуют переходные образования, средняя часть которых аморфна, а периферическая состоит из нескольких концентрических зон. Мощность этих зон иногда равна мощности аморфной зоны, и тогда такое образование с равным правом можно относить и к оолитам и к пизолитам.

Изучение пизолитов продвинулось вперед благодаря трудам советских ученых, исследовавших железные озерные руды и бокситы. На первом месте стоят работы Е. В. Рожковой (1937) и ее сотрудников.

Особенно интересны экспериментальные работы Е. В. Рожковой и Н. В. Соловьева (1937) по образованию бобовин. Путем приливания раствора щелочей к неподвижному раствору солей железа и алюминия ими были получены хорошо сформированные бобовины. Сотрясение сосуда немедленно разрушало их. Это ясно показывает большое значение неподвижности среды при образовании пизолитов. И в природе землетрясения могут в корне изменить процессы выделения, происходящие в илистых осадках.

Пизолиты образуются также в коре выветривания. По данным Фокса (Fox, 1932), типичные пизолиты больших размеров с тонкой оболочкой и аморфной серединой распространены в бокситах Индии, образующихся на высоких платообразных возвышенностях.

В заключение надо сказать, что обособление типичных оолитов, образующихся в подвижной среде, от пизолитов — рационально и легко. Значительно теснее связь с пизолитами у оолитов, образующихся в илу; здесь переходы настолько постепенны и многочисленны, что граница нередко становится неясной, да и само обособление оолитов и пизолитов теряет смысл, поскольку они образуются в одинаковых условиях, в неподвижном осадке.

### Фунтики

«Фунтиковая структура», «кон-ин-кон (cone-in-cone)», «конус-в-конусе», «сложные конусы» — названия, предложенные для своеобразной геологически широко распространенной, но сравнительно редко встречающейся структуры, имеющей вид серии конусов или фунтиков, вложенных друг в друга. Название «фунтиковая структура» было предложено одним из первых и имеет право приоритета. Поэтому для образований, создающих эту структуру, проще всего сохранить краткое, хотя и несколько обыденное, название «фунтики».

Фунтики по внешней форме резко отличаются от конкреций и сферолитов, но по своему генезису очень близки к ним. Они также возникают в результате перераспределения веществ в жидком или пластичном иле и кристаллизации этих веществ в определенных направлениях.

Фунтики (кон-ин-кон) описаны в сводке, составленной Тарром (Твенхофел, 1932, 1936), но наиболее полно они изучены проф. К. К. Матвеевым (1910, 1941, 1948, 1953), докторская диссертация (1941) которого на эту тему заключает весьма обширный и детальный материал. В работах Тарра (1936) и К. К. Матвеева (1948, 1953) приведена основная литература.

Фунтики состоят из кальцита и глинистого вещества. Высота их колеблется от 1 до 200 мм, чаще от 10 до 100 мм. Диаметр меньше или равен высоте. Углы вершины обычно от 30° до 60°. Стенки волнистые или рубчатые. Нередко отдельные системы фунтиков соприкасаются друг с другом, и вся порода приобретает плойчатое строение.

Фунтиковая структура наблюдается в тонкозернистых известково-глинистых породах, например в мергелях, известковистых глинах и глинистых сланцах, аморфных известняках с раковистым изломом, в лимонитах и сидеритах. Повидимому, необходимы два условия для образования фунтиков: наличие кальцита и тонкозернистость осадка. Фунтики встречаются в отложениях, горизонтально залегающих или слабо дислоцированных. Сильная метаморфизация неблагоприятна для их сохранения.

При изучении их необходимо иметь в виду два обстоятельства: 1) близкие структуры возникают в породах при давлении и ударах, как это по-

казано Тарром (1936); 2) чрезвычайно близкие, почти неотличимые образования возникают благодаря деятельности известковых водорослей. Особенно близки скелетные образования рода *Collenia*, довольно часто встречающиеся в ордовических, кембрийских и протерозойских известняках.

Среди многочисленных объяснений образования фунтиковой структуры существуют два основных направления. Сторонники первого, представителем которых является Тарр, считают, что фунтиковая структура возникает в результате давления. Этому противоречит нахождение указанных образований чаще всего в породах, не подвергшихся давлению или в породах, слабо дислоцированных.

Представители второго направления считают, что фунтики — это продукты направленной, нарушенной кристаллизации, подобно той, которая нередко наблюдается в известковых конкрециях. Косвенно это подтверждается и тем, что фунтики очень часто находятся в ассоциации с конкрециями. Сторонником второго направления является К. К. Матвеев. Его многолетние и исключительно детальные наблюдения, суммированные в докторской диссертации, с полной несомненностью показали, что фунтики возникают в результате нарушенной скрытой кристаллизации. Подобная кристаллизация образует волокна кальцита, слагающие концентрические зоны оолитов и радиальные лучи сферолитов и антраконитов.

К. К. Матвеев (1953), описывая образования с фунтиковой структурой из кунгура молотовского Приуралья, выделяет среди них несколько разновидностей. Типичные фунтики (кон-ин-кон) постепенно переходят в гвозди, сохраняющие все особенности фунтиков, но имеющие диаметр, приближающийся к диаметру гвоздей. Гвоздевая структура, в свою очередь, переходит в волокнистую структуру с еще меньшим диаметром.

Волокнистая фунтиковая структура по внешнему виду близка к биф-структуре (от слова «beef» — мясо). Найденный К. К. Матвеевым (1953) биф-кальцит по шелковистому блеску очень похож на волокнистый гипс (селенит), но отличается от него большей твердостью и плотностью. От фунтикового кальцита отличается неясностью отдельных кусков.

Интересный пример образования фунтиковой структуры при уплотнении тонкозернистых пород, насыщенных водой, описан Шаубом (Shaub, 1937). На поверхности высыхающего слоя образуются конические, воронкообразные провалы, в пределах которых тонкие слои прогибаются книзу, образуя типичные фунтиковые структуры. Однако объяснять все фунтиковые структуры таким образом нельзя. Уплотнение, так же как и направленная кристаллизация, образуют одинаковые структуры. Такие же структуры создают и известковые водоросли.

Заканчивая обзор выделений, надо отметить, что описанные выше формы не исчерпывают всего их разнообразия, являясь только наиболее распространенными.

По фунтиковым структурам, кроме упомянутых работ, можно назвать: Кайё (Cayeux, 1935), Денайер (Denaeyer, 1940, 1946), Линк (Linck, 1931), Лонг (Long, 1923); последняя о структуре «beef».

### ЗАПОЛНЕНИЯ

К заполнениям относятся жеоды, секреции, прожилки и жилы, дендриты и инкрустации. Заполнения близки к выделениям и иногда относятся к ним, но отличаются тем, что состоят из веществ, принесенных извне

подземными водами, в то время как выделения образуются за счет перераспределения в перекристаллизации веществ, слагающих породу.

Заполнения широко распространены и нередко имеют промышленное значение, например жеоды оптического кварца и плавикового шпата, секреции агата и сердолика и т. п. Более детально они рассматриваются в курсах минералогии.

**Жеоды.** Заполнения пустот в пластах чаще всего известняков и кварцитов, имеющие ясно выраженное кристаллическое строение, причем отдельные кристаллы достигают больших размеров, нередко десятков сантиметров. Чаще кристаллы сидят на аморфной оболочке жеоды и заполняют только часть ее полости, реже — целиком. Некоторые жеоды образуются за счет перераспределения вещества внутри слоя.

**Секреции.** Секреции, наоборот, всегда представляют собой полости, целиком заполненные минеральными образованиями, имеющими вид концентрических зон и скрытое кристаллическое строение. Примером их могут служить секреции опала, сердолика и агата.

**Жилы и прожилки.** По внешней форме тождественны с жилами (дайками) изверженных пород, подобно им представляя заполнение полостей зияющих трещин. Размеры жил самые разнообразные, начиная от мощных стен, в несколько метров толщиной, тянувшихся на многие километры, и кончая тончайшими прожилочками.

По своему составу жилы весьма разнообразны. Преобладают жилы гипсовые, кальцитовые и кварцевые; нередки железистые и баритовые.

**Дендриты.** Межплаковые образования, возникающие на поверхностях напластования плотных тонкозернистых пород, чаще всего литографских известняков. Имеют вид ветвящихся растений, отчего и происходит само название (рис. 56). Они представляют межплаковые скелетные кристаллические выделения соединений железа и марганца, принесенных подземными водами.

**Инкрустации.** Инкрустации (в переводе — внутренние корки) довольно часто встречаются в карбонатах-известняках и доломитах. Они представляют корки, образующиеся во внутренних полостях массивных пористых рифогенных известняков. Эти корки обладают концентрически пластинчатым и в то же время радиально-лучистым строением. Нередко они облекают раковины, колонии кораллов и округленные поверхности внутренних полостей (рис. 57).



Рис. 56. Дендрит. Литографский известняк. Золенгофен, Южная Германия. Фото В. Д. Наливкина.

Когда таких корок много, они придают породе особую структуру, которую А. Н. Заварицкий (1932) предложил называть инкрустационной. Реже употребляется название кrustификационная. Инкрустационная структура часто встречается в рифовых известняковых нефтеносных



Рис. 57. Инкрустационная полость, заполненная битумом. Абдуллинский риф нижнепермского возраста, Уфимское плато. Фото В. Д. Наливкина, 1949.

massивах западного Приуралья, например в Ишимбае и Верхнечусовских Городках. Внутренние полости, остающиеся между инкрустациями, заполнены нефтью.

Время образования инкрустаций неясно. Скорее всего, они почти одновременны с известняками, на это указывают инкрустации, развитые в современных рифовых массивах, но вполне возможно и их более позднее образование.

#### ВКЛЮЧЕНИЯ

Включения представлены обломками, валунами и кусочками пород, принесенных извне и резко обособленных от вмещающей их основной породы. Примером их могут служить куски пород, принесенные плавающими льдинами, куски деревьев, принесенные потоками и т. д. Наибольшее внимание привлекли к себе глиняные валуны, или катыши, и угольные включения, иногда называемые «угольными шарами». Включения описаны в работе Шрока (1950).

Глиняные валуны, или катыши, — это округленные или угловатые, чаще всего плоские куски глин или глинистых сланцев, заключенные в пластах песчано-глинистых пород. Образуются они при размытии только что поднявшегося и уплотнившегося илестого дна, в условиях почти полного отсутствия прибоя. Образование глиняных валунов описано В. Чирвинским (1924), Потонье (Potonié, 1916), Гаасом (Haas, 1927) и Рихтером (Richter, 1926).

Угольные валуны, или, как их иногда называют, угольные шары, не имеют ничего общего с конкрециями, также называемыми уголь-

ными шарами. По своему образованию они тождественны с глиняными валунами, но образуются за счет размывания дна, сложенного уплотнившимся торфом и поднятого немного выше уровня моря. Они представляют собой катуны, сложенные обуглившимся растительным материалом.

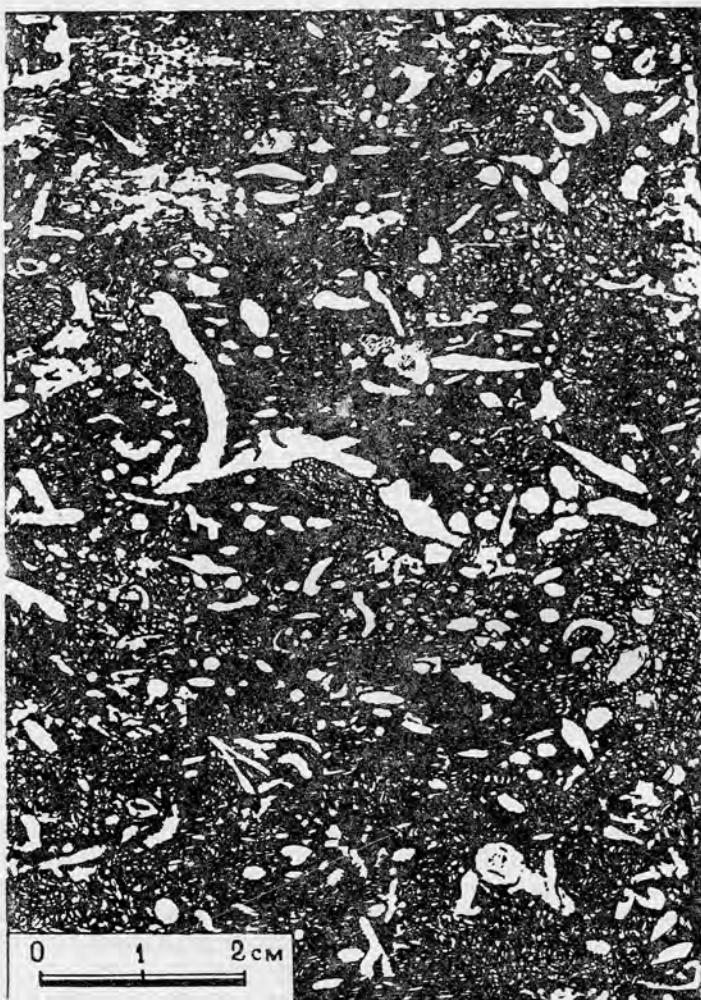


Рис. 58. Пеллетовая структура. Сантонаий мергель, г. Валуйки. Г. И. Бушинский, 1947.

**П е л л е т ы** (pellet) — это мельчайшие округленные образования, встречающиеся в известняках, диаметром в доли миллиметра. Они лишены концентрического строения подобно бобовинам, но по размерам напоминают мелкий оолит.

Происхождение их своеобразно. Морис Блэк (Black, 1938), ссылаясь на работу Мура (Moore, 1933), считает их результатом пищеварительной деятельности беспозвоночных, переваривающих тонкий известковый ил подобно тому, как дождевые черви переваривают почву. В работах Мура

(1933, 1939) приводится литература по этому вопросу. Блэк (1938) считает, что известняки, обладающие пеллетовым строением, довольно часто встречаются в ископаемом состоянии. С этим указанием можно вполне согласиться.

Интересные данные по пеллетам, или, как она их называет, копролитам, или фекалиям, приводит М. В. Кленова (1948). Пеллеты встречаются не только в известковом, но в еще большем количестве и в глинистом иле. Особенно велика работа червей в области прилива и отлива. Некоторые подсчеты показывают, что при количестве червей 208 600 на 1 га через их кишечник проходит ежегодно 7760 кг ила.

Иглокожие, пожирая моллюсков, измельчают раковины и создают скопления песка, в состав которого входят обломки раковин и пеллеты. У Бермудских островов от 80 до 90% всего песка прошло через кишечник морских ежей, звезд и голотурий.

Название «копролит» лучше сохранить за фекалиями крупных животных, позвоночных, а название «пеллет» — за фекалиями мелких животных, беспозвоночных.

Пеллеты из современных отложений Большого Соленого озера описаны ниже.

Интересный пример пеллетов из сantonской фосфоритовой толщи приводит Г. И. Бушинский (1938, 1947), считающий их копролитами червей и моллюсков (рис. 58). Пеллеты описаны также в работах Дэпплса (Dapples, 1938, 1942) и Брэмлита (Bramlette, 1940).

### СТИЛОЛИТЫ

Общая характеристика. Стилолитами называют своеобразные столбчатые образования, возникающие в известняках, реже в песчаниках, кварцитах и глинистых сланцах.

Название «стилолит» происходит от греческих слов «стилос» — столб и «литос» — камень и обозначает столбчатый камень.

Впервые стилолиты были описаны двести лет назад, в 1751 г; название стилолит было предложено более ста лет назад Клоденом (Klöden, 1828) — *«Stylolithes sulcatus»* — считавшим их органическими образованиями. С тех пор стилолитам посвящено много десятков работ на всех языках мира. Крупные работы принадлежат Стокдэлю (Stockdale, 1922), Твенхофелю (1936), Шаубу (Shaub, 1939) и А. Н. Заварецкому (1932).

Начальной формой стилолитов является так называемый «зубчатый шов» (рис. 59). Каждый зубчик такого шва представляет собой стилолит в начальной стадии роста. В дальнейшем отдельные стилолиты резко увеличиваются в размерах (рис. 60). Максимальная длина стилолитов достигает 30 см; средняя длина 2—10 см. Ширина столбиков обычно меньше высоты.

По данным М. С. Швецова (1934), в михайловских известняках подмосковного нижнего карбона стилолиты достигают почти одного метра длины. Значительных размеров они также в валанжинских известняках Кавказа (рис. 61).

Характерной особенностью стилолитов является резкая продольная струйчатость и ребристость, заметная на рис. 61.

Нередко на вершине стилолита развит прослоек глины, толщиной до 1.0—1.5 см, обычно меньше. На рис. 62 хорошо видны различные отношения высоты и ширины стилолитов. Правильные и прямолинейные

очертания левого стилолита при его небольших размерах делают невозможным образование его путем растворения слоя, в который внедрен стилолит.

Очертания стилолитов весьма различны. Преобладают столбчатые, более или менее высокие и прямые формы, но нередки столбчатые изогну-

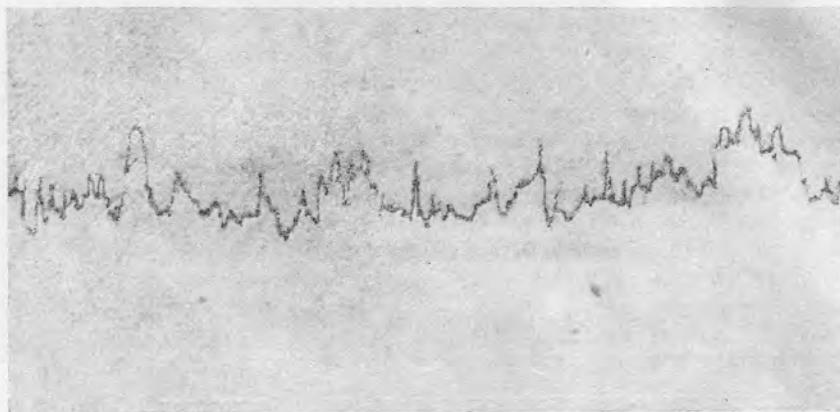


Рис. 59. Зубчатый шов. Известняк Индиана. Длина изображенной части 30 см.

тые и низкие прямоугольные и неправильные формы. Более редки треугольные формы. Некоторые разновидности стилолитов изображены в работах Стокдэля (Stockdale, 1922) и Шауба (Schaub, 1939). Важно отметить, что

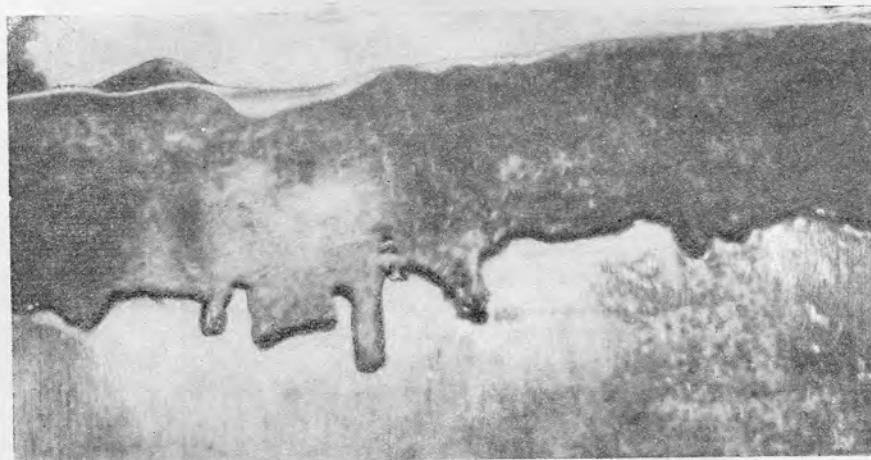


Рис. 60. Стилолитовый шов. Известняк Индиана. Длина большого стилолита 23 см. Твенхоффел, 1936.

встречаются только угловатые формы, обычно резко угловатые; округленные формы стилолитов отсутствуют.

Стилолиты всегда связаны с контактом двух слоев различного состава. Обычно этим контактом бывает поверхность напластования, значительно более редко — поверхность сброса. По отношению к этой поверхности стилолиты располагаются почти перпендикулярно, реже под углом до

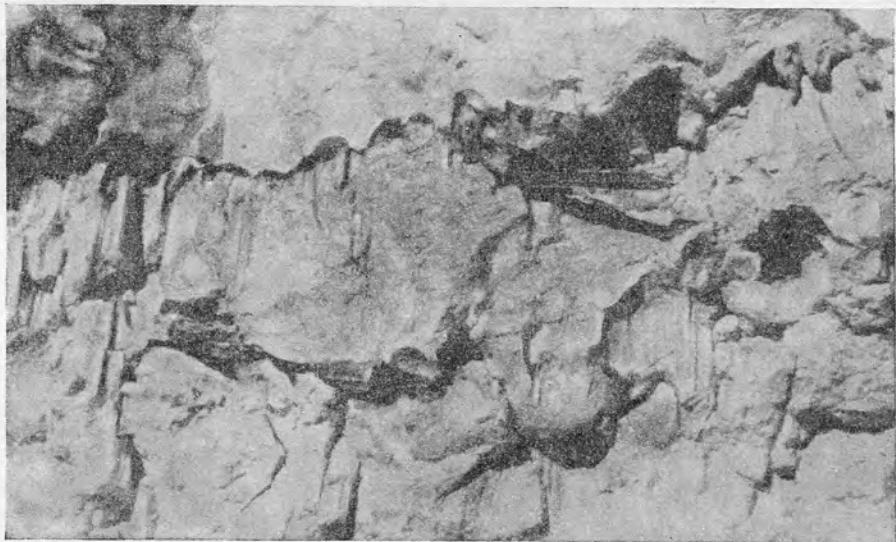


Рис. 61. Стилолиты в валанжинских известняках, Кисловодск. Фото Г. И. Бушинского, 1948.



Рис. 62. Три стилолита различной формы. Левый очень длинный и узкий; средний — зачаточный, правый — короткий. Светлая часть на вершине стилолитов — светлая глина. Количество ее одинаково во всех трех стилолитах. Шауб, 1939.

45°. Поверхности со стилолитами находятся на некотором расстоянии друг от друга; реже они сближаются, образуя очень сложный рисунок, как например в «руиновом» или «ландшафтном» мраморе (рис. 63).

Чаще всего стилолиты встречаются в известняках, мраморах и доломитах; значительно реже — в песчаниках, кварцитах и глинистых сланцах: Тарр (Tarr, 1916), Прайс (Price, 1934).

Стилолиты располагаются более или менее параллельно; реже они протыкают друг друга или поверхности образования других стилолитов. Иногда они не только покрывают раковинами, но и протыкают большие раковины. Стокдэль (Stockdale, 1922) описал колонию строматопор, в которую внедрились пять стилолитов.

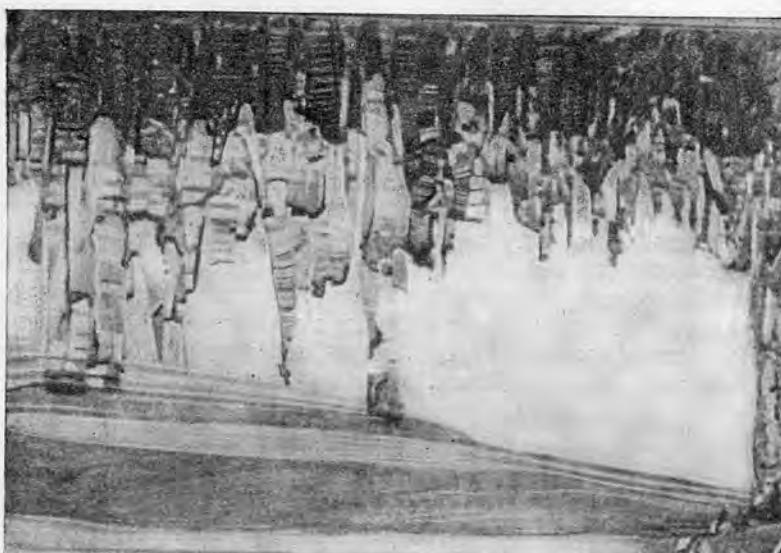


Рис. 63. Руиновый мрамор со сложной серией стилолитов. Вейншенк (Weinschenck, 1907).

Образование стилолитов связано с весьма сложными физико-химическими процессами, полностью еще не изученными и не понятыми. Поэтому до сих пор нет общепринятого объяснения их образования. Шауб (Shaub, 1939) приводит семь теорий их образования: 1) органическую; 2) кристаллизационную; 3) эрозионную; 4) газовую; 5) битумную; 6) давления; 7) растворения — давления. Сам он выдвигает восьмую теорию — ссыхания — давления. Первые пять теорий выдвинуты еще в прошлом столетии и давно оставлены.

Современные представления об образовании стилолитов сосредоточены около двух процессов — давления и растворения и их комбинаций. Еще в 1874 г. Фукс (Fuchs, 1874), этот необычайно остроумный исследователь, предложил теорию растворения под давлением. В 1922 г. эта теория была переработана, расширена и заново обоснована Стокдэлем (Stockdale, 1922). Сейчас она наиболее распространена, но уже Твэнхофел (1932, 1936) указал на некоторые явления, исключающие процессы растворения, в частности, на нерастворимость кварцитов и глин. Шауб (Shaub, 1939) наиболее полно и детально обосновал невозможность растворения при образовании стилолитов. Однако Гольдман (Goldman, 1940), согла-

шаясь с тем, что одним растворением нельзя объяснить образование стилолитов, указал на ряд неясностей в построениях Шауба и высказал мнение, что стилолиты могли образоваться только в плотной или даже затвердевшей породе.

Известные данные с большой убедительностью показывают невозможность первичных процессов растворения. Повидимому, основными были процессы движения отдельных частей осадка, уже уплотненного и иногда даже затвердевшего под давлением. Только в качестве вторичного явления можно допустить проникновение растворов по швам стилолитов с отложением кремневых и кальцитовых корок на поверхности стилолитов. Возможно, при этом происходило и частичное растворение концов уже образовавшихся стилолитов с образованием глиняных шапок.

Стилолиты широко распространены в карбонатных толщах всего мира; достаточно часто встречаются они и в СССР. Среди работ, освещающих стилолиты, можно назвать работы Г. И. Теодоровича (1945, 1950), Я. Я. Яржемского (1936), В. А. Успенского (1949) и руководства А. Н. Заварницкого (1932), М. С. Швецова (1934), Твенхофела (1936), Л. В. Пустовалова (1940) и Шрока (1950).

Промышленное значение стилолитов сравнительно невелико, но они дают существенные указания для познания диагенеза и движения вещества внутри слоев и поэтому заслуживают внимания.

Границы, образующиеся на поверхности стилолитов, напоминают грани на колониях фавозитов и других табулят. В литературе прошлого века даже существует указание на нахождение в джаспилитовой толще Малого Хингана колонии *Favosites*, которая при переопределении, произведенном мною, оказалась стилолитом.

## ПОРИСТОСТЬ

Пористость — один из признаков осадков, ранее не привлекавший к себе особого внимания и только детально изученный в последние годы, как имеющий значение для образования нефтяных, газовых и водяных залежей. Пористость достигает 20—30% всего объема породы и более; соответственно при распространении ее на больших площадях она создает благоприятные условия для концентрации громадных масс нефти. На многих нефтеносных площадях, как например в области между Волгой и Уралом, в Эмбенском нефтяном районе, на Ухте, пористость нефтеносных пород обуславливает наличие нефтяных месторождений. Да и в самом Баку нефть заключена в пористых, рыхлых песках.

Известны два типа пористости: 1) пористость рыхлых пород, главным образом песков, зависящая от подвижности их зерен; 2) пористость твердых пород, преимущественно известняков и доломитов, зависящая от их строения. В первом типе пористости поры все время изменяют свой объем и очертания в зависимости от насыщения; во втором — объем пор постоянный, не изменяющийся и не зависящий от насыщенности. Существует и промежуточный тип пористых пород, обладающих постоянными и подвижными порами, как например некоторые песчаники, местами уплотненные, местами рыхлые.

Пористость песков, рыхлых и подвижных, изучали в связи с вопросами грунтоведения и инженерной геологии. Всем известна опасность, которую представляют для строительства пески плывуны. Поэтому данные по ним сосредоточены в специальных руководствах и некоторых работах по неф-

тальной геологии (курсы «Геологии нефти» И. М. Губкина (1937), Э. Р. Лиллэя (1938) и Э. Блумера (1929).

Пористости известняков и доломитов также посвящена значительная литература; в частности, пористость известняков и доломитов Ишимбаевского района рассмотрена в работах В. А. Сермягина (1939) и Г. И. Теодоровича (1943).

Интересна математическая характеристика пористости, разработанная А. Б. Вистелиусом (1946, 1947, 1949, 1951).

И. М. Губкин (1937) и Э. Р. Лиллэй (1938) выделяют следующие типы пористых пород с моими дополнениями:

#### Первичные

1. Рыхлые пески и галечники
2. Сланцеватые и илистые глины
3. Пузырчатые и пористые изверженные породы и туфы
4. Ракушняки
5. Пористые, ячеистые, ситчатые рифовые и онкоидные известняки и доломиты

#### Вторичные

6. Породы, пронизанные карстовыми полостями и ходами
7. Породы, растрескавшиеся вследствие уплотнения
8. Породы, ставшие пористыми или трещиноватыми вследствие образования кристаллов
9. Породы, раздробленные тектоническими движениями
10. Выветрелые породы (кора выветривания)

Остановимся кратко на их характеристике.

1. Рыхлые породы наиболее важные коллектора нефти, газов и воды. Пористость их доходит до 50% и выше, особенно тех песков, зерна которых плавают в жидкости. Если этой жидкостью является нефть, то образуются крупнейшие нефтяные месторождения. Пески дают 90% всей мировой добычи нефти. Если же жидкость — вода, то возникают «пески плывуны», исключительно опасные и трудные для горных работ. Когда они обнажаются на поверхности, то образуются зыбучие пески, засасывающие людей и животных.

В руководстве И. М. Губкина (1937) приведено большое число данных по пористости песков наших нефтяных районов, сопровождающихся данными о величине зерен (гистограммами). Некоторые из этих гистограмм приведены на рис. 64. И. М. Губкин считает, что максимальной пористостью обладают наиболее однородные пески. Теоретически это вполне правильно, и гистограммы а и в (рис. 64) подтверждают это положение. Но в других случаях эта закономерность отсутствует (см. рис. 64, б). Не связана пористость и с величиной зерен; наиболее тонкозернистые и наименее тонкозернистые пески обладают одинаковой пористостью. Это следует и из теоретических выводов.

Практически получается, что пористость не связана с гранулометрическим составом песков. Очевидно, это объясняется тем, что основным фактором, определяющим пористость, служит цементация. Увеличение цементации при других благоприятных условиях резко снижает пористость.

Практика бурения на нефть в каменноугольных и девонских отложениях Волго-Уральской области и Ухты и в юрских отложениях Эмбенского бассейна показала, что нефтеносность в песках одного и того же горизонта, находящихся в тождественных тектонических условиях, бывает резко различна на небольших расстояниях.

Это объясняется различной пористостью песков, зависящей от цементации. Каким образом происходит эта цементация, что ее вызывает, мы пока не знаем. Поэтому мы не всегда можем правильно направить бурение, и некоторые скважины оказываются пустыми.

Влияние характера цементирующего материала и зерен песчаников на их пористость и содержание в них нефти, газа и воды рассмотрено в работах: Ати (Athy, 1930), Фрэзера (Fraser, 1935), Гайтера (Gaither, 1953), Гольдштейна (Goldstein, 1948), Грэтона (Gration and Fraser, 1935), Гриффитса (Griffiths, 1952, литература), Россела (Russel, 1950), Тэйлора (Taylor, 1950).



Рис. 64. Гистограммы механического состава и пористости песков (а, б, в). И. М. Губкин, 1937.

и воды; изредка в промышленных скважинах в Техасе.

4. Ракушки нередко обладают повышенной битуминозностью, а иногда нефтеносностью, но вследствие значительной цементации отдача нефти мала.

5. Пористые, ячеистые, кавернозные и ситчатые (от слова «сито») известняки и доломиты обладают большой пористостью, до 35% и выше, и содержат громадные количества воды и нефти.

2. Сланцеватые и илестые глины. Илистые вязкие, высоко пластичные глины содержат большое количество механически увлажненной воды — до 70—75%. Пластичность сохраняется до тех пор, пока поры, заполненные водой, будут занимать 30—35%.

Подобное же количество пор может быть заполнено нефтью. Такие глины называются пропитанными нефтью. Иногда они являются нефтеносными горизонтами, но это бывает редко, и отдача нефти сравнительно невелика. Примером таких месторождений служит Хадыженское, расположенное в Майкопском районе. Темносерые сланцеватые глины с тончайшими налетами песка на плоскостях напластования, пропитанные нефтью, давали небольшие, но постоянные притоки нефти, а иногда даже небольшие фонтаны с дебитом 500—600 т.

Вообще же глины, вследствие ничтожных размеров своих частиц, отдают нефть и воду с большим трудом.

Пористость глин рассмотрена в работах Хедберга (Hedberg, 1936), Райса (Rice, 1932) и Джонса (Jones, 1944).

3. Пузирчатые и пористые изверженные породы и туфы нередко содержат нефть в количествах, например в месторождениях Локхарт в Техасе.

Нефтяные месторождения, связанные с пористыми известняками и доломитами стоят по запасам на втором месте после месторождений, связанных с песками. В третичном известняке Спинделтоп на побережье Мексиканского залива был получен один из самых мощных фонтанов в Соединенных Штатах Америки. Ишимбаевские нижнепермские рифовые сидячие известняки под Уфой нередко давали крупные фонтаны.

6. Породы, пронизанные карстовыми полостями и ходами, чаще всего представлены известняками и доломитами. Обособление вторичной пористости от первичной в этих породах часто невозможно, и на практике эти два типа пористости объединяются.

По данным И. М. Губкина (1937), примером таких известняков служат нижнемеловые известняки Томасоно Мексики, сильно пещеристые, карстовозные, повидимому, из-за циркуляции минерализованных вод. Количество нефти в них колоссально: фонтан в Дос-Бокас выбросил 10 млн т; фонтан в Потреро-дель-Лиано — 13 млн т. Ежегодная добыча нефти из известняка достигала 25 млн т.

Весьма значительна водоносность карстовых известняков, сильно затруднявшая горнопроходческие работы в районе Курской магнитной аномалии, в Кизеловском угленосном бассейне и в Петропавловском бокситоносном бассейне.

Своеобразная вторичная пористость в доломитах образуется после растворения зерен каменной соли, заключавшихся в прослойках доломитов и вместе с ними отлагавшейся. Прослойки таких вторично-пористых доломитов, ритмически чередующихся с плотными, не пористыми доломитами, развиты в пермских отложениях штата Нью-Мексико, описаны Шваде (Schwade, 1947). Они рассматриваются как возможные коллекторы нефти.

Пористость и нефтеносность карбонатных пород освещены в работах Эрчи (Archie, 1930), Хольта (Hohlt, 1948), Говарда (Howard and David, 1936), Имбта (Imbt, 1950).

7. Породы, растрескавшиеся вследствие уплотнения, встречаются редко, обладают небольшой пористостью и промышленного значения не имеют.

8. Породы, ставшие пористыми или трещиноватыми вследствие роста кристаллов, раздвигавших прилегающие зерна породы, встречаются редко и промышленного значения не имеют.

9. Породы, раздробленные тектоническими движениями, встречаются довольно часто, распространяются на большие площади и по промышленному значению стоят на третьем месте.

Пустоты имеют вид сети трещин, сообщающихся между собой. Наиболее часто они образуются на месте перегиба плотных известняков. Такие пустоты содержат большие количества газа, нефти и воды. Примером газовых месторождений этого типа служит известное Тепловское месторождение, около Саратова, снабжающее газом Москву. На Кинзебулатовском месторождении, около Ишимбая, в трещиноватых артинских известняках добывается нефть.

10. Выветрелые породы (кора выветривания) обладают значительной пористостью, причем не только на поверхности земли, но и в глубоких горизонтах. Выветриваются самые разнообразные породы, вплоть до магматических, и все они могут стать коллекторами для нефти, газа и воды.

Примеры этих пород многочисленны, но промышленное значение их невелико. У нас нефть найдена в трещиноватых гнейсах на восточном бе-

регу Байкала, причем в гнейсы она попала из юры. И. М. Губкин (1937) приводит ряд примеров подобной нефтеносности изверженных и кристаллических пород и справедливо указывает, что они служат неоспоримым доказательством миграции нефти.

В Канаде, в провинции Альберта, нефть найдена в карманах выветривания на поверхности кристаллических пород. В Техасе, в месторождении Панхэндл, в больших количествах она добывается из аркозовых песчаников и конгломератов, представляющих кору выветривания подстилающих гранитов.

Таким образом, мы видим, что пористость пород, казалось бы второстепенное геологическое явление, имеет исключительно большое, мировое промышленное значение, обусловливая образование крупнейших месторождений нефти, газа и водных залежей.

### ПЛАСТИЧНОСТЬ

Пластичность — это важнейшее свойство глин, но оно встречается и у битуминозных пород, даже у битуминозных песков, не говоря уже об озокерите, который называется горным воском. Кроме горных пород, пластичностью обладают при обычной температуре свинец, воск и лед, а при повышенной температуре — медь, сталь, стекло. При значительном повышении температуры и давления пластичными становятся почти все горные породы.

Райс (1932) приводит следующее определение пластичности: «Свойство менять свою форму под давлением, без разлома и с сохранением принятой формы после прекращения давления». Им детально рассмотрены различные точки зрения на пластичность и приводится обширная литература.

Пластичность, как и многие другие обыденные явления, не так проста, как это кажется. Несмотря на существование десятков теорий, до сих пор она не получила исчерпывающего объяснения. Райс (1932) совершенно правильно указывает, что пластичность настолько сложное явление, что для объяснения его нужно одновременно несколько теорий.

Действительно, нет никакого сомнения, что молекулярное притяжение между частицами глины и окружающей их водой имеет определяющее значение для образования пластичности, но нет сомнения и в том, что явление гидратизации имеет самую тесную связь с пластичностью и не менее тесно связаны с ней коллоидные вещества. Повидимому, комбинация молекулярного притяжения, гидратации и присутствия коллоидов определяет степень пластичности глин и битуминозных пород.

Существуют разные приборы для определения и измерения пластичности. Многие из них описаны в монографии Райса (1932).

Малопластичные глины называются тощими; разновидностью их являются «сухарные» глины, или «сухари» — огнеупорные глины с высоким содержанием глинозема.

Высокопластичные глины называются жирными; поверхности их отдельности обладают жирным блеском.

### ИЗЛОМ

Для характеристики пород и минералов излом имеет существенное значение. Излом прежде всего зависит от величины частиц, слагающих породу. Он бывает конгломератовый, брекчийский, грубозернистый, тон-

козернистый и раковистый. Для плотных тонкозернистых пород характерен занозистый излом, когда на его поверхности остаются острые длинные кусочки породы, имеющие вид заноз.

На характер излома оказывает влияние химический состав пород. Примесь аморфного кремнезема очень часто обуславливает раковистый или роговой излом, отличающийся гладкой, скорлуповатой матовой и блестящей поверхностью. Повышенное содержание кальцита или доломита нередко вызывает образование зернистого, землистого и порошковатого изломов.

Наконец, существенное влияние оказывает степень кристаллизации. Присутствие крупных кристаллов вызывает образование блестящего, кристаллического излома. При мелких размерах кристаллов образуется своеобразный сахаровидный излом.

### ОТДЕЛЬНОСТЬ

Заслуживает внимания также и отдельность пород, возникающая при их выветривании.

Для массивных пород характерна неправильная, глыбовая или щебневая отдельность. Реже глыбы имеют более правильные очертания, вызывая многоугольную или квадерную (кубовую) отдельности, как например в квадерных песчаниках Саксонии. Нередко образуется столбчатая отдельность.

Толстослоистые породы, например фаменские доломиты западного склона Южного Урала, обладают иногда матрацевидной отдельностью, распадаясь на удлиненные плоские глыбы с округленными гранями, имеющие вид матрацев.

Тонкослоистые породы характеризуются плитчатой и листоватой отдельностью. Когда плитки распадаются на удлиненные палочки, образуется грифельная отдельность.

Однородные известково-глинистые породы нередко обладают концентрически-скорлуповатой отдельностью, особенно типично выраженной в артинских мергелях Западного Урала.

В слоях более значительной мощности концентрически-скорлуповатая отдельность переходит в подушечную или шаровую отдельности. Шаровая отдельность хорошо выражена и полно изучена Г. А. Дмитриевым (1941) в артинских известковых аргиллитах бассейнов рек Сим и Юрзани на Южном Урале. Образование ее представляет собой сложное физико-химическое явление и тесно связано с «кольцами Лизеганга».

Одной из важнейших причин, обуславливающих отдельность, является сланцеватость. Возникшая внутри породы, благодаря давлению, сланцеватость вызывает систему трещин, которые при выветривании пород определяют форму обломков.

Иногда отдельность отождествляют со сланцеватостью. Это неправильно, так как они возникают в резко различных условиях. Сланцеватость возникает в свежей породе, независимо от выветривания. Отдельность образуется только в выветрелых породах и отсутствует в свежих породах.

### ИСКРИСТОСТЬ

Искристость — это свойство пород при ярком освещении давать отдельные искры, вспышки яркого света. Блеск присущ всей породе или минералу; искристость же свойственна только отдельным зернам, входя-

шим в состав породы. Для песчаников она нередко служит отличительным признаком.

Искристость вызывается тем, что у отдельных зерен сохраняются или вновь возникают кристаллические грани и плоскости спайности. Эти грани, когда на них падает яркий свет, отражают его и дают искру. Достаточно повернуть кусок породы, чтобы одни искры исчезли и возникли другие. Порода начинает искриться.

Чаще всего искристость вызывается пластинчатыми зернами различных слюд. Иногда чешуйки слюд придают ее даже поверхности напластования глин. Довольно часто искристость зависит от присутствия кристаллов гипса. Это наблюдается в различных породах: песчаниках, глинах, известняках и доломитах.

Реже искристость получается при регенерации кристаллов кварца на округленных зернах пористых песчаников. Известны случаи подобной регенерации полевых шпатов.

Искристость может вызываться присутствием кристаллов и других минералов, сохраняющихся или регенерирующих в осадочных породах, а также вследствие раскола минеральных зерен по спайности.

### ЦВЕТ ОТЛОЖЕНИЙ

Окраска осадочных отложений может быть первичная — сингенетическая, или вторичная — эпигенетическая, или унаследованная — прогенетическая. Сингенетическая окраска возникает одновременно с отложением осадка, например черный цвет углистой глины. Эпигенетическая окраска возникает после отложения осадка, например бурые пятна и полосы в песчаниках, связанные с проникновением по трещинам железистых растворов. Прогенетическая окраска уже существовала до образования осадка и выражается в окраске зерен отлагающегося осадка. Например окраска современного желтого ила в Желтом море зависит от желтой окраски частиц лёсса, из которых образуется ил.

Большинство отложений должны бы быть белыми или черными — известняки, гипсы, соль, боксит, каолин, кварцевые песчаники, уголь, вулканические туфы. Смешение этих тонов и дает преобладающую серую окраску.

Черный и серый цвета образуются вследствие большего или меньшего содержания углистых или вообще органических веществ, придающих темные и серые цвета известнякам, сланцам, песчаникам и другим породам. Большое значение имеет также примесь зерен темных изверженных пород туфов и минералов. Среди последних преобладают роговые обманки, биотит, авгит и магнетит. Реже темный цвет придают отложениям соединения железа (гидротроилит) и марганца.

Связь черного цвета с содержанием органического вещества была изучена Патноде (Patnode, 1941) на 3000 образцах, происходивших из основных нефтеносных областей Соединенных Штатов Америки. На большинстве образцов, в общем, эта связь хорошо подтверждается, и поэтому интенсивность черного цвета может служить для качественного определения содержания органического вещества. Однако, для количественного определения она непригодна, так как количество уклонений слишком велико. Интересно, что связь черного цвета с содержанием органического вещества в разных нефтеносных областях различна. Одновременно необходимо всегда помнить, что черный цвет зависит не только от одного содержания органического вещества.

**Зеленый цвет** связан главным образом с шестью группами минералов.

Первая группа, имеющая наибольшее значение, включает некоторые силикаты: серпентин, хлориты, эпидот и близкие к ним.

Вторая группа: глауконит, широко распространенный силикат, придающий зеленую окраску некоторым морским отложениям: зеленому илу, зеленому песку и т. п.

Третья группа, придающая зеленоватый оттенок породам: актинолит, некоторые роговые обманки, уралит и бастит.

Четвертая группа: оливин и зерна оливинсодержащих пород; они иногда (на Гавайских островах) встречаются в таком количестве, что придают песчаному пляжу оливково-зеленую окраску.

Пятая группа: карбонаты меди, окрашивающие преимущественно песчаники в яркозеленые и синие цвета.

Шестая группа: минералы глин — иллит и монтмориллонит, определяющие зеленый цвет глинистых пород, в частности, глин и глинистых сланцев.

Кроме того, соединения никеля окрашивают в нежные травяно-светлозеленые и оранжево-коричневые; соединения хрома — в тусклые, темнозеленые; соединения урана — в желто-зеленые и травяно-зеленые цвета.

**Красный цвет.** Различные оттенки красного цвета широко распространены в осадочных отложениях, особенно наземных. Почти все они обязаны более или менее гидратизированным окислам железа. Их можно разбить на две группы. Первая группа, объединяемая под названием гематитов, придает породам красный цвет. Вторая группа — лимониты — придает красновато-желтоватые цвета.

Этими соединениями окрашиваются самые разнообразные породы: известняки, кремнистые породы, песчаники, сланцы и т. д. Некоторые песчаники окрашиваются в розовые и красноватые тона из-за примеси гранатов и красноватых полевых шпатов. Кремнистые сланцы и яшмы окрашиваются в красноватые и малиновые цвета соединениями марганца.

**Бурый и желтый цвета** придаются, обычно, также окислами железа, но ярко-желтые и светло-желтые окраски, наблюдающиеся у глин, иногда зависят от соединений хрома и урана.

**Фиолетовый и голубой цвета** встречаются сравнительно редко, причина их еще недостаточно изучена. Считают, что фиолетовый цвет в песчано-глинистых породах обусловливается плавиковым шпатом, а голубой — целестином, но, несомненно, существуют и другие соединения, придающие эти цвета, например каменной соли, гипсу и другим солям.

**Обозначения цветов**, употребляющиеся в геологической практике, значительно отличаются от обозначений, применяемых в специальных работах, преимущественно касающихся цвета, грунтов и почв. Употребляемые обозначения обычно однословные, малосодержательны и примитивны. В полных, научных обозначениях должны быть учтены не только цветовые тона, но и их светлота (от белого до темного) и насыщенность; последние два признака объединяются в один — резкость, яркость, полноцветность.

Самое меткое и вместе с тем наиболее краткое обозначение окраски дается при помощи обыденных сравнительных эпитетов окраски (вишнево-красная, киноварно-красная, малиново-красная, кирнично-красная, оранжевая). Если добавлять обозначения светлоты и насыщенности цвета,

тов (бледно, светло, темно, блекло, густо), то практически этого достаточно для полевого употребления и для приведения названий к научной номенклатуре окраски.

При двух- и трехсловых обозначениях последнее слово должно соответствовать основному, важнейшему тону, а первое — наименее важному.

Факторы, обуславливающие окраску наземных отложений, передко бывают весьма сложными и далеко не всегда понятными.

Для наземных отложений наибольшее значение имеют следующие факторы: а) вещества материнской породы; б) условия, в которых эта порода разрушается; в) условия отложения осадка.

Наибольшее значение имеют климатические условия. В сухих жарких областях, типичных пустынях, цвет материнских пород сохраняется почти без изменения. Преобладают светлые, но пестрые тона: белый оранжевый, светлосерый, фиолетовый, зеленоватый и розовый.

В холодных влажных областях первичные цвета в общем сохраняются, но становятся более однообразными, сероватыми, а иногда и совершенно серыми и темными благодаря большой примеси углистых веществ.

В тропических и влажных областях общий результат тот же самый, хотя процесс резко различен. Интенсивность химических процессов ведет к распадению большинства минералов и выделению большого количества окислов железа. Однако обилие влаги ведет к тому, что эти окислы переходят в одноцветные серые и буроватые железистые бикарбонаты и сульфаты.

Максимальное развитие красные цвета получают в тропических областях, где влажные зимы чередуются с сухим летом. В этих районах красные земли и латериты, образующиеся в результате разрушения материнских пород, сохраняют свой химический состав и яркую красную и кирпичную окраску.

Сезонное изменение климатических условий вызвало яркокрасную окраску верхнепермских, татарских отложений, яркую кирпичную окраску нижнемеловых конгломератов Средней Азии и красные цвета древнего красного песчаника (Old Red Sandstone).

С другой стороны, юрские угленосные толщи Ангарского материка образовались в условиях однообразного влажного климата и отличаются серой и буроватой, передко темной окраской.

Наши среднеазиатские пустыни отличаются однообразной окраской, особенно поражающей при полете над ними на самолете. На десятки километров во все стороны простираются однотонные желтовато-серые пески, окраску которых передать словами очень трудно; ближе всего она напоминает цвет шерсти верблюдов, незаметных на фоне песков.

В отдельных областях Кызыл-Кума и даже Кара-Кума на больших площадях развита красноватая и оранжево-красная окраска.

Аэроморфная окраска — название, предложенное В. И. Поповым, для комплекса цветов, наиболее характерных для пустынных отложений, образовавшихся в условиях хорошей аэрации. Чаще всего встречаются желтовато-серые и коричневато-серые «лессовые» тона; не менее распространена палевая окраска, встречающаяся у речных и озерных алевритовых осадков; встречаются серые и темные тона. В процессе метаморфизма и диагенеза эти цвета переходят в лиловые, красноватые, красные, кирпично-красные и бурые цвета. Для моласс юго-западного Таджикистана аэроморфная окраска отмечена Н. И. Гридиневым (1953).

Если признать, что красные тона для пустынных отложений являются вторичными, вырабатывающимися в ископаемом состоянии, то тогда вполне возможно, что все пустынные красноцветы во время своего отложения обладали не красной, а желтоватой и палево-желтой окраской.

**Гидроморфная окраска** — комплекс цветов, по В. И. Попову, характерный для осадков, отложившихся в водной среде, в условиях слабого или отсутствующего окисления, преимущественно в морских бассейнах. Эти осадки отличаются зеленоватыми, зеленовато-серыми, охристыми, табачными, буроватыми, зеленовато-желтыми цветами, а также гаммой серых цветов — от светлосерого и стально-серого до темносерого и черного. Реже встречаются красные цвета преимущественно малинового оттенка.

Преобладание гидроморфного комплекса цветов среди морских отложений и аэроморфного — среди пустынных несомненно, но отдельные цвета этих комплексов встречаются среди не свойственных им отложений. Вероятно существование и других комплексов цветов, например соленосного.

**Факторы, обуславливающие окраску морских отложений.** Окраска морских отложений главным образом зависит от окраски того обломочного материала, который приносится реками с материка. По берегам Китая отлагаются желтые илы и пески, благодаря желтому цвету лёсса, в громадных количествах выносимого в море большими и многочисленными реками.

Устья Амазонки и вдоль большей части восточного побережья Южной Америки все морские отложения окрашены в красный цвет, благодаря колоссальным количествам латеритов и красных земель, выносиемых в море реками.

Зеленый цвет, наиболее распространенный, связанный с первичными морскими осадками, возникает вследствие образования больших масс глауконита.

Первичной красной окраской обладают некоторые известняки, например цефалоподовые — гониатитовые и аммонитовые, сравнительно глубоководные. Здесь красный цвет связан с медленным окислением осадков.

**Вторичные факторы, влияющие на окраску пород.** Кроме основных факторов, существует ряд других менее распространенных. К числу их относятся изменения в окраске, связанные с контактовыми воздействиями изверженных пород, особенно интрузий, изменения, связанные с минеральными источниками, подземными пожарами и т. п.

Суммируя, можно сказать, что определение причин той или другой окраски осадочных отложений — задача сложная и трудная. Она требует от геолога учета самых разнообразных факторов, но прежде всего палеогеографических построений, так как только они дают ответ на многие вопросы, связанные с окраской осадков.

Очерк окраски осадочных отложений приведен в сводке Блэквеллера, помещенной в монографии Твенхофела (1936).

Другие работы приведены в списке литературы. Из более поздних можно назвать заметку М. В. Кленовой (1938) и работу А. Е. Ферсмана (1936), в которой дается оригинальное и интересное объяснение зависимости окраски минералов от их внутреннего строения.

**Методика определения цвета.** В геологической практике при определении цвета пород применяется визуальный метод.

Он страдает неточностью и субъективностью, но для обычных геологических описаний вполне достаточен.

Реже применяется определение окраски путем сравнения с различными шкалами цветов. И. В. Попов (1935), основываясь на классификации цветов Оствальда (1927), предложил способ более точной характеристики окраски пород и грунтов путем применения особых светофильтров и цветных шкал. Этот способ достаточно сложен и длителен, особенно если применять раздробление породы и прессование ее в кирпичики для более равномерного распределения окраски. Тем не менее, при массовом применении, например при изучении кернов буровых скважин, по мнению И. В. Попова, он сравнительно дешев и дает хорошие результаты.

Интересная точная цифровая характеристика цвета отложений татарского яруса и увязка их с минералогическим составом была получена В. И. Данчевым (1947).

Тому, кто намерен заняться специальными литологическими наблюдениями над окраской осадочных пород и ее происхождением, следует уточнить словесные определения цвета путем сравнения образцов с эталонами — цветовыми картотеками из атласов.

Для определения цвета существуют специальные физические приборы — вертушки Максвелла, спектрофотометры, колориметры, у нас конструкции Л. И. Демкиной («ГОИ»).

Научная, полная и точная характеристика цвета отложений требует специальных исследований с применением специальной аппаратуры.

Л. Б. Рухин (1953) в очерке методов исследования цвета пород пишет: «В основу инструментального определения цвета породы положена классификация цветов, предложенная В. Оствальдом и примененная к характеристике цвета осадочных пород И. В. Поповым (1935) и В. И. Данчевым (1947). Суть этой классификации заключается в том, что любой цвет может быть охарактеризован тремя его компонентами: количеством черного (яркость цвета), белого (насыщенность цвета) и характером цветного тона. Все величины быстро определяются при помощи универсального фотометра». «... Полное наименование цвета породы ... должно быть трехчленным, например: яркий светло желтый или тусклый темно зеленый».

Цвет пород часто определяется присутствием того или другого соединения или полезного ископаемого. Поэтому он нередко служит поисковым признаком.

Кроме уже названных работ по этому вопросу, можно назвать руководства Л. В. Пустовалова (1940), Л. Б. Рухина (1953). Красноцветной и пестроцветной окраске посвящены работы А. И. Гейслера (1949), Н. И. Гридиева (1953), В. И. Данчева (1946, 1947), Л. М. Миропольского (1943), Е. Э. Разумовской (1927), Дорсея (Dorcey, 1926), Грима (Grim, 1951), Робб (Robb, 1949), Раймонд (Raymond, 1927, 1942). Причины зеленой окраски рассматривают Келлер (Keller, 1953) и Нолль (Noll, 1953). Факторы, обусловливающие цвет, освещает Хагер (Hager, 1928). Определение содержания металлов по окраске дано в большой работе Сэнделла (Sandell).

## Гла́ва IV

### ТИПЫ ВАЖНЕЙШИХ ОСАДКОВ

Составление настоящей главы вызвано желанием рассмотреть в одном месте осадки одного типа, например все брекчии или все известняки, независимо от условий их образования. Поэтому в настоящей главе материал расположен по петрографическим признакам.

В главной части книги эти же типы осадков будут рассматриваться каждый в отдельности, в связи с условиями их образования, например речные брекчии, пирокластические брекчии, ледниковые брекчии и т. д.

Необходимо отметить, что приводимое ниже описание не исчерпывает все типы осадочных пород, касаясь лишь главнейших, наиболее распространенных. Описания отдельных пород также не претендуют на полноту и включают в себя только важнейшие, наиболее легко устанавливаемые признаки.

#### СХЕМЫ КЛАССИФИКАЦИИ

Схемы классификации осадочных пород исключительно разнообразны и индивидуальны. Буквально, нет двух крупных исследований, в которых эти схемы совпадали бы полностью. Особенно детальны они в работах советских петрографов и литологов.

Несколько слов относительно двух терминов — петрография и литология. Многие исследователи настаивают на том, что осадочная петрография и литология представляют совершенно различные науки. Задача осадочной петрографии заключается в описании, преимущественно микроскопическом, осадочных пород, а литология же — это наука, изучающая осадочные породы в связи с их геологическими условиями образования. Эти исследователи утверждают, что первая наука чисто петрографическая, а вторая — чисто геологическая. Известная доля правды в этом есть, но не очень большая. В геологической практике петрографическое изучение осадочных пород всегда очень тесно связано с анализом геологических условий их образования, и установить, куда относится данная работа — к петрографии или к литологии, невозможно. Поэтому оба эти термина в практике употребляются одинаково, но все учебники и руководства, в частности советские, носят название «Петрография осадочных пород», например курсы А. Н. Заваринского (1932), М. С. Швецова (1934, 1948) и Л. В. Пустовалова (1940).

Эти взаимоотношения между осадочной петрографией и литологией нашли отражение и в схемах классификаций осадочных пород. Более

простые схемы, основанные на петрографических или генетических признаках, сменились очень сложными схемами, в которых сделаны попытки совместить и петрографические признаки и генетические особенности.

А. Н. Заварицкий (1932) считал, что лучше употреблять старые термины Наумана — протогенные (первичные) и дейтерогенные (вторичные) породы, причем протогенные породы подразделяются: на пирогенные — изверженные, атмогенные — возникающие из воздуха — снег и лед, гидрогенные — химические и биогенные — органические. Для дейтерогенных пород, по предложению Грэбо (Grabau), можно принять следующее подразделение: 1) пирокластические — вулканические туфы и пеплы; 2) аутокластические — представляют продукты разрушения первичных пород, залегающие на месте образования, например брекчии раздробления; 3) атмокластические — образовавшиеся под влиянием воздуха; 4) анемокластические — образовавшиеся под влиянием ветра; 5) гидрокластические — образовавшиеся под влиянием воды; 6) биокластические — состоящие из обломков организмов.

Дальнейшее развитие этих положений мы встречаем в схеме, предложенной Ф. Ю. Левинсон-Лессингом (1933, 1940), (табл. 5).

Эта схема представляет значительный шаг вперед, но применение ее на практике встречает иногда затруднения. Так, например морской песок относится к протогенным породам, образующийся из него песчаник — уже к дейтерогенным, а такой же песчаник более плотный — к дейтеросоматическим.

Почти одновременно В. П. Батурин (1932) предложил схему классификации, основанную на выделении твердой и жидкой фаз продуктов разрушения и смешанной фазы — цементационной. Выделение этих фаз носит иногда искусственный характер, например отнесение каменных углей к осадкам, выпадающим из растворов. В геологической практике эта схема не применяется.

Кроме распределения осадочных пород по фазам, В. П. Батурин (1932) выделил среди них пять семейств: 1) механические; 2) цементационные; 3) гидрогенные, подразделяющиеся на подсемейства органогенные и химические; 4) пироосадочные; 5) динамометаморфические. Здесь также повторяется неудобство, уже отмечавшееся для схемы Ф. Ю. Левинсон-Лессинга (1933), — отнесение одного и того же осадка к трем семействам в зависимости от степени его метаморфизации.

В своей схеме классификации осадочных пород Л. В. Пустовалов (1940) выделяет две основные группы пород. Первая, продукты механической дифференциации (кластолиты), соответствует семейству механических пород В. П. Батурина; вторая, продукты химической дифференциации (пегматолиты), соответствует семейству гидрогенных пород В. П. Батурина. Кроме того, Л. В. Пустовалов выделяет группы смешанных продуктов и продуктов эпигенеза. В тексте к первой группе отнесены пирокластолиты, отсутствующие в таблице, соответствующие семейству пироосадочных пород В. П. Батурина. Учитывая это дополнение и замечания, схему Л. В. Пустовалова можно представить следующим образом (табл. 6).

В схеме Л. В. Пустовалова выделены около 30 типов осадочных пород. Это значительный шаг вперед по сравнению с пятью семействами В. П. Батурина. Положительным фактом является также объединение песков и песчаников и других аналогичных пород независимо от степени их метаморфизации.

Таблица 5

**Синоптическая таблица осадочных горных пород**  
 (по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу, 1933)

Породы гидатогенные (и аэрогенные) — осадочные — нептунические  
 (породы водного происхождения)

| Протогенные — протосоматические — первичные  | Дейтерогенные — обломочные — вторичные  | Регенерированные — дейтеросоматические — третичные   |
|--|---|--|
| <p><b>A. Анирганогенные</b></p> <p>a. Химические осадки</p> <ol style="list-style-type: none"> <li>1. Лед</li> <li>2. Галоиды</li> <li>3. Сульфаты</li> <li>4. Карбонаты</li> <li>5. Оксиды железа и марганца</li> <li>6. Кремнистые отложения</li> </ol> <p>b. Механические отложения</p> <ol style="list-style-type: none"> <li>1. Известковые породы</li> <li>2. Глины</li> <li>3. Морской ил и песок</li> </ol> <p>c. Смешанные осадки</p> <ol style="list-style-type: none"> <li>1. Рухляки. Лёсс</li> </ol> <p><b>B. Амфогенные, смешанные отложения</b></p> <ol style="list-style-type: none"> <li>1. Некоторые известняки</li> <li>2. Некоторые кремнистые осадки и сланцы</li> <li>3. Некоторые глубоководные илы</li> <li>4. Красная глубоководная глина</li> </ol> <p><b>C. Органогенные</b></p> <p>a. Зоогенные отложения</p> <ol style="list-style-type: none"> <li>1. Известковые</li> <li>2. Кремнистые</li> <li>3. Фосфориты</li> </ol> <p>b. Фитогенные отложения</p> <ol style="list-style-type: none"> <li>1. Известковые</li> <li>2. Кремнистые</li> <li>3. Угли и торф</li> </ol> | <p><b>A. Рыхлые</b></p> <p>a. Остаточные</p> <ol style="list-style-type: none"> <li>I. Продукты химического разложения</li> <ol style="list-style-type: none"> <li>1. Некоторые глины, латерит, боксит</li> </ol> <li>II. Продукты физического распада</li> <ol style="list-style-type: none"> <li>1. Россыпи</li> <li>2. Щебень</li> </ol> <li>III. Продукты механической переработки</li> <ol style="list-style-type: none"> <li>1. Дресва. Элювий</li> <li>2. Почвы</li> </ol> <p>b. Наносные</p> <p>c. Гидатогенные</p> <ol style="list-style-type: none"> <li>1. Пелитовые породы. Глины, суглинки</li> <li>2. Псаммитовые и псефитовые породы. Пески, галечники</li> </ol> <p>d. Эоловые</p> <ol style="list-style-type: none"> <li>1. Лёсс, пыль</li> </ol> <p>e. Ледниковые</p> <p>f. Цементированные</p> <ol style="list-style-type: none"> <li>1. Песчаники и аркозы</li> <li>2. Конгломераты</li> <li>3. Брекчи</li> <li>4. Серые вакки (граувакки)</li> </ol> </ol> | <p><b>A. Полубломочные</b></p> <ol style="list-style-type: none"> <li>1. Глинистые сланцы</li> <li>2. Известково-глинистые сланцы</li> <li>3. Филлиты (отчасти)</li> <li>4. Песчаники</li> <li>5. Некоторые сланцы: серицитовые, хлоритовые, тальковые</li> <li>6. Кварциты (отчасти)</li> <li>7. Серые вакки</li> <li>8. Кремнистые сланцы</li> <li>9. Геллефлинты</li> </ol> <p><b>B. Перекристаллизованные</b></p> <ol style="list-style-type: none"> <li>1. Мрамор, доломит</li> <li>2. Некоторые кристаллические сланцы</li> <li>3. Некоторые порфириоиды</li> </ol> <p><b>C. Механические брекчи</b></p> <ol style="list-style-type: none"> <li>1. Осколочные сланцы</li> <li>2. Брекчи трения</li> <li>3. Милониты</li> </ol> |

Таблица 6

**Классификационная таблица основных типов осадочных пород**  
(по Л. В. Пустовалову, 1940)

| Кластолиты — продукты механической дифференциации | Пегнитолиты — продукты химической дифференциации | Доминирующие минералы |
|---|--|-----------------------|
| Названия типов                                    | Названия типов                                   |                       |
| 1. Пирокластолиты                                 | 1. Ферролиты                                     | Окислы Fe             |
| 2. Псефитолиты                                    | 2. Манганолиты                                   | » Mn                  |
| 3. Псаммитолиты                                   | 3. Баритолиты                                    | $\text{BaSO}_4$       |
| 4. Алевролиты                                     | 4. Купролиты                                     | Соединения Cu         |
| а. Лёсс   | 5. Силиколиты                                    | —                     |
| б. Пестроцветные алевролиты                       | а. Опалолиты                                     | Опал                  |
| 5. Пелитолиты                                     | б. Халпедонолиты                                 | Халпедон              |
|   | 6. Фосфоролиты                                   | Фосфаты Ca            |
|   | 7. Феррисиликолиты                               | —                     |
|   | а. Глауколит                                     | Глауконит             |
|   | б. Шамозитолиты                                  | Шамозит               |
|   | 8. Сидеритолиты                                  | Сидерит               |
|   | 9. Сульфиодолиты                                 | $\text{FeS}_2$ и др.  |
|   | 10. Кальцитолиты                                 | Кальцит               |
|   | а. Известняки                                    | —                     |
|   | б. Мел   | —                     |
|   | 11. Доломитолиты                                 | Доломит               |
|   | 12. Стронциолиты                                 | Целестин              |
|   | 13. Фторолиты                                    | $\text{CaF}_2$        |
|   | 14. Сульфатолиты                                 | —                     |
|   | а. Гипсолиты                                     | Гипс                  |
|   | б. Ангидритолиты                                 | Ангидрит              |
|   | 15. Галолиты                                     | —                     |
|   | а. Галитолиты                                    | $\text{NaCl}$         |
|   | б. Сильвинолиты                                  | $\text{KCl}$          |
|   | 16. Аквалиты                                     | Лед, снег             |
|   | 17. Сиаллиты (каолиниты)                         | Каолин                |
|   | 18. Аллиты                                       | —                     |
|   | а. Латериты                                      | Окислы Al и Fe        |
|   | б. Бокситы                                       | Окислы Al             |
|   | 19. Карбонолиты (каустобиолиты)                  | Органические вещества |
|   | а. Каменные угли                                 | —                     |
|   | б. Нефти и битумы                                | —                     |

Наиболее важная особенность схемы Л. В. Пустовалова заключается в том, что в ней породы расположены в их генетической последовательности, в преемственный ряд. Ранее это было сделано только в отношении обломочных пород; Л. В. Пустовалов сделал это и для хемогенных образований. Этот принцип принят во многих последующих руководствах, и сейчас уже никто не станет располагать осадочные породы произвольно, а расположит их в порядке осадочной дифференциации. Сомнения вызывает рациональность новой номенклатуры. Она логична и последовательна, но ради логичности изменяются многие названия, выработанные практикой и давно укоренившиеся. Вряд ли станут называть песчаники псаммитолитами, гипсы — гипсолитами, железные руды — ферролитами и т. п. Основное правило научной номенклатуры — не изменять названия, укоренившиеся уже в практике.

В работах многих авторов распространено разделение осадочных пород на несколько групп или, как их часто называют, семейства. Жак Лаппаран (Lapparent, 1932) выделяет следующие группы пород: 1) кремнистые и кварцевые; 2) карбонатные; 3) алюмосиликатовые; 4) фосфатовые; 5) железистые; 6) соли; 7) углистые; 8) конгломераты.

Розенбуш (1934) выделяет семейства пород: 1) химические; 2) псефиты и псамматиты; 3) кремнистые; 4) карбонатные; 5) железистые; 6) глинистые; 7) углистые.

Твенхофел (1936) обосновывает две большие группы пород: I. Получающиеся при механическом разрушении: 1) крупнозернистые кластические; 2) мелкозернистые кластические (алевриты и глины). II. Получающиеся при химическом разрушении: 3) карбонатные; 4) кремнистые; 5) железистые; 6) углистые и битуминозные; 7) соли — гипс, каменная соль.

Блэк (см. Hatch and Rastall, 1938) выделяет пять групп пород: 1) обломочные или кластические; 2) химические; 3) органические; 4) пирокластические; 5) остаточные или выветривания.

Наиболее крупной единицей подразделения осадочных пород служит группа (семейство); группы делятся на типы, а типы — на разновидности.

Большинство петрографов выделяют только две группы пород, как это сделано Л. В. Пустоваловым, Твенхофелом, Н. М. Страховым: обломочные и химические (химико-биогенные) породы. Это подразделение можно принять, хотя более последовательным было бы выделение четырех групп: кластические (обломочные), пирокластические (вулканогенные), химические (связанные с процессами неорганической природы) и органогенные (связанные с процессами органической, живой природы).

При выделении типов можно принять схему Л. В. Пустовалова, генетически наиболее последовательную, основанную на механической и химической осадочной дифференциации.

Надо учитывать, что некоторые разновидности пород, например известняки, попадут не только в различные типы, но и в различные группы. Известняки бывают органогенные, химические, обломочные (состоящие из зерен и обломков известняков) и пирокластические (аггломераты). Этот пример показывает, что литологические и генетические подразделения не совпадают друг с другом. Это вполне естественно, так как многие породы, литологически единые, образуются в результате различных процессов.

Ниже будут рассмотрены три наиболее распространенных литологических комплекса осадочных пород: обломочные, карбонатные и кремнистые. В эти комплексы будут включены генетические разновидности пород. Генетический принцип будет положен и в основу их подразделения.

## ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ

### Общие понятия

**Классификация.** Обломочные породы часто называются кластическими (что в переводе означает то же самое) или терригенными, происходящими от разрушения земли.

Их подразделяют по величине обломков или зерен, а также по составу обломков и составу цемента. Даже такой, казалось бы, простой вопрос, как расчленение осадочных пород по величине зерна, и тот разрешается необыкновенно разнообразно, как это видно из табл. 7. При анализе этой таблицы возникает ряд вопросов. Одним из наиболее важных является

Схема классификации обломоч

| Размеры<br>в мм | М. В. Кленова (1930) | С. А. Яковлев (1931) | Л. В. Пустовалов<br>(1935) |
|-----------------|----------------------|----------------------|----------------------------|
|                 | 1                    | 2                    | 3                          |
| 1000            |                      | Валуны крупные       | Глыбы                      |
| 500             |                      | 300                  | 1000                       |
| 250             |                      | Валуны мелкие        | Валуны крупные             |
| 100             | 100                  | 100                  | 250                        |
| 50              | Галечник крупный     |                      | Валуны мелкие              |
| 25              | 50                   |                      | Галька крупная             |
| 10              | Галечник средний     |                      | Галька средняя             |
|                 | 20                   |                      | 50                         |
|                 | Галечник мелкий      |                      | 25                         |
| 10              | 10                   | 10                   | 100                        |
|                 | Гравий крупный       |                      | Галька крупная             |
| 2.5             | 5                    | Гравий               | 50                         |
|                 | Гравий средний       |                      | Галька средняя             |
| 1               | 2                    | 2                    | 25                         |
|                 | Гравий мелкий        |                      | 10                         |
| 0.5             | 1                    | 1                    | 5                          |
|                 | Песок крупный        |                      | Гравий средний             |
| 0.25            | 0.5                  | 0.5                  | 2.5                        |
|                 | Песок средний        |                      | Гравий мелкий              |
| 0.10            | 0.25                 | 0.25                 | 1                          |
|                 | Песок мелкий         |                      | Песок крупный              |
| 0.05            | 0.10                 | 0.10                 | 0.5                        |
|                 | Силт крупный         |                      | Песок средний              |
| 0.025           | 0.05                 | 0.05                 | 0.25                       |
|                 | Силт мелкий          |                      | Песок мелкий               |
| 0.01            | 0.01                 | 0.01                 | 0.10                       |
|                 | Пелит крупный        |                      | Алеврит крупный            |
| 0.001           | 0.001                | Ил                   | 0.05                       |
|                 | Пелит мелкий         | 0.001                | Алеврит средний            |
|                 |                      | Глина                | 0.025                      |
|                 |                      |                      | Пелит мелкий               |

| Размеры<br>в мм | Крук<br>(Crook, 1913) | Хэтч и Росталл<br>(Hatch and Rastall, 1923) | Босвелл<br>(Boswell, 1918) |
|-----------------|-----------------------|---|----------------------------|
|                 | 7                     | 8   | 9                          |
| 1000            |                       |   |                            |
| 500             |                       | Валуны                                      |                            |
| 250             | Камни<br>и<br>валуны  | 100   |                            |
| 100             |                       |   | Гравий                     |
| 50              |                       |   |                            |
| 25              |                       | Галька                                      |                            |
| 10              | 10                    |   |                            |
| 5               | Гравий                |   |                            |
| 2.5             |                       | 2.5   | 2                          |
|                 |                       | Песок грубый                                | Песок очень грубый         |

ных пород по величине зерна

Таблица 7

| A. H. Заварицкий (1932) | Тулэ<br>(Thoulet, 1912) | Кайё<br>(Cayeux, 1929) |
|-------------------------|-------------------------|------------------------|
| 4                       | 5                       | 6                      |
| Валуны                  |                         | Глыбы                  |
| 100                     | Грубая галька           | 200                    |
| Галля                   |                         | Гальки                 |
| 50                      |                         | 50                     |
| Галька                  |                         | Гравий                 |
| 10                      | 9                       | 5                      |
| Гравий                  | Галька средняя          |                        |
| 2                       | 4.5                     |                        |
|                         | Галька мелкая           |                        |
| Песок очень грубый      | 3                       |                        |
| 1                       | Песок грубый            |                        |
| Песок грубый            | 0.89                    |                        |
| 0.5                     | Песок средний           |                        |
| Песок средний           | 0.39                    |                        |
| 0.25                    | Песок тонкий            |                        |
| Песок тонкий            | 0.26                    |                        |
| 0.10                    | Песок очень тонкий      |                        |
| Алеврлит                | 0.04                    | 0.05                   |
| 0.01                    | Ил                      | Пыль и иллы            |
| Пелит                   |                         |                        |

Таблица 7 (продолжение)

| Траск<br>(Trask, 1932) | Уинтворт<br>(Wentworth, 1922) | Д. В. Наливкин (1953) |
|------------------------|-------------------------------|-----------------------|
| 10                     | 11                            | 12                    |
| Гравий                 | Гравий                        | Гравий                |
|                        | Валуны                        | Валуны                |
|                        | 256                           | 100                   |
|                        | Галли                         |                       |
|                        | 64                            |                       |
|                        | Галька                        | Галька                |
|                        | 4                             | 10                    |
|                        | Галечки                       | Гравий                |
|                        | 2                             | 2                     |
|                        | Песок очень грубый            | Песок грубый          |

| Размеры<br>в мм | Kрук<br>(Crook, 1913) | Хэтч и Росталл<br>(Hatch and Rastall, 1923) | Босвелл<br>(Boswell, 1918) |
|-----------------|-----------------------|---|----------------------------|
|                 | 7                     | 8   | 9                          |
| 1               | 1                     | 0.75  | 1                          |
| 0.5             | Песок                 | Песок средний                               | Песок грубый<br>0.5        |
| 0.25            |                       |   | Песок средний<br>0.25      |
| 0.10            | 0.1                   | 0.1   | Песок тонкий<br>0.1        |
| 0.05            | Силт                  | Песок тонкий<br>0.05                        | Алеврит грубый<br>0.05     |
| 0.025           |                       | Силт  |                            |
| 0.01            | 0.01                  | 0.005                                       | Силт<br>0.005              |
| 0.001           | Ил                    | Глина                                       | Глина                      |

вопрос о выделении осадков с частицами, промежуточными по величине между частицами песков и частицами глин; по размерам они относятся к интервалу 0.1—0.01 мм. На английском языке такие осадки называются «silt». В русском переводе монографии Твенхофела (1936) слово «sill» переведено как «сильт». В 1930 г. это название было предложено М. В. Кленновой; еще ранее употребляли названия «мелкозем», «пыль», «пылевик». А. Н. Заварицкий (1932) предложил для этих осадков название «алеврит», происходящее от греческого слова «алеврос» — мука. Это название получило распространение. В дальнейшем изложении будет употребляться название «алеврит».

Предложенная мною схема почти тождественна со схемой, составленной А. Н. Заварицким.

Схема А. Н. Заварицкого (1932) основана на опытах Таггарда над скоростью оседания в воде частиц различного размера, и принятые в ней подразделения чаще встречаются в других схемах и в мировой практике.

**Терминология.** Породы, сложенные частицами одного размера, носят различные названия в зависимости от степени уплотнения и других признаков, например: ил, глина, сланец, аргиллит. Для объединения их предложены новые термины. Крупнозернистые породы, гравий и гальки с величиной зерна более 2 мм называют «псефитами» (от греческого слова «псефос» — галька). Песчаные породы с зернами от 2 до 0.1 мм называют «псаммитами» (от слова «псаммос» — песок). Породы с зернами от 0.1 до 0.01 мм называют «алевритами» (от слова «алеврос» — мука). Наиболее тонкозернистые породы с частицами менее 0.01 мм называют «пелитами» (от слова «пелос» — ил, грязь).

Употребление этих новых греческих терминов нельзя считать правильным. Они неизвестны не только широким кругам населения, но даже и многим специалистам. Применение их в геологических работах только затруднит их чтение, тем более, что есть русские названия, полностью им соответствующие и всем понятные: пелиты — это глинистые породы, псаммиты — песчанистые породы, псефиты — галечные или грубообломочные породы.

Таблица 7 (продолжение)

| Траск<br>(Trask, 1932) | Уинтворт<br>(Wentworth, 1922) | Д. В. Наливкин (1953) |
|------------------------|-------------------------------|-----------------------|
| 10                     | 11                            | 12                    |
| 1<br>Песок грубый      | 1<br>Песок грубый             | 1<br>Песок крупный    |
| 0.5                    | 0.5                           | 0.5                   |
| Песок средний          | Песок средний                 | Песок средний         |
| 0.25                   | 0.25                          | 0.25                  |
| Песок тонкий           | Песок тонкий                  | Песок тонкий          |
| 0.125                  | 0.1                           | 0.1                   |
| Песок очень тонкий     | Песок очень тонкий            | Алеврит               |
| 0.05                   | 0.062                         | 0.01                  |
| Силт                   | Силт                          | Глина                 |
| 0.005                  | 0.004                         | Глина                 |
| Глина                  | Глина                         |                       |
| 0.001                  |                               |                       |
| Коллоиды               |                               |                       |

Пески и галечники однородного состава называют мономиктовыми; пески и галечники, состоящие из зерен и галек различного состава, — полимиктовыми.

**Сортированность.** Сортированностью обломочных пород называется отношение количества частиц определяющего размера к количеству частиц других размеров. Высокой сортированностью называют отношения, при которых основных частиц от 75 до 100% всей породы; средней сортированностью — от 50 до 75%; низкой сортированностью — меньше 50%. Так, например, высокосортированный гравий будет содержать от 75 до 100% зерен размерами от 2 до 10 мм и от 0 до 25% зерен других размеров; среднесортированный грубозернистый песок будет содержать от 50 до 75% зерен размерами от 0.5 до 2 мм и от 25 до 50% зерен других размеров. Твейхофф (1936) и Блэк (Hatch and Rastall, 1938) приводят следующие примеры (табл. 8).

Из таблицы видно, что высокой сортированностью обладают дюнный (обр. 7) и морской (обр. 6) пески и морские галечники (обр. 1 и 2); средней сортированностью обладают речные галечники (обр. 3 и 4) и речной песок (обр. 5); низкой сортированностью — валунная глина (обр. 8) и элювий склона (обр. 9).

**Гранулометрический состав.** Гранулометрический (в переводе «измеряющий зерна») состав представляет один из важнейших признаков обломочных пород. На основании его, как мы уже видели, построена вся классификация обломочных пород и характеризуется сортированность. Кроме того, гранулометрический состав дает очень существенные указания на генезис пород и тем самым помогает делать некоторые палеогеографические построения, в частности, определять характер водоемов и поверхности суши, а также направление сноса. Особенно важны эти указания и построения для песчаных и галечных пород.

Методика измерения зерен и галек несложна. Для рыхлых пород чаще всего применяется набор сит с постепенно уменьшающимся диаметром отверстий.

Методика изображения полученных измерений весьма разнообразна. Пример цифровой таблицы приведен в табл. 8. Чаще же прибегают

Примеры пород различной сортированности

Таблица 8

| Размеры<br>в мм | Mорской<br>галечник | Mорской<br>галечник | Речной<br>галечник | Речной<br>галечник | Речной<br>песок | Mорской<br>песок | Дюнный<br>песок | Водная<br>глина | Элювий<br>склона |
|-----------------|---------------------|---------------------|--------------------|--------------------|-----------------|------------------|-----------------|-----------------|------------------|
|                 | 1                   | 2                   | 3                  | 4                  | 5               | 6                | 7               | 8               | 9                |
| 64              |                     |                     |                    |                    |                 |                  |                 |                 | 18.7             |
| 32              |                     | 5.0                 |                    |                    |                 |                  |                 |                 |                  |
| 16              |                     | 93.6                |                    | 10.9               |                 |                  |                 |                 | 5.5              |
| 8               |                     | 1.4                 | 6.5                | 20.6               |                 |                  |                 | 1.6             | 9.9              |
| 4               | 4.8                 |                     | 7.8                | 22.8               |                 |                  |                 | 8.4             | 13.7             |
| 2               | 87.7                |                     | 13.5               | 13.1               |                 |                  |                 | 4.0             | 13.8             |
| 1               | 7.5                 |                     | 42.7               | 11.6               | 0.8             | 0.1              |                 | 2.9             | 2.8              |
| 0.5             |                     |                     | 26.1               | 7.3                | 24.9            | 14.5             | 0.7             | 5.5             | 2.2              |
| 0.25            |                     |                     | 3.4                | 12.3               | 37.8            | 81.8             | 43.3            | 6.4             | 2.4              |
| 0.125           |                     |                     |                    | 1.3                | 21.4            | 3.6              | 55.8            | 17.3            | 5.6              |
| 0.062           |                     |                     |                    |                    | 3.2             |                  | 0.1             | 41.9            | 2.5              |
| 0.0312          |                     |                     |                    |                    | 4.0             |                  | 0.1             | 16.1            | 3.9              |
| 0.0156          |                     |                     |                    |                    | 1.2             |                  |                 | 16.1            | 2.0              |
| 0.0078          |                     |                     |                    |                    | 0.3             |                  |                 | 7.0             | 5.5              |
|                 |                     |                     |                    |                    |                 |                  |                 | 1.2             | 3.0              |

к графическим изображениям. За последние годы гистограммы из-за своей простоты и наглядности получили большое распространение. На горизонтальную ось наносится шкала размеров; в вертикальном направлении откладываются проценты. На рис. 65 изображены три гистограммы, соответствующие породам высокой (1), средней (5) и низкой (8) сортированности, по замерам, взятым из табл. 8. Различие состава видно весьма отчетливо. Гистограммы относятся к вариационным кривым, и к ним могут быть применены все способы изучения, разработанные в вариационной статистике. Если гистограммы не затушевывать черным, как это обычно делается, а показывать только линией верхней границы, то тогда возможно на одном рисунке совмещать несколько гистограмм, что облегчает их сравнение (рис. 66).

Другой легкий и наглядный способ изображения гранулометрического состава — суммарные кривые, или, как их иногда называют, кривые Босвелла, который первый их предложил. Они описаны в книге Л. В. Пустовалова (1940, ч. 2) и широко применены Блэкем в 3-м издании курса Хэтча и Росталла (Hatch and Rastall, 1938). На горизонтальную ось наносят шкалу размеров над каждым делением, по вертикальной оси откладывают проценты весового количества измеренных частиц.

Другие способы графического и статистического изображения гранулометрического состава описаны в руководстве Л. В. Пустовалова (1940, ч. 2) и Л. Б. Рухина (1953).

Форма зерен. Одновременно с размерами обломочных зерен большое внимание привлекла к себе их форма главным образом как по-

казатель условий отложения и литогенеза осадков. Наиболее детально изучена форма зерен песков. Основные стадии ее изменения изображены на рис. 67. 1. Угловатые зерна. Углы и грани острые. 2. Полуугловатые. Углы и частью грани притуплены, но незначительно. 3. Полууглобатые, но притупление более значительно. 4. Полуокатанные. Углы и грани округленные, но общая форма малосферическая. 5. Окатанные. Сфериность зерен наибольшая. 6. Регенерированные зерна. Кругом зерен начинает нарастать минерал того же состава, но образующий хорошо развитые грани. 7. Кородированные зерна (не изображены на рисунке) образуются при выветривании и отличаются большей или меньшей степенью разъединности зерен. Подобные же типы зерен изображены в курсе Л. В. Пустовалова (1940, ч. 2, рис. 7). Хороший пример приведен в работе В. А. Апродова (1937).

По данным многих исследователей, наивысшая степень окатанности чаще всего встречается в золовых песках пустынь, но она отнюдь не обязательна. Высокая степень окатанности наблюдается в песках пляжей и даже в песках больших рек. Отсутствие окатанности присуще пескам, не испытавшим большого переноса, но иногда переотложенные, особенно переотложенные несколько раз, пески могут быть хорошо окатанными, оставаясь на месте своего происхождения.

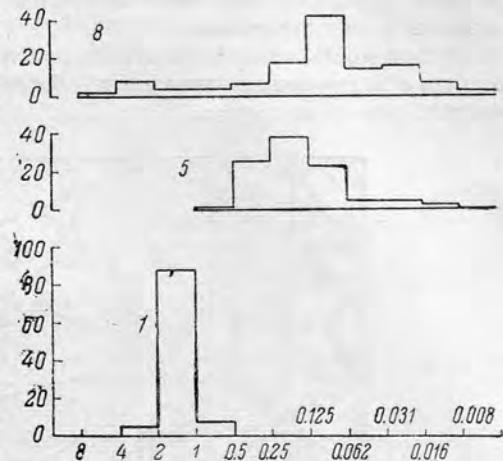


Рис. 65. Гистограммы механического состава.

1 — высокосортированный осадок; 5 — среднесортированный осадок; 8 — низкосортированный осадок.

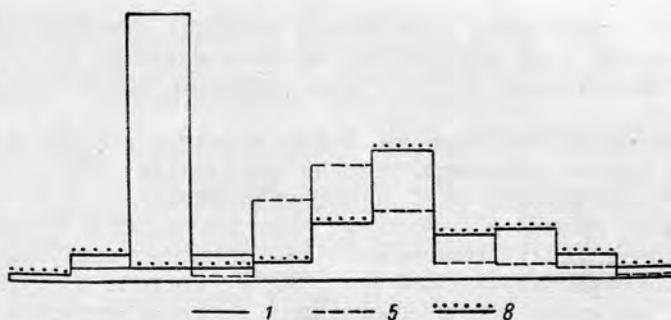


Рис. 66. Совмещенные гистограммы.

Вообще судить по форме зерна об условиях образования песков можно только в совокупности с другими данными, аналогично тому, как это было указано Ю. А. Жемчужниковым для косой слоистости.

Форма галек и валунов также дает существенные указания на условия образования конгломератов и брекчий, но решающей она может быть только в совокупности со всеми другими признаками осадка.

Необходимо учитывать возможность переотложения, иногда многократного. В результате переотложения галька со всеми признаками пустынного образования может быть обнаружена в речных или морских отложениях.

Поскольку крупная галька и валуны не могут переноситься ветром, то в условиях пустыни они нередко, по не всегда, обладают ограниченной формой (дрейкантеры) или шагреневой поверхностью. Широко распространен загар пустыни.

Угловатость ледниковых валунов и наличие пришлифованных граней, иногда с ледниковыми шрамами, общеизвестны, но не обязательны и встречаются довольно редко.

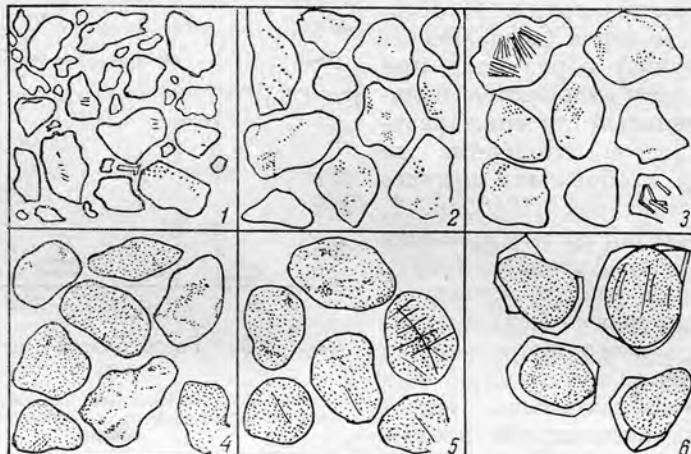


Рис. 67. Форма зерен песков ( $\times 20$ ). А. Н. Заварицкий, 1932.

1 — ледниковый песок; 2 и 3 — прибрежный песок; 4 — морской песок; 5 — пустынный песок; 6 — нарастание кварца на песчинках.

Наиболее совершенная окатанность присуща отложениям открытых больших пляжей, но и она для них не обязательна и, наоборот, великолепно окатанные гальки во вторичном залегании могут попасть в любые породы.

Несмотря на все эти оговорки, форма песчинок и галек может весьма существенно помочь выяснить условия образования обломочных пород, и на ее изучение должно быть обращено внимание.

**Цемент.** Цемент в песчаниках, конгломератах и брекчиях бывает весьма различен. Л. В. Пустовалов (1940) выделяет следующие типы цемента. 1. Монокристаллический (рис. 68, 1); состоит из очень больших кристаллов, во много раз превышающих размеры песчинок; в шлифах однороден, в изломе дает шелковистый блеск. 2. Поликристаллический (рис. 68, 2); слагается мелкими кристаллами, равными песчинкам или меньше их; в изломе неоднороден. 3. Крустикационный (рис. 68, 3, 3a); представляет корки, облекающие песчинки и заполняющие промежутки между ними; бывает радиальный (3) и сплошной, корковый (3a). 4. Регенеративный (рис. 68, 4, 4a); сложен тем же веществом, что и песчинки, нарастающим вокруг них в виде кристаллов; выделяются две разновидности, первая с хорошо видимым ядром (4) и вторая с ядром незаметным (4a).

5. Засыпанный (рис. 68, 5); представляет механическое заполнение пор мелкими обломками и частицами; обычно обладает большой цюристостью. 6. Контактный цемент, или цемент соприкосновения (рис. 68, 6); развит только в пунктах соприкосновения песчинок или обломков; большая часть промежутков остается пустой. 7. Коррозионный (рис. 68, 7); образование цемента сопровождается разъеданием зерен.

По своему составу цемент чаще всего бывает глинистый или известковистый, кремнистый и железистый; реже встречается цемент, состоящий из барита или плавикового шпата, сидерита, гипса и целестина.

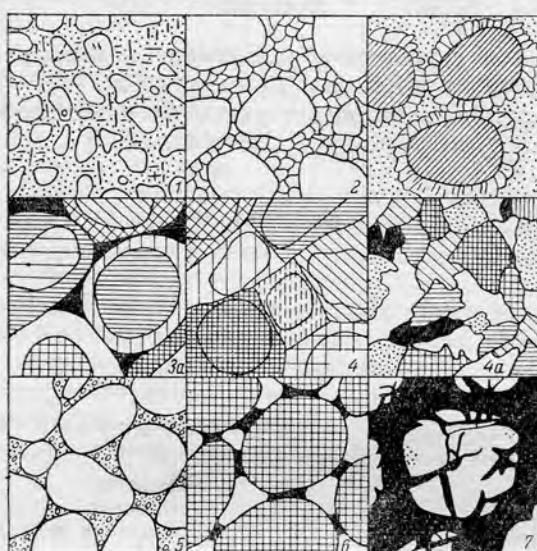


Рис. 68. Цемент грубозернистых пород.  
Л. В. Пустовалов, 1940.

Общие вопросы, связанные с обломочными породами, наиболее детально рассмотрены в курсе Л. В. Пустовалова (1940, ч. 2), Л. Б. Рухина (1953), М. С. Швецова (1934) и А. Н. Заварицкого (1932). Некоторые специальные работы указаны в списке литературы.

**Структура и текстура.** При характеристике осадочных пород нередко употребляются термины «структур» и «текстура». У различных авторов и на различных языках они имеют различный смысл. Например в обстоятельной сводке, составленной Ю. И. Половинкиной и М. Ф. Викуловой (1948), «структур» на английский язык переводится как «texture».

М. Ф. Викулова, рассматривая структуру и текстуры глинистых пород, пишет: «Структуры глинистых пород определяются формой и размерами основных компонентов глинистых пород и характером их соотношения друг с другом. Текстуры обусловливаются распределением в пространстве основных компонентов глин и часто проявляются в окраске глин. Ясные границы между структурой и текстурой в некоторых случаях установить чрезвычайно трудно и, часто, те особенности глин, которые одни авторы называют структурой, другие относят к текстурам».

Последнее обстоятельство служит причиной, по которой иногда все особенности строения породы называют структурами.

В работе Ю. И. Половинкиной и М. Ф. Викуловой (1948) дано описание 350 структур и приведен список литературы, заключающий 343 названия.

Ниже будут описаны следующие основные типы обломочных пород:

1. Брекчии. Обломки угловатые, размеры от 2 мм и выше.
2. Галечники и конгломераты. Обломки окатанные, размеры от 2 мм и выше.
3. Пески и алевриты. Зерна от 2 мм до 0.01 мм.
4. Глины. Частицы от 0.01 мм и ниже.

### Брекчии

Классификации и условиям образования брекчий посвящены работы Нортона (Norton, 1917) и Боннея (Bonney, 1902).

Схема классификации основных типов брекчий составлена мною по В. П. Маслову (1938) и Рейнолдсу (Reinolds, 1928) с небольшими изменениями.

#### I. Обломочные брекчии

##### 1. Наземные брекчии

Осыпей  
Потоков  
Обвалов и оплывин  
Ледниковые  
Выветривания  
Пещер и подземных обвалов

##### 2. Озерные брекчии

Прибоя  
Обвалов  
Потоков  
Подводных оползней  
Костяные

##### 3. Морские брекчии

Прибоя  
Обвалов  
Потоков  
Донных течений  
Подводных оползней  
Костяные  
Усыхания  
Рифовые

#### II. Вулканические брекчии

Извержений (взрывов)  
Вулканических потоков  
Интузий

#### III. Сопочные брекчии

Жерл  
Потоков

#### IV. Тектонические брекчии

Трения  
Складок  
Соляных куполов

#### V. Химические брекчии

Доломитизации  
Гидратации  
Почвообразования

#### VI. Литогенетические брекчии

Уплотнения  
Сотрясения  
Замерзания

#### I. Обломочные брекчии

1. Наземные брекчии отличаются отсутствием органических остатков (за исключением костей и раковин наземных животных) и тесной связью с наземными отложениями. Они описаны в главе о континентальных отложениях.

Брекчии осыпей, потоков, обвалов и оплывин в большинстве связаны с зоной подножий. В ископаемом состоянии их обособление представляет большие затруднения.

Ледниковые брекчии литологически очень близки к предыдущим. Отличаются плифованным ложем, площадью распространения и связью с ледниковыми формами рельефа.

Брекчии выветривания приурочены преимущественно к пустынным и горным областям, где они достигают большого распространения.

Брекчии пещер и подземных обвалов представляют своеобразную группу вторичных брекчий, отличающуюся локализованным распространением.

2. Озерные брекчики отличаются присутствием пресноводной фауны и связью с континентальными отложениями.

Брекчики прибоя обладают небольшой мощностью и небольшим распространением; по характеру образования тождественны с морскими.

Брекчики обвалов и сильных потоков такие же, как и наземные, но отлагаются уже на дне озер. Вследствие этого цемент отличен от цемента аналогичных наземных брекчий и иногда содержит пресноводные окаменелости.

Брекчики подводных оползней описаны выше.

Костные брекчики представляют скопления костей животных и кусков стволов деревьев в зоне прибоя, обычно в виде береговых валов.

3. Морские брекчики прибоя, обвалов, выносов потоков, донных течений описаны ниже.

Брекчики подводных оползней были описаны выше.

Костные брекчики — bone beds — образуются так же, как и озерные, но заключают в себе, кроме костей и стволов деревьев, также и морскую фауну.

Брекчики усыхания мало распространены. Они образуются в прибрежной части моря, где скалистое дно периодически обнажается и подвергается процессам выветривания и усыхания.

Рифовые брекчики образуются на склонах рифов коралловых островов в результате их разрушения. Обычно они тесно сливаются с телом самого рифа, представленным массивными или неясно слоистыми известняками.

## II. Вулканические брекчи

Брекчики извержений (взрывов) представляют скопления обломков изверженных и осадочных пород, образующихся во время извержения. Они тесно связаны с лавовыми покровами и располагаются вблизи центров извержения.

Брекчики вулканических потоков образуются при прорыве кратерных озер в начале извержений. Иногда эти потоки достигают необыкновенных размеров и увлекают и отлагают громадные массы обломков, преимущественно изверженных пород.

Брекчики интрузий аналогичны брекчиям трения и образуются при внедрении интрузивных масс в осадочные породы.

## III. Сопочные брекчи

Сопочными брекчиями называют брекчи, образующиеся в результате деятельности грязевых вулканов. В нефтеносных районах Крыма, Кавказа и Западной Туркмении они встречаются довольно часто.

Жерловые брекчики заполняют жерла грязевых вулканов, и тела их имеют неправильную столбообразную форму, чем они легко отличаются от окружающих нормально слоистых пород. Чаще они встречаются в иско-паемом состоянии.

Потоковые брекчики образуют покровы и потоки на склонах грязевых вулканов и у их подножий. Остроугольные обломки пород различного

возраста заключены в глинистой массе. Вследствие своей рыхлости легко разрушаются и в ископаемом состоянии неизвестны.

#### IV. Тектонические брекчии

Брекчии трения, образующиеся при сбросах, надвигах и шарижах, обычно небольшой мощности и отличаются по составу обломков, наличию зеркал скольжения и т. п. Когда они достигают большой мощности, во много десятков метров, то обособление их от других типов наземных брекчий иногда представляет значительные затруднения.

Брекчии складок. При сильной складчатости прослои твердых пород — известняков и кремнистых сланцев, — особенно заключенные в массу более мягких пород, раздробляются, образуя своеобразную брекцию.

Брекчии соляных куполов сопровождают соляные купола и образуются по их периферии в условиях, аналогичных брекциям складок и трения.

#### V. Химические брекчии

Брекчии доломитизации образуют своеобразные брекчиевидные известняки и доломиты, возникающие при процессах доломитизации и раздоломничивания.

Брекчии гидратации связаны, например, с увеличением объема при переходе ангидритов в гипсы.

Брекчии почвообразования образуются на границе между слоем почвы и коренными породами.

#### VI. Литогенетические брекчии

Брекчии уплотнения возникают при процессах литогенеза осадков, что и обуславливает отнесение их к группе литогенетических брекчий.

Илистые, глинистые и известняковистые осадки при уплотнении резко сокращаются в объеме, более чем в два раза. Если это сокращение происходит не одинаково во всех участках слоя, то под давлением вышележащих пород уплотненный слой раздробляется на обломки различной величины.

Основная особенность брекчий уплотнения, так же как и других литогенетических брекчий, заключается в отсутствии или небольших размерах горизонтального перемещения обломков. Они остаются почти там, где залегали и не в раздробленном состоянии. Цемент брекчий того же состава, что и обломки.

Брекчии уплотнения очень близки к брекциям сотрясения. Обособление их нередко представляет большие затруднения.

Брекчии сотрясения образуются в уплотненных тонкозернистых осадках на дне бассейнов, особенно на более крутых склонах, при резких сейсмических толчках. Уплотненный слой растрескивается на мелкие обломки, очень мало смешанные и разделенные тонкими трещинами, заполненными тем же веществом. Брекчии сотрясения в меловых мергелях и кремнях описаны Г. И. Бушинским (1947).

Брекчии замерзания возникают при замерзании еще не высохшей глинистой породы со значительным содержанием воды. Эти брекчии описаны Л. Лунгергаузеном (1947) в ленточных породах протерозоя Южного Урала.

### Галечники и конгломераты

Состав галек. По составу галек выделяются два типа конгломератов: конгломераты однородного состава, или мономиктовые, и конгломераты сложного состава, или полимиктовые.

Первые характеризуются однородной галькой, состоящей почти из одной породы.

Наиболее часто встречаются кварцевые конгломераты; нередки также гранитовые и известняковые. Они образуются при разрушении прибоя берега, сложенного однородными породами — гранитами, известняками и т. п.

Полимиктовые конгломераты отличаются галькой разнообразных пород, нередко отсутствующих на морском побережье. Они образуются из галек, принесенных реками.

Размеры глыб в брекчиях могут быть очень большими, в десятки и даже сотни метров в поперечнике; ледниковые отторженцы, залегающие в валунной глине, измеряются в длину километрами и десятками километров.

Размеры валунов и глыб в конгломератах значительно меньше и определяются перекатывающей силой морского прибоя. Во время сильных бурь и штормов эта сила значительна и гигантские волны способны передвигать глыбы в несколько метров в поперечнике, но в обычном прибое такие глыбы остаются неподвижными и не окатываются. Хорошо окатанные валуны диаметром больше 1000 мм очень редки; редки даже морские конгломераты, в которых валуны свыше 500 мм. Вообще же конгломераты с хорошо окатанными валунами свыше 500 мм встречаются почти исключительно в морских отложениях и могут считаться характерными для них.

В реках сила движения воды значительно меньше, чем у морского прибоя, и поэтому размеры галек, в среднем, значительно меньше. Однако мощные горные реки с бурным течением могут перекатывать, правда очень медленно, не только гальки, но и валуны диаметром около 1 м и даже больше (путем подмывания основания). Те, кому приходилось ночевать на берегу больших горных среднеазиатских рек, слышали, как среди ночной тишины, среди неумолкающего клокота реки, на ее дне, раздаются глухие, тяжкие удары: это громадные валуны ударяются друг о друга. Как только горная река выходит из ущелья, ее скорость резко падает и также резко уменьшаются размеры галек в ее отложениях.

Гальки в конгломератах конусов выноса, делт и русел равнинных рек всегда небольших размеров и редко бывают больше 100 мм.

Еще меньше движущая сила ветра, но все же изредка песчаные бури способны подхватывать и перекатывать гравий и даже отдельные галечки. Поэтому небольшие скопления и линзы гравия и гальки встречаются и в золовых отложениях.

На поверхности каменистых и щебневых пустынь нередко встречаются отдельные валуны и камни, несущие следы шлифовки и выдувания ветром, но передвигаются они не ветром, а временными потоками, а их скопления образуют не конгломераты, а брекчии.

Примеры классификации галечников и конгломератов приведены в табл. 7.

Если галечки не превышают 10 мм в диаметре, то они называются гравием или мелкогалечным конгломератом. При диаметре 10—100 мм

они называются галькой; при диаметре от 50 до 100 мм и более они иногда называются галей, а от 100 мм и больше — уже валунами.

**Классификация.** Конгломераты представляют первую стадию переработки, окатывания брекчий, и поэтому классификация их является сокращенной классификацией брекчий. Полностью выпадают вулканические, литогенетические и тектонические образования и, почти полностью, изменяется состав химических брекчий.

### СХЕМА КЛАССИФИКАЦИИ КОНГЛОМЕРАТОВ

|                                |  |
|--------------------------------|--|
| I. Обломочные конгломераты     | 2. Озерные конгломераты<br>Прибоя<br>Дельт   |
| 1. Речные, потоковые и эоловые | 3. Морские конгломераты<br>Прибоя<br>Дельт<br>Обвалов и оползней<br>Донных течений |
| Временных потоков              | II. Химические конгломераты  |
| Флювиогляциальные              | 4. Фосфоритовые и глауконитовые  |
| Подземных потоков              |  |
| Речных долин                   |  |
| Конусов выноса                 |  |
| Пустынь, (эоловые)             |  |

#### I. Обломочные конгломераты

##### 1. Речные, потоковые и эоловые наземные конгломераты

Подобно брекчиям, описываемые конгломераты отличаются отсутствием органических остатков и тесной связью с континентальными, в частности, с пресноводными отложениями. Они описаны в главе о континентальных отложениях.

Конгломераты временных потоков состоят из гальки весьма различной степени окатанности; в них очень много угловатой и мало окатанной гальки. Распространение различно: конгломераты русел временных потоков занимают узкие, изогнутые полосы и часто прерываются; конгломераты временных потоков предгорных равнин, наоборот, занимают громадные площади.

Флювиогляциальные конгломераты очень близки к речным, отличаясь только большим количеством неокатанных или малоокатанных обломков. Еще более затруднительно обособление их от конгломератов русел временных потоков. Основное отличие заключается в их связи с ледниками отложениями, тогда как конгломераты временных потоков связаны с пустынными отложениями.

Конгломераты подземных потоков встречаются очень редко в карстовых полостях известняковых толщ. Залегают они среди известняков, доломитов или гипсов в виде неправильных трубчатых тел.

Конгломераты речных долин образуются в речных руслах в условиях очень сильных течений. На равнинах такие течения бывают редко, и поэтому речные конгломераты редки и состоят из мелкой гальки. Наиболее распространены в долинах горных рек.

Конгломераты конусов выноса встречаются наиболее часто, распространены на значительных площадях вдоль зоны подножий и достигают наибольшей мощности в сотни метров. Конгломераты с подобной мощностью встречаются только в дельтах горных рек; мощ-

ность конгломератов речных долин и морского побережья не превышает нескольких десятков метров.

Конгломераты пустынь (эоловые). Во время песчаных бурь ветер достигает иногда такой силы, что подхватывает и переносит мелкий гравий и даже перекатывает мелкую гальку. Вследствие этого в понижениях между барханами и неподвижными песчаными гребнями среди типичных эоловых отложений нередко происходит скопление гравия и галек в виде небольших линзочек и прослоек гравия и мелкогалечного конгломерата.

### *2. Озерные конгломераты*

Конгломераты прибоя. В связи со слабым развитием прибоя конгломераты небольшой мощности и мелкогалечные. В небольших озерах отсутствуют. Отличаются присутствием в цементе пресноводной фауны и залеганием в разрезе озерных отложений.

Конгломераты дельт. В дельтах горных рек, впадающих в большие озера, достигают значительной мощности, но площадь распространения ограничена очертаниями дельты. Нередко в прослоях песков и глин среди конгломератов встречается пресноводная фауна и остатки растений.

### *3. Морские конгломераты*

Конгломераты прибоя наиболее часто встречаются и в зависимости от размеров трансгрессии и регрессии могут иметь большое распространение, но мощность их небольшая, не превышает нескольких десятков метров и обычно измеряется единицами метров. Вследствие непрерывного движения галек, органические остатки перетираются и отсутствуют. Обычно конгломераты залегают в основании морских свит. Валуны могут достигать очень больших размеров.

Конгломераты дельт приносятся горными реками и тождественны с конгломератами конусов выноса как по большой мощности, так и по распространению. Отличаются тем, что в прослойках песков и глин среди этих конгломератов встречается морская фауна и по простиранию они переходят в морские отложения.

Конгломераты обвалов и оползней, достигающие прибрежной части моря, отличаются неполной окатанностью обломков, нередко угловатых и достигающих очень больших размеров. Глыбы в несколько метров в поперечнике присущи только этому типу конгломератов. Наряду с угловатыми обломками, встречаются хорошо окатанная галька и прослой песков и глин с морской фауной. Залегают среди морских отложений.

Конгломераты донных течений связаны с деятельностью донных течений, достигающих такой скорости, что все песчаные и илестые частицы ими уносятся. Гальки же остаются в почти неподвижном положении. Такие конгломераты называются неподвижными, в отличие от подвижных конгломератов зоны прибоя. Галька образуется или за счет разрушения коренных пород, обнажающихся на морском дне, или за счет вымывания галек из затопленных конгломератов прибоя. Конгломераты донных течений, особенно затопленные, лежат среди морских отложений и иногда называются интраформационными (внутриформационными). Часто содержат морскую фауну.

## II. Химические конгломераты

### 4. Глауконитовые и фосфоритовые конгломераты

Образуются на разных глубинах шельфа, начиная от немногих десятков метров и кончая перегибом шельфа в континентальный склон, с глубинами до 400—600 м, но там, где развиты донные течения, уносящие илистые частицы. Фосфоритовые и глауконитовые галечки залегают среди песка такого же состава. Возникновение и рост их связан с химическими процессами.

В заключение надо упомянуть, что Морис Блэк (Hatch and Rastall, 1938) возобновил название «фенокласт» (phenoclast) для угловатых обломков, которые нельзя называть гальками из-за их плохой окатанности, входящих в состав подводных (интраформационных) конгломератов, конгломератов обвалов и различных брекчий. Для глинистых катышей, которые в момент отложения были пластичными, он предложил название «фенопласт» (phenoplast). На русском языке применение этих терминов мало рационально, так как фенокласту соответствует хорошее слово обломок, а фенопласту — катунь.

## Пески и алевриты

Пески образуются как дальнейшая стадия разрушения конгломератов и связаны с ними постепенными переходами. С другой стороны, не редки случаи, когда пески отлагаются вне связи с конгломератами и, наоборот, в теснейшей связи с глинами, как например в долинах и дельтах больших равнинных рек. Особенно тесно связаны с глинами алевриты.

Среди советских работ по пескам можно отметить многочисленные и содержательные исследования Л. Б. Рухина (1945, 1947, 1948, 1953), В. П. Батурина (1942, 1943), Л. В. Пустовалова (1940), А. Г. Гаеля (1930), П. И. Фадеева (1951), среди переводных — работы Рунге (1934) и Уодделл (1935).

**Условия образования.** Основным фактором образования песков является скорость движения воды и ветра. По данным Твенхофела (1936), она должна колебаться для воды в пределах от 0.26 до 0.34 м/сек., т. е. около одного километра в час.

Такой скоростью движения обладают реки, временные потоки, волны и течения в озерах и морях и приливные и отливные волны в морях.

Соответственно пески образуются: 1) в прибрежной полосе озер и морей; 2) на более значительных глубинах в области развития сильных донных течений; 3) в узких заливах с большими приливными волнами; 4) в долинах, дельтах и конусах выноса рек; 5) в сухих долинах временных потоков и на предгорных равнинах; 6) в областях накопления эоловых песков; 7) в областях накопления вулканического пепла; 8) в областях выветривания горных пород; 9) в областях оледенения.

**Величина зерен.** Песком называется порода, состоящая из зерен определенной величины. Размеры этих зерен разными исследователями принимаются различно: например Твенхофел (1936) принимает размеры от 2 до 0.06 мм, Тулэ — от 3 до 0.4 мм. Различны и схемы подразделения песков по крупности зерна. В табл. 7 приведены наиболее распространенные из них.

**Алевриты.** Алевритами называют обломочные породы с зернами величиной от 0.01 до 0.1 мм. Раньше их относили к пескам, называя очень

тонкозернистым песком. В настоящее же время все более и более распространяется мнение о необходимости выделять их в особую группу. В английских и американских работах для них давно существует особое название — сильт (silt). Во французских работах оно отсутствует и заменяется названием «пыль» — «poussière». В советских работах применялись названия — «мелкозем», «пыль», «сильт»; после предложения А. Н. Заварицкого (1932) большое распространение получило название «алеврит».

По условиям образования алеврит тождествен с тонкозернистым песком и поэтому в дальнейшем вместе с песками и рассматривается.

**Состав зерен.** По составу зерен пески прежде всего подразделяются на однородные и смешанные, мономинеральные и полиминеральные. Для последних широко применяется название полимиктовые, а для первых Л. Б. Рухин недавно применил название мономиктовые. Кайё (Cayeux, 1929), а также М. С. Швецов (1934, 1948), употребляют три обозначения: моногеновые пески, зерна которых состоят из одного минерала, олигомиктовые — зерна состоят из 2—3 минералов, точнее говоря, из небольшого числа минералов, и полимиктовые — с зернами, состоящими из более значительного числа минералов. Примером последних они считали аркозы, граувакки и вулканические пески, а примером олигомиктовых — пески, отлагающиеся в дельтах и приустьевых частях больших рек.

На практике название «олигомиктовые» не привилось. Название же «полимиктовые» применяется довольно часто для многоминеральных песков независимо от числа минералов, входящих в их состав. Одноминеральные пески встречаются настолько редко, что не требуют особого названия.

Не вполне установились названия песков по составу зерен. М. С. Швецов (1934, 1948) предлагает называть пески по преобладающим зернам с окончанием «ый», например кварцевый песок, гранатовый, известковый, аркозовый и т. д. Для минералов, имеющих второстепенное значение и характеризующих цемент, он предлагает употреблять окончание «стый», например глинистый, железистый, углистый, доломитистый и т. д. Это предложение можно полностью принять.

Это же окончание можно употреблять для обозначения песков, несущих характерные минералы, но встречающихся в небольших количествах, например золотоносный, кассiterитоносный (оловоносный), монацитоносный, вольфрамоносный.

Таким образом, название известковый песок обозначает песок, состоящий из зерен кальцита, а известковистый — песок из кварцевых зерен, но с известковистым цементом. Монацитовый песок — это песок из зерен монацита; монацитоносный — песок с примесью зерен монацита. Магнетитовый глинистый песок — это песок из зерен магнетита с глинистым цементом. Глауконитово-фосфоритовый — песок, состоящий из зерен глауконита и фосфорита.

По составу зерен выделяются следующие типы песков:

|               |                  |
|---------------|------------------|
| Кварцевый     | Оlivиновый       |
| Известковый   | Магнетитовый     |
| Доломитовый   | Кассiterитовый   |
| Глауконитовый | Цирконовый       |
| Вулканический | Вольфрамитовый   |
| Аркозовый     | Монацитовый      |
| Граувакковый  | Корундовый       |
| Нефелиновый   | Роговообманковый |

Состав цемента так же разнообразен, как и состав зерен. По характеру цемента можно выделить следующие типы песков:

|                      |                |
|----------------------|----------------|
| Кремнистый           | Плавикоистый   |
| Глинистый            | Фосфоритистый  |
| Известково-глинистый | Глауконитистый |
| Известковистый       | Сидеритистый   |
| Слюдистый            | Асболанистый   |
| Железистый           | Марганцовистый |
| Углистый             | Титанистый     |
| Битуминозный         | Гипсоносный    |
| Баритистый           | Бокситоносный  |
| Доломитистый         | Каолинистый    |

Этот перечень, как и предыдущий, не является исчерпывающим, и, кроме того, часто цемент бывает смешанного состава, например кремнисто-слюдистый, глинисто-железистый. Кайё (Сауэх, 1929) выделяет семь разновидностей кремнистых песков.

Состав примесей нередко бывает настолько характерным, что также употребляется в названии песков. Как пример можно привести следующие типы:

|                 |                   |
|-----------------|-------------------|
| Золотоносный    | Фосфоритоносный   |
| Платиноносный   | Глауконитоносный  |
| Меденоносный    | Монацитоносный    |
| Оловоносный     | Циркононосный     |
| Карнатитоносный | Больфрамитоносный |
| Нефтеносный     | Шеелитоносный     |
| Водоносный      |                   |

Отдельности также употребляются в названиях песчаников, например:

|                                       |            |
|---------------------------------------|------------|
| Квадерный (с кубической отдельностью) | Листоватый |
| Матрацевидный                         | Бумажный   |
| Плитчатый                             | Слоистый   |

Органические остатки часто служат для выделения типов песков, например:

|              |                        |
|--------------|------------------------|
| Эофитоновый  | Нуммулитовый           |
| Фукоидный    | Скутелловый            |
| Унгилитовый  | Гастраподовый          |
| Билобитовый  | и очень многие другие. |
| Спириферовый |                        |

Стадии уплотнения и метаморфизации. В момент отложения осадок называется песком. После удаления воды из осадка песок становится рыхлым, а затем плотным. Дальнейшие стадии уплотнения — рыхлый песчаник, песчаник, плотный песчаник, кварцитовидный песчаник, кварцит. Кварциты образуются и в результате метаморфизма.

Некоторые метаморфизованные песчаники имеют специфические названия.

Аркоз, аркозовый песчаник, светлый, серый, розоватый, желтоватый, более или менее грубозернистый, толстослоистый, с высоким содержанием полевых шпатов, легко распознающихся под микроскопом или даже под лупой. Нередко он носит название «жернового песчаника», так как разрабатывается на жерновах и представляет собой продукт разрушения кислых пород (гранита, гнейса), отложившийся на недалеком расстоянии от разрушающихся массивов.

**Граувакка**, серая вакка, или просто вакка, серый, зеленовато-серый, буровато-серый, перечный песчаник, средне- или тонкозернистый, слоистый, образующий мощные толщи, как например артинские перечные песчаники. Входит в состав третичных моласс и других аналогичных комплексов. Образуется за счет разрушения основных изверженных пород (возможно, и других) в геосинклиналях, у подножия поднимающихся молодых складчатых хребтов, в эпохи интенсивного проявления складчатостей. Существует точка зрения, согласно которой вулканогенный материал граувакк является не вторичным, а первичным, одновременным с осадочным, и смешивается с ним на дне моря, выпадая из атмосферы в виде пепла и пыли.

Иногда считают, что граувакки представляют типичный комплекс отложений, характерный для определенной стадии развития геосинклиналей, точно так же, как нормальные песчаники, кварциты и аркозы характерны для других стадий развития этих же геосинклиналей.

**Псамmit**, по определению Броньяра, впервые установившего это название более 120 лет назад, — это кварцевый песчаник со значительным содержанием слюды и небольшим количеством глинистого цемента.

**Итаколумит** (назван по бразильской местности *Itacolumi de Mariana*) — разновидность кварцита с зернами разрастания, полностью заполнившими поры. Зерна кварца сцеплены друг с другом, вследствие чего пластинки породы обладают гибкостью.

**Спрагмит**, по определению Хаддинга (Hadding, 1929), представляет собой метаморфизованный аркоз с высоким содержанием серого и красного микроклина.

**Кварцит** — кварцевый песок с кремневым цементом, перекристаллизованный и уплотненный до такой степени, что вся порода становится плотной, однородной и твердой; зерна неотделимы от цемента.

Перекристаллизация кремнезема вызывается различными причинами: динамометаморфизмом, контактовым метаморфизмом, деятельностью подземных и грунтовых вод. Поэтому весьма различны и типы кварцитов как по составу, так и по условиям залегания и по возрасту — от докембрийских до четвертичных.

**Вторичными кварцитами** называют различные осадочные породы, основная составная часть которых замещена в большей или меньшей степени кремнеземом. Иногда во вторичные кварциты превращаются известняки с богатой фауной, у которых известь нацело замещается кремнеземом и вся порода по существу представляет собой кремень. Типы и способы образования вторичных кварцитов весьма разнообразны, и нередко они не имеют никакого отношения к пескам.

### СХЕМА КЛАССИФИКАЦИИ ПЕСКОВ

|                     |                      |
|---------------------|----------------------|
| 1. Обломочные пески | Лёсс                 |
| 1. Наземные пески   | Красноцветы          |
| Речных долин        | Прибрежные           |
| Половодий           | Донные               |
| Конусов выноса      | Озерных дельт        |
| Подземных потоков   | Эолово-озерные       |
| Временных потоков   | 3. Морские пески     |
| Предгорных равнин   | Прибрежные           |
| Такыров и шоров     | Донных течений       |
| Эоловые             | Морских дельт        |
| Ледниковые          | Эолово-морские пески |

**II. Химические пески**

Глауконитовые и фосфоритовые  
Доломитовые

Гипсовые  
Выветривания

**III. Вулканические пески**  
Вулканический пепел**I. Обломочные пески****1. Наземные пески**

Подобно наземным конгломератам, пески преимущественно немые, но часто в них встречаются остатки растений и редко — кости животных, наземные и пресноводные моллюски. Большое значение имеет пыльца растений. Наземные пески всегда тесно связаны с континентальными отложениями, в частности, с красноцветами. Нередко они входят в состав базальных пачек морских свит.

Пески речных долин образуются в зонах наибольших течений, в стержневых частях долин, а также на береговых косах и вокруг отмелей. Соответственно области их распространения имеют в плане вид узких изгибающихся полос. В разрезах они врезаются в нижележащие отложения. Для них характерна косая слоистость и у больших рек значительная окатанность зерен. Органические остатки отсутствуют, если не считать обломки стволов и ветвей деревьев.

Пески половодий всегда тонкозернистые, хорошо и правильно слоистые. Распространены они на больших площадях при небольшой мощности. Остатки фауны редки; остатки тонких частей растений обычны.

Пески конусов выноса различной зернистости, нередко крупной, и связаны с конгломератами. Слоистость их различна: у горных рек — косая, неправильная, у равнинных рек, теряющихся в пустыне, — правильная тонкая. Мощность этих песков большая; распространение их определяется площадью дельт, в зоне подножий распространение весьма большое. Органические остатки отсутствуют или редки.

Пески подземных потоков заполняют карстовые полости в известняках и галогенных породах. Иногда заполняют сбросовые или сейсмические трещины и имеют вид даек.

Пески временных потоков отличаются неоднородным составом, часто смешиваясь с глинами и гравием. Зерна угловатые или плохо окатанные, не сортированные. Размеры и мощность отдельных линз небольшие, но распространяться они могут друг за другом на большие расстояния. Слоистость песков неправильная. Органические остатки в них отсутствуют.

Пески предгорных равнин образуются при растекании по равнине мощных дождевых потоков, не имеющих определенного русла и называющихся «плашевыми потоками». Обладают всеми признаками песков временных потоков, при еще большем непостоянстве и еще большей площади распространения. Нередки в красноцветах.

Пески такыров и шоров образуются при заполнении впадин такыров песками, приносимыми ветром. Поэтому состав зерен у них такой же, как у эоловых песков, но всегда наблюдается большая примесь глинистого или гипсового материала. Слоистость их правильная; площадь распространения ограниченная, мощность небольшая; органические остатки отсутствуют; внутри слоев нередка косая слоистость при параллельных поверхностях слоев.

**Эоловые пески** широко распространены и весьма разнообразны, начиная от одиночных небольших дюн на берегах рек и озер и кончая бугристыми песками пустынь, тянувшимися на сотни километров и достигающими мощности во много десятков метров, а иногда до 150—200 м. Такой мощности пласты песка других типов никогда не достигают. Слоистость песков косая, неправильная или неясная. Органические остатки в них очень редки. Окатаанность зерен разная, иногда высокая.

**Ледниковые пески.** Среди ледниковых отложений пески встречаются довольно часто, но на небольших участках и небольшой мощности. Иногда валунная глина переполнена песчинками, отличающимися полным отсутствием окатанности.

Нередки пески в флювиогляциальных отложениях и в отложениях подледниковых потоков. Во всех этих случаях также характерна весьма малая окатаанность песчинок.

**Лёсс** — типичный пример наземных алевритов различного происхождения — элового и водного, — обладающих большим распространением в областях, примыкающих к областям оледенения.

**Красноцветы** представляют комплекс отложений, часто встречающийся в отложениях прошлого, но трудно сравнимый с современными осадками. Большая часть его сложена красноцветными и пестроцветными песками и алевритами наземного и пресноводного происхождения, связанными с прибрежными равнинами и дельтами, иногда пустынного характера.

**Ержерон** — название, употребляющееся французскими и бельгийскими геологами (Кайё, 1929) для своеобразной пылеватой породы, вероятно являющейся ископаемым лёсском четвертичного (плейстоценового) возраста.

## 2. Озерные пески

Эти пески имеют ограниченное распространение, определяющееся площадью озера, и обладают небольшой мощностью. Пески очень больших озер по составу и размерам зерен приближаются к морским, отличаясь присутствием пресноводной фауны, а в лагунах — солоноватоводной или фауны горько-соленых бассейнов.

Пески прибоя небольшой мощности, косослоистые, хорошо окатанные и отсортированные, без фауны, залегающие в основании озерных свит, нередко с примесью галек.

**Донные пески.** Иногда пески распространяются и на более глубокие участки дна озера, занимая довольно значительные площади. Чаще всего это наблюдается в проточных озерах, но в отдельных случаях донные пески являются неподвижными, затопленными. Еще более значительно распространение донных алевритов.

Пески озерных дельт зависят от размеров и характера тех рек, которые образуют дельты. Чаще всего озерные дельты сравнительно небольших размеров. Это определяет площадь развития и мощность песков. И, наоборот, по площади распространения, мощности, наличию речных русел устанавливается дельтовое происхождение песков.

**Эолово-озерные пески** образуются в тех участках озера, куда ветер приносит значительные количества песка и пыли. Это бывает в пустынях и полупустынях, а также в зонах развития дюнных песков. В отдельных случаях пыльные бури захватывают площади во много сотен километров и несут большое количество пылеватого материала. Этот

материал одновременно отлагается во всех озерах, образуя своеобразный опорный горизонт. Если песок приносится в горько-соленые озера, то образуются гипсонасные и соленоносные песчаники.

Роль ветра, как агента приноса песчано-глинистого материала в озера пустынь и полупустынь, а также в озера дюнных зон, еще мало изучена; возможно, она гораздо более значительна, чем предполагают.

### 3. Морские пески

Морские пески легко отличаются от других типов по залеганию среди морских отложений и по нахождению в них морской фауны. Надо учитывать, что пески, залегающие в основании морских свит, могут быть не только морскими, но и прибрежно-континентальными. Площадь распространения песков может быть большой, но мощность небольшая или средних размеров. Очень большие мощности, во много сотен метров, наблюдаются только во флишевых толщах, морское происхождение которых нередко вызывает сомнение и должно тщательно проверяться. Кроме того, мощные толщи тонкозернистых песков и алевритов нередко отлагаются в дельтах опять-таки за счет приноса с континента и в полуконтинентальных условиях.

**Пески прибоя.** Песчаные пляжи вдоль морских берегов встречаются часто, но ширина их обычно невелика, не выше 10—15 км, чаще гораздо меньше. Соответственно пески прибоя встречаются часто, но быстро замещаются глинами и реже — галечниками. В зоне самого прибоя непрерывно движущиеся пески немые, но немного глубже появляется специфическая зарывающаяся или ползающая фауна. Вглубь суши пески прибоя незаметно переходят в прибрежно-наземные пески, чаще всего золовые, и граница между ними в ископаемом состоянии устанавливается с трудом и условно. Нередко ошибочно их описывают вместе под названием «морских песков».

**Пески донных течений** развиты там, где донные течения достигают большой силы, в частности на подводных гребнях и на перегибе шельфа в континентальный склон. Их нередко называют глубинными песками, так как глубина их залегания доходит до 600—800 м. Надо учитывать, что глубинные пески часто лежат на обнажившихся коренных породах и в обнажениях они могут быть приняты за прибрежные, базальные пески. Глубинные пески по простирации переходят в глубинные глины с характерной фауной; ими же они покрываются и реже подстилаются.

**Пески морских дельт** имеют ограниченное распространение. Площадь их развития обладает своеобразными очертаниями, соответствующими очертаниям дельт. Мощность может быть очень большой. Органические остатки различные: в надводной части пресноводно-наземные; в подводной — наземно-морские. Состав зерен весьма различен и зависит от характера реки.

**Эолово-морские пески** образуются в пустынях вдоль берегов морей, куда ветры непрерывно приносят песок и пыль, например пески у западного окончания Сахары и по берегам Красного моря. В зоне пляжа они смешиваются с песками прибоя; дальше от берега они встречаются на таких глубинах, где пески обычно не отлагаются, и резко изменяют нормальные очертания песчаных зон. В таких случаях в них может находиться фауна, характерная для глубоководных глин, например *Pleurotoma*, *Turritella*, *Fusus*.

## II. Химические пески

Глауконитовые и фосфоритовые пески образуются на дне морей, иногда на значительных глубинах до 200—600 м. Образование их связано с химическими процессами и не зависит от скорости движения воды, поэтому они имеют глинистый цемент и по простирации переходят в глины или глинистые известняки или примешиваются к ним. Однако нельзя забывать, что глауконитовые и фосфоритовые пески возникают не только на значительных глубинах; возможно, и даже более часто, что глубина их образования бывает не больше немногих десятков, а иногда и единиц метров.

Доломитовые пески по внешнему виду очень похожи на кварцевые, но легко отличаются от них по твердости — не царапают стекло. Залегают пески в тесной связи с доломитовыми толщами и представляют собой продукты их распада, происходящего под влиянием наземного и подземного выветривания.

Гипсовые пески развиты в пустынных сухих областях и представляют собой скопления кристаллов гипса, песчинок и пыли. Образуются они не только по берегам горько-соленых озер, но чаще, вне всякой связи с ними, в зонах усиленного поднятия и испарения капиллярных вод.

Пески выветривания встречаются совместно с брекчиями выветривания, представляя дальнейшие продукты их распада. Состав песков разнообразен, но преобладают кварцевые остроугольные зерна.

## III. Вулканические пески

Вулканический пепел представляет наиболее распространенную разновидность вулканических песков, встречающуюся на большом расстоянии от центров извержения. Легко узнается по составу — остроугольным зернам вулканического стекла.

Различия между водными и эоловыми песками. Трудность, наиболее часто возникающая при изучении песков, заключается в том, что очень сложно бывает отличить пески, отложенные водой, и пески, отложенные ветром. Одна из последних сводок по этому вопросу имеется в статье Эванса (Evans, 1944). Изучая современные пески на берегу оз. Мичиган, он пришел к следующим выводам:

1. По характеру и составу зерен отличить эти пески нельзя.
2. Пески, отложенные в воде, отличаются следующими признаками:  
а) присутствием изолированных горизонтальных прослоев гальки; б) более правильными линзами, резко ограниченными, более постоянной мощности и сильно утоняющими по краям; в) более однообразной, четко выраженной и прослеживающейся на большие расстояния слоистостью.
3. Пески, отложенные ветром, отличаются: а) отсутствием правильных прослоев гальки, даже линзовидных; встречаются только разрозненные, небольшие гальки; б) менее правильными линзами, нередко неясно ограниченными, изменчивой мощности и по краям быстрее выклинивающими; в) более изменчивой слоистостью, нередко менее ясной и небольшой протяженности; г) нередко развитием на гребнях современных дюн небольших холмиков со своеобразной слоистостью, направленной от центра холмиков к их краям, в общем, параллельной их поверхности.

Другие авторы указывают, что барханные пески, как общее правило, обладают наиболее окатанными зернами; но нередки исключения из этого правила.

В практике советских геологов наблюдается чрезмерная склонность относить все пески с диагональной слоистостью к водным, речным пескам. Надо иметь в виду, что такие утверждения могут считаться обоснованными только тогда, когда пески слагают изогнутые узкие полосы, соответствующие руслу реки. В очень многих случаях предполагаемые речные или морские пески являются наземными, эоловыми, дюнными песками.

### Глины

**Общая характеристика.** Глины — это конечный твердый продукт распада, разрушения, растворения и раздробления всех пород, слагающих земную кору. Понятно поэтому их исключительно широкое распространение и разнообразие.

**Состав зерен.** Диаметр частиц глины меньше 0,01 мм. Они настолько мелки, что различие между ними и частицами цемента нередко исчезает и порода рассматривается обычно как нечто целое, однородное, в противоположность пескам и галечникам, зерна и гальки которых резко обособляются от цемента. Соответственно редки работы по изучению форм и размеров частиц глин. Широко распространены методы изучения глин — химический, термический, иммерсионный, микроскопический, рентгеноскопический и спектроскопический. В последнее время применяется изучение глин при помощи электронного микроскопа.

**Основные группы глин.** Среди глин намечаются две основные группы: механические и минералогические глины.

Механические глины представляют продукты дальнейшего измельчения песков и алевритов. В их составе преобладает кварц, от 30 до 75%, значительно меньше слюд, полевых шпатов и каолина — 10—20%; в процентах и долях процента встречаются: хлорит, кальцит, окислы железа, цеолиты, доломит, пирит и многие другие минералы.

Минералогические глины состоят в значительной части из одного или нескольких специфических минералов группы минералов глин, например каолинит ( $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ), галлуазит (того же состава, но с изменяющимся количеством воды), бейделлит ( $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ), монтмориллонит ( $\text{MgO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 5\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ), цонтронит ( $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ).

В природе эти две группы глин тесно связаны друг с другом, количество переходных форм очень велико, обособление их очень трудно и при обычных геологических исследованиях не применяется. Оно необходимо при специальных исследованиях глин.

М. Ф. Викулова считает, «что термины „механические“ и „минералогические“ неправильны. Любая глина содержит глинистые минералы — продукты стадийного изменения первичных минералов — частью, а иногда и полностью являющиеся аутогенными минералами. Даже в морене и ленточных глинах, считаемых некоторыми исследователями „механическими“ глинами, имеются специфические глинистые минералы, которых не было в исходных породах».

Нельзя говорить, что „механические“ глины являются продуктом дальнейшего измельчения песков и алевритов. Сколько бы не дробили песок и алеврит, глины не получится».

К сожалению, М. Ф. Викулова не говорит, что же от такого дробления получится. Рассуждая логически, если раздробить частицу размерами

в 0.01 мм на десять частиц, то их размеры будут равны 0.001 мм, а породу, состоящую из частиц размерами 0.001 мм, мы называем глиной. Вероятно, суть заключается в том, что при дроблении на очень мелкие частицы с ними одновременно происходят какие-то химические изменения. Оба эти процесса и создают совместно глину с ее своеобразнейшими особенностями.

Существует тесная связь глин с известковистыми илами. И здесь наблюдаются переходы: известковистые глины, глинистые мергели, мергели.

Не менее тесна связь глин с бокситами, через бокситовые породы и алюминистые глины; внешнее сходство их настолько велико, что без химических анализов или термических испытаний разделение невозможно. Некоторые оgneупорные глины (флинтклей) по основным компонентам и условиям образования тождественны с бокситами и вместе с ними встречаются буквально в одном куске. Различие заключается в том, что в бокситах 50% глинозема и 10% кремнезема, а в флинт克莱ях 45% глинозема и 45% кремнезема.

Такие же взаимоотношения, как с бокситами, существуют и с бобовыми железными рудами. Эти руды, бокситы, бокситовые породы, флинтклей и каолиновые глины сложены одними и теми же компонентами, отлагаются в одиних и тех же водоемах и слагают одни и те же пласти.

Приведенные примеры показывают, насколько разнообразны те породы, которые мы называем глинами. Детальное их изучение и точное генетическое расчленение — дело будущего.

Для объединения всех глинистых пород предложено название «пелит»; оно мало принято, так как проще называть их просто глинами.

М. Ф. Викулова указывает, что в новейших классификациях глины выделены в самостоятельную группу, отдельно от обломочных пород. Теоретически, возможно, это и правильно, но в геологической практике глины рассматриваются как естественная, конечная группа обломочных пород, хотя и обладающая некоторыми своеобразными особенностями.

Как и к другим группам обломочных пород, к глинам вполне применима та же схема генетической классификации; она приведена ниже.

Конечно, в этой классификации не учтены те физико-химические процессы, которые происходят в глинах и придают им характерные особенности, но глины — это такие же осадочные породы как пески, галечники, соли, известняки, и применение к их классификации единого принципа вполне правильно.

**Уплотнение глин.** Интересны данные об уплотнении глинистых осадков, приводимые Блэком (Hatch and Rastall, 1938) по исследованиям Хедберга (Hedberg, 1936). Только что образовавшийся осадок состоит из мельчайших кристалликов, заключенных в водную оболочку и не соприкасающихся друг с другом. Количество их по объему не больше 10—25% всего осадка, остальное — механически вовлеченная вода. При дальнейшем уплотнении осадка часть воды выделяется и, когда ее становится не более 70—75%, осадок из жидкого состояния переходит в пластическое. При еще большем выделении воды под давлением вышележащих осадков водная оболочка вокруг некоторых кристаллов прорывается и кристаллы входят в соприкосновение друг с другом. Другие же кристаллы сохраняют водную оболочку, а весь осадок — пластичность. Объем пор, занятых водой в эту стадию, равен 30—35%. Еще далее вода выделяется все больше и больше, число соприкасающихся частиц увеличивается, они вступают во взаимодействие и начинается перекристаллизация. Она ведет к потере пластичности, и глина переходит в аргиллит или глинистый сланец, не размокающие в воде.

Стадии уплотнения и метаморфизации глин так же разнообразны, как разнообразны сами глины.

Глинистый ил при уплотнении переходит в глину и далее — в плотную глину. При уплотнении глин более или менее значительной мощности, однородного состава и лишенных слоистости возникает аргиллит.

При уплотнении тонкослоистых глин образуются сланцеватые глины, весьма разнообразные, по степени уплотнения соответствующие аргиллитам.

Глинистые породы, подвергшиеся динамометаморфизму, переходят в глинистые сланцы, а глинистые сланцы — в аспидные, шиферные и грифельные сланцы или непосредственно в метаморфизованные сланцы. Далее следуют метаморфические сланцы, кристаллические сланцы и гнейсы.

Аргиллиты, а иногда и глинистые сланцы, переходят в филлиты, плотные, чрезвычайно тонкозернистые породы, лишенные слоистости, но нередко с ясной полосчатостью. Они до некоторой степени аналогичны яшмам и фанитам.

#### СХЕМА КЛАССИФИКАЦИИ ГЛИН

##### I. Обломочные глины

###### 1. Наземные глины:

- Речных долин
- Половодий
- Конусов выноса
- Временных потоков
- Предгорных равнин
- Такыров и шоров
- Эоловые
- Ледниковые
- Подземных потоков и озер
- Опльвы

###### 2. Озерные глины:

- Донные
- Дельтовые
- Эолово-озерные

###### 3. Морские глины:

- Береговой линии
- Шельфа
- Глубоководные

##### Дельтовые

##### Эолово-морские

##### Ледниково-морские

#### II. Химические глины

###### 1. Водные глины:

- Феррисиаллитовые
- Глауконитовые
- Пиритовые
- Фосфоритовые

###### 2. Наземные глины:

- Выветривания
- Остаточно-пластовые

#### III. Вулканические глины

##### Бентонит

#### IV. Тектонические глины

##### Глины трения

#### V. Сопочные глины

##### Глины грязевых вулканов

#### I. Обломочные глины

Как уже было сказано, глины представляют собой продукты конечной стадии раздробления обломочных пород и по своему составу близки к среднему составу земной коры.

#### 1. Наземные глины

Глины речных долин тесно связаны с речными песками и непрерывно замещают друг друга. Форма распространения их соответствует форме речной долины. Нередко присутствие в них пресноводной фауны. Глины стариц обладают тонкой и правильной слоистостью и очень близки к озерным.

Глины половодий тесно связаны с алевритами половодий и нередко обусловливают плодородность больших площадей, например в Китае и Египте. Обладают громадным площадным распространением, сравнительно небольшой мощностью и правильной слоистостью. По последнему признаку нередко принимаются за озерные и даже морские отложения. Обычны растительные остатки. Фауна редка.

Глины конусов выноса отлагаются по периферии конусов, обладают ограниченным распространением и быстро переходят или в глины больших речных долин, или в глины предгорных равнин. Повидимому, они тесно связаны с лессовидными суглинками. В местах развития озер переходят в озерные глины. Они недостаточно изучены.

Глины временных потоков имеют небольшую мощность и распространение, плохо отсортированы и слагают небольшие линзы и прослоечки в песках. Развиты только в долинах временных потоков.

Глины предгорных равнин в общем комплексе отложений этого типа играют подчиненную роль, неустойчивы, плохо сортированы и часто чередуются с песками и алевритами, резко уступая им по размерам площади распространения. Прослеживаются они на громадных расстояниях в сотни и даже тысячи километров и вместе с песками и гравием достигают большой мощности, особенно в опускающихся предгорных прогибах.

Примером комплекса отложений предгорных равнин в ископаемом состоянии служат красноцветы.

Глины такыров и шоров встречаются среди пустынных отложений и обладают ограниченным распространением, небольшой мощностью, ясной правильной слоистостью и низкой отсортированностью. Глины такыров плотные, песчанистые, иногда простираются на десятки километров, например в Западном Туркменистане. Обычны многоугольники усыхания и следы дождевых капель. Глины шоров имеют меньшее распространение, более рыхлые, часто гипсоносные или соленосные.

Эоловые глины, теоретически рассуждая, должны представлять собой продукты конечных стадий переноса и отложения ветрами пустынь в тех местах, где эти ветры ослабевают и исчезают, т. е. по окраинам пустынь. В обнажениях они не выделены, встречаются вместе с лессом. Возможно, к ним относятся сыртовые глины.

Ледниковые глины весьма разнообразны и очень широко распространены в областях современного и древнего оледенения. Большая часть их объединена под названием «валунная глина» и «тиллит», которые служат примером прямого перехода брекчий в глины без промежуточной стадии песков. Кроме того, в комплекс ледниковых отложений входят глины ледниковых озер, глины ледниковых потоков, постоянных и временных. Многие из них отличаются плохой сортированностью, присутствием обломков различной величины и отсутствием слоистости или неясной, неправильной слоистостью. С другой стороны, ленточные глины обладают совершенной слоистостью и средней сортированностью.

Глины подземных потоков и озер заполняют карстовые полости и пещеры. Это определяет форму их тел и залегание среди карбонатных или соленосных толщ. Состав и слоистость различны. Глины подземных озер отличаются тонкозернистостью, высокой сортированностью и слоистостью. В ископаемом состоянии редки.

Глины оплывин обладают ограниченным распространением, плохой сортированностью, отсутствием слоистости и залеганием в виде покрова. В ископаемом состоянии очень редки.

## 2. Озерные глины

**До́нны́е глины** широко распространены, имеют небольшую мощность, ограничены контурами озер, обладают высокой сортированностью и часто ленточной, сезонной слоистостью. Последняя наблюдается не только в глинах ледниковых озер, но и в глинах равнинных и горных озер, в связи с таянием снегового покрова и сухими и дождливыми сезонами года. В болотных глинах обычна углистость.

**Дельтовые глины** озер отличаются от дельтовых глин морей меньшей площадью распространения, соответственно меньшим размером озерных дельт, иногда весьма небольших. Затем характерна небольшая мощность, повышенное содержание растительных остатков, вплоть до угленосности. Нередко присутствие пресноводной фауны, как и вообще в озерных отложениях.

**Эолово-озерные глины** сравнительно редки и образуются только в озерах по окраинам пустынных областей, куда заносится только тончайшая пыль. Иногда в результате пыльных бурь образуются тонкие прослой эоловых глин в озерах равнин.

## 3. Морские глины

**Морские глины** обладают наибольшим распространением среди всех других осадочных отложений, занимая все океанические впадины. Они весьма разнообразны по составу. В этих глинах встречается морская фауна, местами очень редкая; иногда фауна отсутствует.

Глины береговой линии отлагаются только там, где отсутствует прибой, например в бухтах, закрытых заливах, между островами и берегом суши. Особенно широко они развиты вдоль берегов Северной Германии и Дании. Глины отличаются плохой сортированностью, присутствием толстостенной ракушки, а также глиняных и торфяных катунов.

Глины шельфа представляют собой породы, наиболее часто встречающиеся в ископаемом состоянии. Отлагаются они вне действия прибоя, волн и береговых течений, на самых различных глубинах, начиная от береговой линии и кончая перегибом шельфа. Глины хорошо сортированы, ясно слоисты и часто содержат морскую фауну, реже — немые. Мощность их нередко значительна.

**Глубоководные глины**, наоборот, наиболее распространены в современных океанах, но в ископаемом состоянии редки. Они очень похожи на псевдоабиссальные глины, и обособление их очень затруднительно.

**Дельтовые глины** встречаются на участках дельт, где движения воды резко ослаблены: в болотах, озерах, старицах и лагунах на надводной части дельт и на глубинах свыше 50 м в подводной части. Дельтовые глины слагают существенную часть многих угленосных толщ и по своим особенностям одни из них близки к озерным и болотным глинам, другие — к глинам половодий, третьи — к глинам бухт и заливов, а четвертые — к глинам средних и больших глубин шельфа и даже континентального склона. Таким образом, дельтовые глины, так же как и дельтовые пески, представляют не однородное целое, а совокупность различных типов.

**Эолово-морские глины** должны образовываться на значительном удалении от берега, там, где оседает тончайшая пыль, прине-

сенная ветром с континента. Практически они не отличимы от обычных глин шельфа и континентального склона.

Ледниково-морские глины широко распространены вдоль берегов Антарктики, Аляски, Гренландии, Шпицбергена. Образуются они из ледниковой мутти, оседающей на дне моря в области шельфа. Присутствие отдельных ледниковых валунов сближает эти глины с валунной наземной глиной, но они легко отличаются переходом по простиранию в нормальные морские глины с фауной, чередованием с ними, большей сортированностью (иногда) и присутствием морской фауны. В искалеченном состоянии ледниково-морские глины почти неизвестны, хотя существование их по краям древних областей оледенения несомненно.

## II. Химические глины

Химические глины разделены на две большие группы: водные и наземные. Среди первых наиболее распространены своеобразные осадочные феррисиаллиты; среди вторых — глины выветривания.

### 1. Водные глины

Феррисиалловые глины представляют собой химические, возможно, суспензионные водные осадки, образующиеся в озерах, лагунах и тихих, обособленных морских заливах и проливах. Они состоят из четырех основных компонентов: глинозема, кремнезема, окислов железа и окиси титана, комбинирующихся в различных количественных отношениях и соответственно дающих различные породы: бокситы, бокситовые глины, флинтклей, каолиновые глины, железистые бокситы, железо-алюминиевые руды и железные руды. Все они обладают бобовым и реже оолитовым строением.

Глауконитовые глины в неизмененном виде представляют собой зеленый ил, широко распространенный в современных морях в области шельфа и континентального склона. Такие зеленовато-синеватые глины, обогащенные глауконитом, нередки в отложениях прошлого.

Пиритовые глины образуются в застойных водоемах с восстановительной средой, в болотах, лагунах, замкнутых заливах и проливах (например в норвежских фьордах) и, наконец, в глубоких зонах изолированных морей, например Черного и Каспийского. Они представлены темными и синеватыми глинами, содержащими большое количество пирита, рассеянного в породе или образующего неправильные прослои конкреций.

Фосфоритовые глины, сравнительно редко встречающиеся, представляют собой известково-глинистые осадки с очень высоким содержанием фосфора. Примером их являются каратауские фосфориты.

### 2. Наземные глины

Глины выветривания играют существенную роль в образовании коры выветривания. Они весьма различны по составу, мощности и площади распространения. Характерный их признак — отсутствие слоистости или неясная слоистость. Степень сортированности различная, обычно низкая.

Глины остаточно-пластовые образуются в результате подземного выветривания, в основном, растворения и замещения. Вслед-

ствие этих процессов первоначальное вещество слоя превращается в глинистую, часто глинисто-кремнистую массу, иногда сохраняющую первоначальную слоистость.

### III. Вулканические глины

Бентонит — своеобразная глинистая или пылеватая порода, образующаяся в результате диагенетических изменений тончайших частиц вулканического стекла. Пласти бентонита обладают большой протяженностью, во многие сотни километров, сравнительно небольшой мощностью, до 10—12 м, и светлой окраской. Глинистая масса в большей части состоит из монтмориллонита или бейделлита.

### IV. Тектонические глины

Глины трения образуются при больших надвигах, особенно в глинистых породах. Они переходят в брекции трения, но по сравнению с ними имеют меньшее распространение.

### V. Сопочные глины

Глины грязевых вулканов мало распространены и в ископаемом виде, вне связи с существующими вулканами, неизвестны. Вероятно, их принимают за глины трения или глины оползней. Свообразие происхождения заставило выделить их в особую группу.

## КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ

Общая характеристика. Карбонатные породы — известники, доломиты, мергели и другие — по условиям образования весьма разнообразны. Существовавшее ранее мнение, к сожалению, иногда повторяющееся и сейчас, о том, что известняки указывают на более значительные глубины моря, чем например пески, примитивно и не точно. Известняки действительно нередко образуются на больших глубинах, но пески образуются значительно глубже (на глубине 600—800 м) областей образования большинства известняков. Образование известняков происходит на любых глубинах моря, начиная от абиссали и кончая зоной прибоя и даже выше ее, в прибрежных дюнах. Кроме того, известняки образуются во всех бассейнах солоноватых, горько-соленых и пресных, в лиманах, лагунах, озерах, реках и даже на суше, например в пустыне Калахари. Это разнообразие условий образования известняков и других карбонатов всегда надо учитывать.

В дальнейшем изложении известняки, доломиты, мергели и другие карбонаты будут рассмотрены отдельно, поскольку каждый из них обладает своими особенностями.

### Известняки

Известняки являются наиболее распространенными из карбонатов.

Минералы известняков. Кальцит ( $\text{CaCO}_3$  — гексагональная сингония) — наиболее распространенный и наиболее устойчивый минерал. Следующее место занимает арагонит ( $\text{CaCO}_3$  — ромбическая сингония), слагающий химические известняки и раковины некоторых

животных. В чистой или почти чистой воде арагонит переходит в кальцит, поэтому в древних измененных и уплотненных известняках он отсутствует. В курсе Л. В. Пустовалова (1940) упоминаются и другие минералы из группы кальцита — ктипейт, конхит, фатерит, дрюйт, бычлийт, — редко встречающиеся и малоустойчивые, также переходящие в кальцит.

Затем в известняках часто присутствует доломит, магнезит, кремнезем, окислы железа, фосфорит, глауконит и пирит, образующие одновременно с кальцитом и входящие вместе с ним в состав известковых илов или скелетных образований.

Нерасторимый остаток состоит из частиц минералов различных размеров, начиная от крупных песчинок, иногда даже галечек, и кончая тончайшей глиной. Минералогический состав их весьма разнообразен, и изучение его дает существенные указания, особенно важные для корреляции немых известняковых, литологически однообразных толщ. Этому вопросу посвящены многочисленные работы.

Окраска. Чистые известняки обладают белым цветом, но достаточно ничтожнейших примесей для его изменения. Примеси глинистого вещества или тончайше распыленного органического вещества немедленно дают серые тона, весьма распространенные; увеличение этих примесей вызывает темносерый цвет. Присутствие битуминозных веществ первоначально обусловливает серовато-темнокоричневый цвет, а затем — черный. Окислы железа и марганца дают различные оттенки красного цвета. Интересно, что нередко розовая окраска и кирично-красные пятна обусловлены присутствием бокситовых пород.

Структуры служат важнейшим признаком известняков. А. Н. Заварицкий (1932) и Кайё (Сауэх, 1935) выделяют ряд структур, которые можно сгруппировать следующим образом:

#### I. Кристаллические

Груобкристаллическая, или мраморовидная  
Тонкокристаллическая, или иловая  
Сгустковая

#### II. Органогенные

Обломочно-органогенная  
Органогенная  
Пеллетовая

#### III. Химические

Оолитовая  
Бобовая  
Корковая, или инкрustационная  
Желваковая, или почечная

#### IV. Обломочные

Брекчевая  
Конгломератовая  
Песчаная  
Афанитовая

#### V. Слоеватые

Массивная  
Неяснослойстая  
Толстослойстая  
Тонкослойстая  
Плитчатая  
Листоватая  
Плойчатая  
Зональная

#### VI. Пустотные

Червеобразная  
Клетчатая  
Губчатая

#### VII. Особые

Фунтиковая  
Стилолитовая

#### VIII. Плотностные

Плотная  
Рыхлая  
Землистая  
Порошковатая

I. Кристаллические структуры. Порода состоит, в основном, из кристаллов кальцита различных размеров.

**Грубокристаллическая**, или мраморовидная, или кристаллически зернистая, структура характеризуется большими зернами (кристаллами), иногда видимыми простым глазом.

**Тонкокристаллическая**, или иловая, характеризуется настолько мелкими кристаллами, что даже под микроскопом они представляют собой почти однородную мутноватую массу. Известняки с такой структурой нередко обладают раковистым (конхоидальным) изломом и называются афанитовыми.

**Сгустковая** отличается тем, что на общем фоне кристаллической структуры развиты отдельные участки иловой, образующие как бы густки.

**II. Органогенные структуры** характеризуются преобладанием в породе обломков или целых скелетных образований совместно с обломками и зернами других пород и минералов.

**Обломочно-органогенная структура** отличается преобладанием обломков скелетных образований и зерен других минералов. Нередко одновременно с ними встречается в большем или меньшем количестве кристаллическая или иловая масса.

**Органогенная структура** характеризуется преобладанием целых или почти целых скелетных образований животных и растений. В чистом виде она встречается более редко. Обычно к целым скелетным образованиям примешиваются их обломки и кристаллический или иловый, а иногда и кварцево-глинистый материал.

**Пеллетовая структура** дополнена к структурам, выделенным А. Н. Заварицким. Она отличается присутствием большого количества мелких округленных образований — пеллет (рис. 58), представляющих экскременты различных животных, питающихся илом.

**III. Химические структуры** связаны с выделением кальцита и арагонита в виде химических осадков. Почти всегда они только накладываются, дополняют структуры других типов. Например оолиты почти никогда не образуют всю породу, а встречаются в большем или меньшем количестве среди кристаллического или обломочного материала; корковая структура всегда образуется на обломках, скелетных образованиях или оолитах.

**Оолитовая структура** характеризуется нахождением некоторого количества оолитов. В исключительных случаях оолиты слагают всю породу, образуя икряной и гороховый камни.

**Корковая**, или инкрустационная, структура отличается радиально-лучистыми или концентрически-слоистыми корочками (крустами), возникающими в порах и пустых пространствах внутри обломочных, органогенных или оолитовых известняков (рис. 57). Инкрустации описаны на стр. 131.

**Желваковая**, или почечная, структура отличается поверхностью напластования, покрытой округленными возвышениями, внешне напоминающими почки. В разрезе видно, что эти возвышения образованы стяжениями кальцита, иногда кристаллического, иногда представленного скелетными образованиями, имеющими неправильную, окруженную форму.

**IV. Обломочные структуры** аналогичны соответствующим обломочным породам.

**Брекчевая структура** представлена типичной брекчией с карбонатными обломками и карбонатным цементом. Размеры обломков самые различные.

**Конгломератовая структура** обусловлена присутствием галек величиной больше 2 мм, скрепленных карбонатным цементом.

**Песчаная структура** обусловлена присутствием песчаника кальцита размерами от 2 мм до 0,01 мм, скрепленных карбонатным цементом.

**Афанитовая структура** характерна для пород, по величине частиц тождественных с глинами, но целиком состоящих из кальцита. Такие известняки по внешнему виду напоминают яшмы и обладают раковистым изломом.

**V. Слоеватые структуры** определяются характером слоистости, отсутствующей в массивных известняках и наиболее развитой в породах, обладающих листоватой структурой.

**Массивная структура** отличается полным отсутствием слоистости. Наиболее развита в рифовых и, вообще, биогермных известняках.

**Неяснослоистая структура** близка к предыдущей и часто вместе с ней встречается.

**Толстослоистая структура** образуется при слоях не менее 0,5 м мощности.

**Тонкослоистая структура** образуется при слоях менее 0,5 м мощности.

**Плитчатая структура** близка к предыдущим, но слои распадаются на отдельные небольшие плитки.

**Листоватая структура** образуется при слоях мощностью не более 2—3 мм.

**Плойчатая структура** характерна для тонкослоистых пород с волнистыми поверхностями напластования.

**Зональная структура** наблюдается только в тонкозернистых, афанитовых известняках, вызывает образование скорлуповатой отдельности.

**VI. Пустотные структуры** обусловлены процессами растворения.

**Червеобразная структура** характеризуется пустотами, имеющими червеобразную форму.

**Клетчатая структура** возникает при наличии в породе полостей, ограниченных плоскостями и имеющих прямоугольные или треугольные очертания.

**Губчатая структура** характеризуется небольшими, неправильными, тесно расположеными пустотами типа пустот в теле губок.

**VII. Особые структуры** вызываются процессами, еще не вполне установленными, связанными с давлением, кристаллизацией и растворением.

**Фунтиковая структура**, структура кон-ин-кон (*cone-in-cone*), структура сложных конусов, детально описана выше, на стр. 129.

**Стилолитовая структура** обусловлена наличием стиллитов, описана на стр. 134.

**VIII. Плотностные структуры** связаны с наличием разной степени сцепления частиц породы.

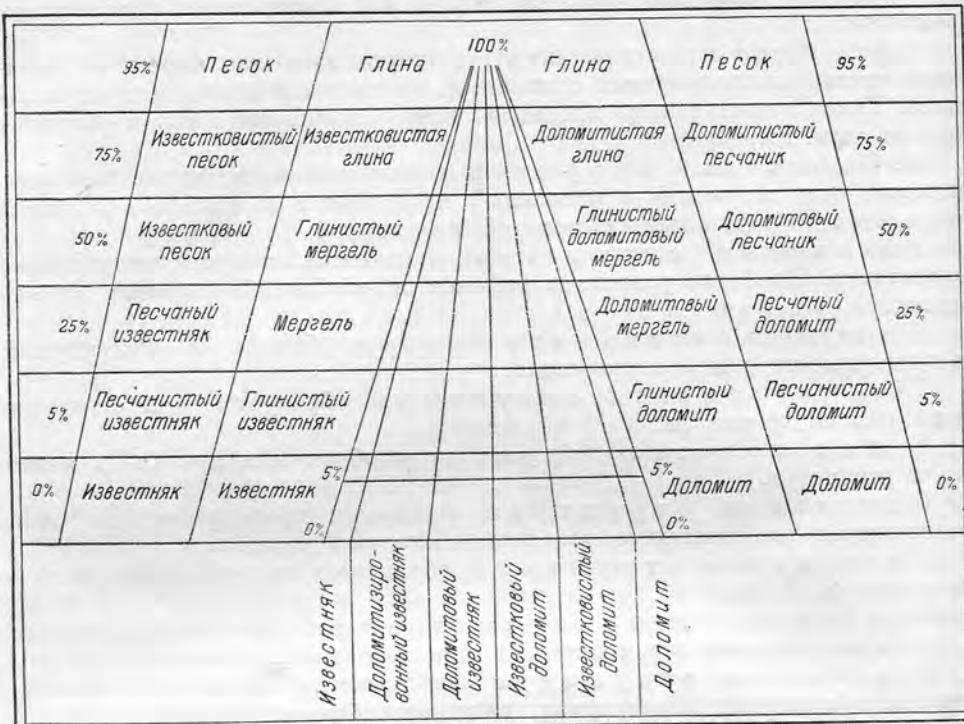
**Плотная структура** связана с высокой степенью сцепления. При разломе частицы не рассыпаются.

**Рыхлая структура** обусловлена низкой степенью сцепления.

**Землистая структура** представляет собой разновидность рыхлой структуры. Излом неоднородный.

Таблица 9

Схема взаимоотношений известняков, доломитов, песков и глин  
(по С. Г. Вишнякову, 1933)



Порошковатая структура характерна для весьма рыхлых пород, при легком давлении или трении распадающихся в порошок.

Перечисленные структуры являются основными. Кроме них, в специальных работах выделены и другие, например в работе В. А. Зильберминца и В. П. Маслова (1928), а также В. П. Маслова (1937), Г. И. Теодоровича (1941) и Л. В. Пустовалова (1940).

В отдельных, частных, но распространенных случаях, рационально применение специфических названий. Например название «сахаровидный» очень удачно отражает особенности некоторых верхневизейских известняков, широко распространенных на Урале, которые в изломе, вследствие мелкой, одинаковой зернистости и высокой спайности, почти не отличимы от кускового сахара. Однаково удачно название «яшмовидные», применяемое к преимущественно темным чрезвычайно тонкозернистым и плотным, звонким известнякам, с совершенным раковистым изломом.

Взаимоотношения с другими породами. Известняки нередко содержат большее или меньшее количество других пород, особенно доломита, глины и песка. Для наглядного изображения возможных взаимоотношений С. Г. Вишняков (1933) составил схему (табл. 9).

Эта таблица не показывает частоту нахождения в природе той или другой смеси. В то же время интересно, что эти количества резко различны и наиболее отличающиеся от типичных пород смеси встречаются очень редко. Это особенно ясно показал Штейдтман (Steidtmann, 1911) на основании 1148 анализов, относящихся к породам из различных систем и раз-

личных областей США. Эти анализы сведены Л. В. Пустоваловым (1940) на диаграмме (рис. 69). Из нее видно, что число анализов, показывающих известняки, составляет около 500; число анализов доломитов — около 300, а число анализов всех остальных разновидностей, взятых вместе, — около 350.

Такие же взаимоотношения наблюдаются и для песчаников. Песчанистые известняки встречаются гораздо реже известняков и песчаников. Для глин, возможно, взаимоотношения будут другие, так как глинистые известняки встречаются довольно часто.

**П р и м е с и.** Кроме доломита, песка и глины, в известняках очень часто наблюдаются другие примеси. Очень важно то, что даже небольшие количества этих примесей (единицы процентов и доли процентов) резко изменяют характер известняка и заставляют давать ему специфические названия.

В своей классической монографии Кайё (Сауэх, 1935) выделяет следующие типы известняков, в зависимости от примесей.

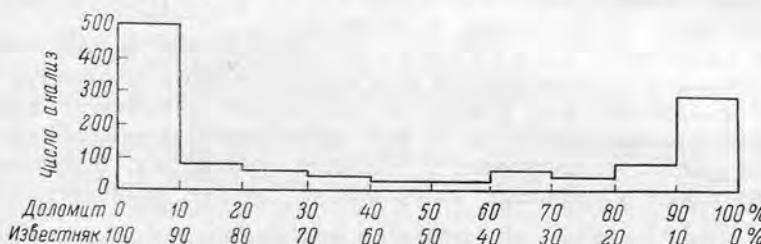


Рис. 69. Взаимоотношения доломитов и известняков. Составил Л. В. Пустовалов, 1940.

Глинистые известняки заключают до 10—20% кремнезема и 4—8% глинозема. Распределение глинистого материала в известняке проявляется различно: 1) равномерное распределение; 2) в виде неправильных скоплений; 3) в виде правильных листовидных или более значительных прослойков. В последующем случае известняк иногда называют «сланцеватым известняком» или «известняковым сланцем».

Кремнистые известняки содержат кремнезем в виде равномерно распределенного вещества или остатков кремневых организмов. Такие известняки нередко называют окремнелыми.

Окварцованные известняки представляют собой разновидность предыдущих, отличающуюся высокой степенью метаморфизации, при которой кремнезем принимает форму кварца.

Песчанистые известняки содержат кварцевые зерна (песчинки) в виде механической примеси.

Доломитизированные известняки отличаются большей или меньшей примесью доломита. Разновидностью их служатмагнезиальные известняки, в которых примесью является не доломит, а магнезит, заметный в породе в виде обособленных участков, гнезд и прожилков.

Глауконитовые известняки весьма разнообразны: от темных, очень плотных с глобигеринами, большим количеством глауконита, фосфатизированных, через светлые кристаллические известняки с большим количеством зерен кварца, глауконита и обломков раковин, до еще более грубозернистых с крупными обломками раковин и глауконитовыми зернами, намытыми в отдельных участках.

**Хлоритовые известняки** сравнительно редки и ассоциируют с осадочными железными рудами. Хлориты нередко представлены шамозитами.

**Железистые известняки** чаще всего содержат ничтожные количества окислов железа, придающих им различные цвета — от желтоватых и буроватых до красных. Значительно реже встречаются железистые известняки с силикатами железа (кроме глауконита), с сидеритом или с железистыми оолитами. Примесь железистых соединений бывает сингенетической и эпигенетической.

**Пиритовые известняки** почти всегда, кроме пирита, содержат примесь органических и глинистых веществ и отличаются темной окраской.

**Фосфотизированные известняки**, серые или темные, тонкокристаллические, содержащие соединения фосфата в виде сингенетических выделений. Они очень редки и связаны с пластовыми фосфоритами. Чаще фосфорная кислота концентрируется в галечках и зернах фосфорита, примешанных к известняку.

**Слюдистые известняки** образуются в трех случаях: 1) при обогащении известкового ила пластиночками мусковита; 2) при динамометаморфизме, как результат длительных и больших изменений; слюда представлена серицитом; 3) при контактовом метаморфизме; слюда различная — биотит, мусковит, в больших кристаллах. Разновидностью метаморфических слюдистых известняков служат флогопитовые известняки.

**Полевошпатовые известняки** бывают двух типов: в одних — полевые шпаты обломочного происхождения и примешиваются одновременно с зернами кварца, в других — например в мячковских известняках, кристаллы полевых шпатов образуются внутри известняка, в виде хорошо выраженных кристаллов. Судя по ряду современных работ, образование кристаллов полевых шпатов в карбонатных породах происходит значительно чаще, чем это можно было думать.

**Известняки с различными минералами** реже образуются в результате примеси обломочного материала и чаще в контактовых, особенно скарновых зонах.

**Сапропелитовые известняки** содержат примесь органического вещества неясного происхождения. Предполагается, что сапропелевая масса смешивалась с известковым осадком в момент его образования. Отличаются темным и черным цветом и неприятным запахом.

**Углистые известняки** — черные и темносерые, мажущие руки. Образуются в результате примешивания углистого вещества к известнякам (Донбасс) или вследствие обугливания первоначально битуминозного вещества в линзах и прослойках известняков, сопровождающих толщи грантолитовых сланцев, особенно сильно метаморфизованных (восточный склон Южного Урала, Тянь-Шань).

**Битуминозные известняки** относятся к двум типам — сингенетическим и эпигенетическим. В сингенетических известняках накопление органического вещества происходит одновременно с накоплением известкового ила; примером их могут служить битуминозные известняки доманика на Ухте и Урале. В эпигенетических известняках нефть концентрируется в порах и пустотах в результате последующей миграции, например в известняках нефтяных месторождений Второго Баку.

**Гипсонасные и соленоасные известняки** образуются в горько-соленых бассейнах путем одновременного накопле-

ния гипса, каменной соли и кальцита. Иногда гипсонасность и соленость наблюдается в пористых известняках в результате вторичных процессов.

Приведенные выше типы примесей наиболее распространенные, но далеко не исчерпывающие. Можно еще добавить плавиковые известняки, с примесью плавикового шпата и бокситовые известняки, заключающие отдельные включения и примазки бокситового вещества, передко придающие известнякам розовый и красноватый оттенки, а также различные известняки и мраморы, образующиеся при метаморфизме и заключающие различные минералы.

**Стадии уплотнения и метаморфизации.** Глинистый ил, уплотняясь, переходит в глину, затем в аргиллит и глинистый сланец; известковистый ил при уплотнении превращается в известняки; промежуточные стадии уплотнения не имеют твердо установленных названий. Чаще всего их называют мергелями, но это, конечно, неправильно. Распространены также названия «рухляки» и «меловидные рухляки». Мел также представляет промежуточную стадию уплотнения известкового ила в известняки, но он достаточно специфичен для того, чтобы сохранить особое название только за ним, как это и делают на практике.

Для стадии уплотнения известкового ила, соответствующей аргиллиту, наиболее целесообразно применять название «рухляк».

Следующая промежуточная стадия уплотнения — известковый песок, состоящий из зерен и обломков кальцита; он также не имеет названия. На территории СССР эта стадия уплотнения встречается редко и наиболее рационально применение для нее названия «рыхлый зернистый известняк». Тогда стадии уплотнения «известковый песчаник» будет соответствовать название «зернистый или средне- и крупнокристаллический известняк».

Известняковый галечник, уплотняясь, переходит в известняковые конгломераты и при высокой степени метаморфизации в конгломерато-видные известняки в том случае, если и цемент кальцитовый. Если же цемент не карбонатный, то известняковый конгломерат переходит в известняковый пуддинг.

**Классификация известняков.** Существует три источника для образования известняков: деятельность организмов, выделение химических осадков и разрушение более древних карбонатных пород. Соответственно наиболее просто деление известняков на три группы:

1. Органогенные
2. Обломочные
3. Химические

Типичные представители этих трех групп легко узнавать и обосновывать, но есть много разновидностей, классификация которых представляет затруднения. Примером может служить известняк, состоящий из скелетных образований, измельченных до такой степени, что самая принадлежность их к скелетным образованиям становится неясной; эти известняки с одипаковым основанием можно отнести и к органогенным, и к обломочным. Затем, когда химические известняки оседают на дне моря, их не отличить, особенно в ископаемом состоянии, от тонкозернистых илистых обломочных известняков. Наконец, для многих обломочных известняков, особенно средне- и тонкозернистых, доказать их обломочное происхождение невозможно. С другой стороны, весьма легко производить обоснование пресноводных и наземных известняков.

Поэтому более практична приведенная ниже схема подразделения известняков.

### СХЕМА КЛАССИФИКАЦИИ ИЗВЕСТНИКОВ

|                                      |                                     |
|--------------------------------------|-------------------------------------|
| <b>I. Морские и солоноватоводные</b> | <b>II. Пресноводные и наземные</b>  |
| Органогенные                         | Суспензионно-химические (осадочные) |
| Химические                           | Органогенные                        |
| Обломочные                           | Источниковые (туфовые)              |
| Эоловые, дюнные                      |                                     |

#### I. Морские и солоноватоводные известняки

Обособление морских и солоноватоводных известняков не представляет затруднений, особенно когда известна палеогеография бассейнов. Изоляция бассейна и обеднение его фауны за счет исчезновения типичных морских стеногалинных групп легко определяют его солоноватоводность.

**Органогенные известняки** характеризуются присутствием растений и скелетных образований животных; реже они состоят исключительно из одних целых скелетов, чаще — из целых скелетов и обломков их или из одних обломков. Поэтому нередко органогенные известняки имеют обломочную структуру. Очень часто к скелетам организмов и их обломкам примешивается грубо- или тонкокристаллический известковый материал неясного происхождения. Нередко присутствует примесь глинистого материала и более редко — песчаного и галечного.

**Химические известняки** разнообразны и недостаточно изучены. Несомненно химическое происхождение оолитовых известняков, но уже корковые известняки неотличимы от некоторых скелетных образований известковых водорослей. Еще труднее, иногда даже невозможно, обособление химических известняков, оседающих на дне моря в виде рыхлого осадка. Они, с одной стороны, неотличимы от известняков, выделяемых бактериями, а с другой — от тонкокристаллических обломочных известняков, оседающих в виде тончайшей мути.

**Обломочные известняки** образуются за счет накопления продуктов разрушения карбонатных пород, развитых на суше, примыкающей к морскому бассейну. Эти продукты разрушения можно подразделить так же, как и все обломочные породы, по величине обломков и зерен на известняковые брекчи и конгломераты, обособление которых даже при известковом цементе не вызывает затруднений, на известковые пески и алевриты, в которых обособление зерен от цемента уже гораздо труднее и, наконец, на известковые илы.

Известковые илы широко распространены на шельфе и менее — на континентальном склоне. Они образуются за счет трех источников: органогенного — тончайших обломков скелетных образований; химического — тонкокристаллических химических осадков; механического — обломочного ила. Обособление материала из каждого источника пока невозможно.

**Эоловые, дюнные известняки** включают в себя как обломочные, так и органогенные и химические (оолиты) разновидности. Они образуются в результате выдувания ветром на берег зерен кальцита и оолитов, мелких обломков и целых раковин. Продукты выдувания скапливаются в значительных массах и образуют прибрежные дюны, занимаю-

щие большие площади. Такие известняковые дюны широко развиты на коралловых островах, например они хорошо изучены на Бермудских островах и на побережье Аравии, но развиты они в умеренных областях, например по берегам Ирландии. Местами дюнные пески в значительной массе сложены раковинами фораминифер. Иногда известковый песок выдувается далеко на берег. По данным Эванса (Evans, 1900), в западной части Индостанского полуострова золовые пески образуют покровы известняков (*Junagorh limestone*), перекрывающих траппы Деккана.

В отложениях прошлого диагонально-слоистые, нередко оолитовые золовые известняки встречаются довольно часто. Они развиты, например в верхнепермских, цехштейновых известняках Приуралья.

## II. Пресноводные и наземные известняки

Эти известняки распространены значительно меньше, чем морские, но все же встречаются довольно часто среди континентальных отложений, например среди пустынных отложений и красноцветов. Иногда озера, в которых отлагаются известняки, простираются на десятки и даже сотни километров в длину, обусловливая соответствующие размеры площади их развития. Такие известняки, как известняки татарского яруса Среднего Поволжья, иногда принимали за морские. Происхождение их легко определяется нахождением пресноводной фауны, которую всегда удается найти после некоторых поисков.

Органогенные известняки, в противоположность морским, в типичной форме с преобладанием в породе скелетных образований и их обломков очень редки. Поэтому к ним обычно относят известняки, содержащие видимую фауну, независимо от ее количества. Это, конечно, неправильно.

Суспензионно-химические (осадочные) известняки и мергели резко преобладают. Они представляют собой тонкокристаллические хорошо слоистые породы, образующиеся как за счет оседания взвешенной в воде мути (сuspension), так и за счет выделения из раствора в виде химического осадка.

Источниковые (туфовые) известняки образуются путем осаждения из воды горячих и холодных источников. Они часто имеют туфовое строение и представляют собой типичные известковые туфы, но не всегда. Часто образуются типичные оолитовые, корковые, маточные известняки и иногда гажа.

К этой же группе относятся известняки сталактитов и сталагмитов и корковых образований пещер, а также кальцитовые и арагонитовые заполнения карстовых полостей.

Все упомянутые типы известняков будут более полно описаны в очерках соответствующих фаций. Там же будут описаны все основные разновидности органогенных известняков.

Петрографические признаки скелетных образований различных групп животных и растений изложены и изображены в курсах петрографии осадочных пород у А. Н. Заварицкого (1932), М. С. Швецова (1934), Л. В. Пустовалова (1940) и особенно полно в атласе карбонатных пород В. П. Маслова (1936) и Кайё (Cayeux, 1935).

Геологическое распространение. В архейскую эру животные и высшие растения отсутствовали или были лишены способности выделять известь. Соответственно часто громадные толщи известня-

ков и мраморов архейского возраста связаны с деятельностью бактерий или с химическими процессами, или с теми и другими вместе.

В альгонкскую эру и в кембрийском периоде на сцену выступают известковые водоросли и археоциаты (в кембрии). Значительные массы известняков образуются уже этими группами организмов. Но, несомненно, значительная часть немых известняков все еще имеет бактериальное или химическое происхождение.

Начиная с ордовика и позже, большая часть групп животных также начинает выделять известь, быстро занимая в образовании известняков первое место. Но большое значение имеют также водорослевые известняки, и нередки известняки бактериальные и химические. Механические известняки образуются непрерывно и однообразно в течение всех этих периодов, но никогда не играют большой роли.

Такое же соотношение наблюдается и в настоящее время. Скудость указаний на химические и бактериальные известняки объясняется трудностью выделения их из общей массы немых известняков.

Древнейшие археозойские известняки достигают громадной, во многие тысячи метров, мощности. По своему образованию они химические или бактериальные, или, еще вернее, и те и другие.

В протерозое впервые встречаются известняки, образованные многоклеточными организмами — известковыми водорослями. Но эти организмы еще весьма примитивны. Общая масса водорослевых известняков сравнительно невелика, и все еще преобладают известняки химические и бактериальные.

В кембрии в роли образующей известняки группы впервые выступают животные — археоциаты. Эти животные также еще примитивны и очень близки к некоторым известковым водорослям. Наряду с археоциатовыми, нередки известняки водорослевого и химического происхождения. Реже встречаются трилобитовые и брахиоподовые известняки.

Археоциатовые известняки — это массивные или неяснослойстые рифовые, светлые, розоватые, синеватые, разноцветные, темные породы. Реже археоциаты переполняют черные глинистые известняки. Археоциатовые известняки распространены по всему свету. В пределах СССР они широко развиты и встречены в Восточной Сибири, Минусинском крае, Кузбассе, Казахской степи, Средней Азии и на Урале.

Водорослевые известняки весьма своеобразны. Они образованы водорослью *Cryptozoon*, слагающей громадные, до метра в диаметре, концентрические слойстые шары, которые в виде конкреций переполняют породу. Возраст водорослевых известняков не всегда ясен. Иногда их относят к докембрию, например на северном побережье Кольского полуострова, иногда к кембрию, например в Кузнецком Алатау.

Трилобитовые известняки представляют собой светлые, серые и темные массивные плотные породы, местами переполненные трилобитами. Они тесно связаны с археоциатовыми рифами, являясь одной из их второстепенных фаций.

Более своеобразны темные, иногда черные, битуминозные, зернистые или глинистые, слойстые известняки, чаще всего немые и только местами переполненные микроскопическими в один-два миллиметра брахиоподами *Acrotreta*, *Acrothele*, *Kutorgina* и небольшими трилобитами, чаще всего *Agnostus*. Эти известняки, вероятно, представляют собой известковый ил, сильно обогащенный органическим веществом.

В ордовике балтийского типа, в частности, в Северо-западной области СССР, можно отметить ортоцератитовые и эхиносферитовые известняки. Они представляют собой, в сущности говоря, почти тождественные фации. Более древние (ортокератитовые) известняки отличаются большим развитием прямых наутилоидей — *Endoceras* и *Orthoceras*; более молодые — эхиносферитовые — характеризуются массовым присутствием цистоидей — *Echinospaerites* и являются примером эхинодерматовых известняков.

Обе эти фации представлены серыми и зеленовато-серыми глинистыми слоистыми известняками со значительным количеством зерен глауконита. Иногда они немые, иногда переполнены богатейшей и разнообразной фауной — трилобитами, брахиоподами, моллюсками, мшанками и др. Образовались они на дне довольно глубокого пролива, покрытого известковым, нередко уплотненным илом.

В верхах ордовика Азиатской части СССР нередки светлые кристаллические известняки с богатой брахиоподовой фауной, очень похожие на такие же отложения силура. Отличаются они нахождением ряда трилобитов — *Retopleurides*, *Sphaeroxochus* и др.

В силуре впервые мы встречаем почти полное развитие среднепалеозойских известняковых фаций. Широко развиты немые, в значительной части химические, известняки. Часто встречаются рифовые светлые, кристаллические, массивные известняки, то образующие громадные массивы, мощностью в сотни метров, например в Средней Азии, то утесы в десятки метров, например на Урале, в Средней Азии и в Казахской степи. В их образовании принимают участие главным образом известковые водоросли — строматопориды и табуляты. Нередки целентератовые слоистые известняки, обычно глинистые, темные. По преобладанию тех или других форм они носят названия строматопоровых, фавозитовых, хализитовых (с *Halysites*), амфиборовых (с *Amphipora*) и т. п.

Фораминиферовые известняки, как и раньше, отсутствуют.

Чаще всего встречаются брахиоподовые известняки, имеющие различные цвета и сложение — от светлых чистых, кристаллических до черных глинистых, слоистых. Они характеризуются преобладанием в фауне разнообразных брахиопод, с которыми всегда встречаются представители других групп — моллюсков, трилобитов, мшанок, кораллов, табулят и т. п. форм. Из отдельных фаций можно отметить светлые кристаллические маргиналиевые известняки, характеризующиеся нахождением *Atrypa marginalis*, а также темные и серые энкринуровые известняки с трилобитом *Encrinurus* и массой брахиопод.

Нередки наутилоидные слоистые, иногда глинистые известняки, фауна которых состоит из одних разнообразных наутилоидей или отличается их преобладанием.

Пелециподовые и гастроподовые известняки еще очень редки. Редки также и чистые трилобитовые известняки, характеризующиеся преобладанием или исключительным развитием трилобитов. Они обычно отличаются большой тонкозернистостью, тонкой слоистостью и малой мощностью (десятка сантиметров).

Широкое распространение имеют остракодовые известняки, светлые зернистые и темные глинистые, иногда переполненные остракодами, достигающими значительных размеров. Нередко встречаются и другие формы.

Мшанковые известняки редки.

Девонские известняки очень похожи на силурийские и представлены теми же типами.

Своеобразной особенностью является значительное развитие гониатитовых известняков разнообразного цвета, но всегда слоистых, тонкозернистых и небольшой мощности, измеряющейся несколькими метрами, а иногда и десятками сантиметров. Эти известняки по руководящей форме называются афиллитовыми, анарцестовыми, меннеровыми, мантикоцеровыми, хейлоцеровыми, климениевыми и т. п. Чаще встречаются мшанковые известняки, особенно глинистые, слоистые, разновидности.

Из отдельных фаций можно отметить нижнедевонские герцинские известняки — светлые и белые, чистые, зернистые, кристаллические, нередко энкриптивные известняки, ясно или неясно слоистые, мощностью в десятки метров. Фауна очень богатая и разнообразная, преимущественно брахиоподовая, но много также моллюсков, трилобитов, кораллов, табулят, мшанок и других форм. Герцинские известняки — это типичные отложения открытого океана, но прибрежной области с глубинами в несколько десятков метров.

Колтубансkie или кубайдные известняки, по имени оз. Колтубан на Южном Урале, по условиям образования тождественны с герцинскими и соответственно тождественны по литологическому составу и общему составу фауны. Отличаются от них возрастом — верхнедевонские — и, следовательно, видовым составом фауны.

Нижнекаменноугольные известняки в общем такие же, как девонские и силурийские; в них также преобладают брахиоподовые и коралловые фации. Общий процесс развития органического мира вызывает развитие фаций и появление ряда особенностей. Для нижнего карбона такими особенностями будут: первое появление фораминиферовых, еще сравнительно глубоководных известняков, и появление продуктусовых известняков, образующих передко типичные банки. Значительно реже встречаются трилобитовые и наутилоидные отложения.

В верхнем палеозое — среднем и верхнем карбоне и перми — основным и весьма крупным изменением является массовое развитие фузулиновых и швагериновых известняков. В верхнепалеозойских типах эти фации являются одними из наиболее распространенных.

В эту эпоху широко развиты брахиоподовые и коралловые известняки. Трилобитовые и наутилоидные исчезают совершенно, но распространяются гастроподовые, в частности, беллерофоновые известняки. Они характеризуются массовым нахождением *Bellerophon*.

В открытых морях нередки рифовые и онкоидные известняки обычного типа, образованные известковыми водорослями, строматопороидами, фораминиферами и ругозами. В замкнутых опресненных бассейнах типа русского и германского цехштейновых морей образуются холмообразные мшанковые рифы. Для этих бассейнов специфичен и цехштейн — мягкие, плотные глинистые слоистые известняки с богатой, но однообразной солоноватоводной фауной.

Для триаса, юры и нижнего мела снова характерен новый, мезозойский комплекс фаций. Для него типично преобладание аммонитовых известняков и отсутствие фораминиферовых.

Попрежнему обычны водорослевые и целентератовые известняки. Среди них широко развиты рифовые, различающиеся мощностью и неясной слоистостью. С ними реже встречаются и слоистые разновидности. Рифовые известняки приурочены к Средиземноморской геосинклинали. Среди них можно отметить тирольские триасовые доломиты, крымские

юрские массивы Чатыр-Дага и Яйлы и массивы верхнеюрских известняков Кавказа, Таджикистана и Памира.

С мезозойскими рифами тесно связаны широко распространенные своеобразные рудистовые известняки, также неясно-слоистые или массивные, переполненные большими толстостенными прирастающими пелециподами — рудистами. Среди рудистовых фаций можно отметить следующие: верхнеюрские дицерасовые известняки с *Diceras*, нижнемеловые ургонские известняки с *Requienia* и верхнемеловые гиппуритовые с *Hippurites* и *Radiolites*.

Редки губковые рифовые известняки, образованные главным образом губками.

Наиболее характерны и разнообразны аммонитовые известняки, обычно слоистые чистые глинистые и кремнистые, самой различной мощности. Они образовывались из известкового ила и песка на самых различных глубинах, начиная от зоны прибоя и кончая глубинами в сотни и тысячи метров.

Широко распространены и разнообразны пелециподовые и гастроподовые известняки-ракушняки. Из них своеобразны устричные банки. Брахиоподовые и энкринитовые известняки развиты, но редки. Все чаще и чаще появляются эхиноидные и довольно часто, особенно в юре, встречаются оолитовые железистые известняки.

Верхнемеловые известняки носят промежуточный характер между мезозойскими и кенозойскими. С одной стороны, в них нередки характерные мезозойские аммонитовые и рудистовые известняки и мергели, а с другой — встречаются уже кенозойские фораминиферовые фации. Среди последних особенно характерен писчий мел и мергели с нуммулитидами.

Кенозойский комплекс известняков снова резко отличен. Для него особенно характерно появление фораминиферовых нуммулитовых прибрежных известняков, обычных в Крыму, на Кавказе, Мангишлаке и доходящих до берегов Азала. Широко развиты и разнообразны ракушняки как прибрежные, так и сравнительно глубоководные. Совершенно отсутствуют аммонитовые и рудистовые разновидности. Попрежнему широко и повсюду распространены водорослевые известняки.

В южных морях непрерывно растут коралловые рифы самой разнообразной мощности и, следовательно, возраста. С ними нередко связаны эхиноидные известняки с многочисленными неправильными морскими ежами.

В солоноватоводных неогеновых морях нередки мшанковые рифы, имеющие вид холмов и утесов, лежащих среди глинисто-песчаных толщ.

Наконец, современные известняки обладают всеми особенностями кенозойских известняков.

### Доломиты

**Общая характеристика.** Доломиты встречаются реже известняков, но все же достаточно часто и нередко в специфических палеогеографических условиях.

В своем распространении они тесно связаны с известняками и представлены теми же типами, но в распространении, условиях образования, значениях отдельных типов существуют устойчивые и существенные отличия. Например для известняков характерно региональное, обширное распространение, обусловленное связью их с открытыми морями; для

доломитов характерно локальное распространение обособленными площадями, что определяется связью их с обособленными водоемами — лагунами, лиманами, изолированными морями, большими озерами. Далее, известняки образуются в воде с нормальной соленостью; доломиты же — обычно в бассейнах с пониженной или повышенной соленостью. Вторичные известняки, образующиеся в результате замещения первичных известняков из водных растворов, почти неизвестны; вторичные же доломиты обычны.

**Условия образования.** Доломиты широко распространены в морских и лагунных отложениях. Обстоятельная сводка по доломитам дана в монографии Твенхофела (1936). Он различает следующие типы доломитов: 1) пласти, 2) прослои, 3) доломитизированные коралловые рифы, 4) доломитизированные оолиты, 5) пятнистые известняки, 6) гнезда и пучки доломита в известняках, 7) доломиты, переходящие по простианию в известняки.

Мощность пластовых доломитов весьма значительна, колебляясь от нескольких метров до нескольких сотен метров, например мощность саткинских доломитов на западном склоне Южного Урала.

Прослои доломита в известняках обычно небольшой мощности. Интересно, что они иногда не совпадают с плоскостью напластования и внезапно прекращаются, продолжаясь уже известняками.

В рифовых известняках доломитизация нередко достигает больших размеров, например в триасовых доломитах Тироля.

Нередко нацело доломитизированы толщи оолитов.

Частичная доломитизация известняков в виде отдельных пятен, гнезд или полос встречается очень часто, например в верхнедевонских фаменских известняках Подмосковного бассейна.

Несмотря на распространенность всех этих типов доломитов, условия их образования далеко не выяснены. Существует много теорий, которые можно сгруппировать следующим образом: 1) теории первичного отложения — химическое отложение, органическое отложение, обломочное отложение; 2) теории замещения — замещение морскими водами, замещение грунтовыми водами, пневматолитическое замещение; 3) теории выщелачивания — выщелачивание подземными водами; выщелачивание морской водой.

Почти полное отсутствие доломитов среди современных морских осадков указывает на малое значение непосредственного осаждения на дне открытого моря. С другой стороны, громадные толщи доломитов, связанных с бассейнами, имевшими нормальную, пониженную или повышенную соленость, указывают на иную картину. Вероятно, в бассейнах с ненормальной соленостью происходило непосредственное осаждение больших толщ доломитов. Примеры таких доломитов известны в силурийских отложениях Эстонии и Северной Америки. Возможно, такого же происхождения саткинские доломиты Урала. Часть этих доломитов образовалась при опреснении бассейна и не сопровождается солями. Другая часть связана с горько-солеными бассейнами и сопровождается гипсом и каменной солью. Доломиты последнего типа распространены в кунгурских отложениях Приуралья.

Значение животных в образовании доломитов далеко не выяснено. Большинство скелетных образований содержит небольшое количество магнезии, но в некоторых случаях, например в известковых водорослях, кораллах и фораминиферах, количество магнезии весьма значительно. Так как эти группы пользуются максимальным развитием, то вполне

вероятно выделение магнезии из их скелетных образований. Возможно, что таким образом возникли доломитизированные известняки фаменского яруса Подмосковного бассейна, образовавшиеся за счет разрушения строматопоридей и, вероятно, известковых водорослей.

Нет сомнения, что в образовании пятнистых, слоистых и полосчатых доломитов большую роль играли процессы вторичного замещения кальцита и процессы просачивания в уже уплотнившийся осадок.

Таким образом, можно сказать, что процессы образования доломитов весьма различны. Поэтому нельзя объяснить образование всех их типов одним и тем же способом, а в каждом отдельном случае необходимо производить тщательный анализ с учетом всех особенностей как самого доломита, так и окружающих отложений.

Сопоставляя данные, можно сказать, что главная масса доломитов отлагается на дне бассейнов с ненормальной соленостью — лагун и заливов — в виде химического осадка. На втором месте стоят вторичные доломиты, образованные деятельностью подземных вод. Третье место занимают или доломиты, образованные животными и известковыми водорослями, или химические, отложившиеся на дне открытого моря и заключающие в себе нормальную морскую фауну. Остальные их генетические типы играют второстепенную роль и встречаются значительно реже. Для многих доломитов генезис не может считаться выясненным окончательно.

**Свойства доломитов.** Разнообразие условий образования определяет такое же разнообразие их свойств.

Теоретический состав: 30.4% CaO; 21.9% MgO; 47.7% CO<sub>2</sub> или 54.2% CaCO<sub>3</sub> и 45.8% MgCO<sub>3</sub>. Постоянные примеси, особенно кальцита, изменяют эти цифры. Из второстепенных примесей характерны, почти всегда присутствующие, кремнезем (1—10%), марганец (0.1—0.2%), сульфаты кальция и стронция, окислы железа.

Из минералов в состав доломитов входят гипс, ангидрит, целестин, флюорит, каменная соль. Они образуют характерный сингенетический комплекс, наиболее типично выраженный у химических доломитов горько-соленых бассейнов. Своеобразны ратовкит (коллоидальная разновидность флюорита) и палыгорскит, нередко сопровождающие доломитовые толщи.

Структуры доломитов близки к структурам известняков. Значительно меньше развиты органогенные и гораздо чаще встречаются ясно кристаллические структуры; зерна различной величины придают доломитам характерный для них искрящийся излом. Нередки очень тонкозернистые разновидности, обладающие фарфоровидной структурой и совершенным раковистым изломом.

Цвет почти никогда не бывает чистым белым, он чаще всего светлый, характерного желтовато-серого или коричневато-серого оттенка, особенно распространенного и характерного для морских доломитов. Нередки серые и стально-серые цвета, например девонских и силурийских доломитов Прибалтики. Химическим пермским доломитам свойственны мягкие светлые, голубоватые, розовые, синеватые, фиолетовые, красноватые, зеленоватые оттенки, возможно, обусловленные присутствием марганцевых соединений.

Весьма существенная особенность доломитов заключается в их повышенной пористости, иногда переходящей даже в кавернозность; вследствие этого они нередко являются хорошими коллекторами для нефти и воды.

Вообще связь доломитов с битумами наблюдается очень часто и весьма характерна. Причина этой связи не вполне выяснена. В. Б. Татарский (1937, 1939) считает, что она является генетической и что доломиты возникают при воздействии аммиака, получающегося при разложении органического вещества. По его мнению, доломиты и битумы сингенетичны и находятся на месте отложения. Во всяком случае, теснейшая связь доломитов с битумами весьма характерна и заслуживает внимания и дальнейшего изучения.

Как известно, в известняках скелетные образования и их обломки весьма обычны. В доломитах они встречаются значительно реже и почти никогда не являются породообразующими. В химических доломитах и доломитах перекристаллизации они отсутствуют.

Вторичная доломитизация представляет своеобразное явление, встречающееся не часто. Ранее некоторые исследователи считали даже, что все доломиты являются вторичными, но исследования последних лет показали широкое распространение первичных доломитов. Условия образования ряда доломитов до сих пор остаются невыясненными.

Вторичная доломитизация происходит в результате циркуляции подземных вод, насыщенных солями магния. При этом часть кальцита в известняках замещается магнием, и образуются доломиты. Очертания образующихся доломитовых тел обычно неправильно округленные в виде пятен различных размеров. Иногда доломитовые тела достигают десятков метров в поперечнике и образуют значительные массивы.

Неясным остается образование некоторых доломитовых толщ мощностью до 400—500 м, простирающихся на сотни километров, например фаменские доломиты западного склона Южного Урала. Это однородная толща однообразных коричневато-серых толстослоистых среднекристаллических доломитов. Фауна в них встречается редко, она концентрируется в отдельных небольших прослоях и состоит из брахиопод, гастropод, пелеципод, ругоз и строматопорид, однообразных по видовому составу, но встречающихся в больших количествах. Эти доломиты одинаково могут быть первичными, органогенно-химическими и вторичными. Поразительное однообразие таких мощных толщ, сравнительно хорошая сохранность фауны, отсутствие следов селективного замещения, так характерных для вторичных доломитов, указывают на первичное их происхождение.

Вторичная доломитизация сопровождается изменениями первичных особенностей известняков: изменяется их окраска на коричневатую, слоистость становится неясной или исчезает, изменяется кристаллическая структура, остатки животных исчезают, иногда полностью, иногда частично.

Циркуляция подземных вод вызывает не только замещение, но и растворение известняков. Вследствие этого в слоях доломита нередко наблюдается местная раздробленность, вызывающая образование своеобразных доломитовых брекчий.

Реже происходит обратное явление, и первичные доломиты замещаются известняками.

Условия образования доломитов рассматриваются в работах Б. П. Кротова (1925), Кайё (Cayeux, 1935), Ван Тюйла (Van Tuyl, 1914), Линка (Linck, 1937), Юнга (Young, 1933) и Штейдтманна (Steidtmann, 1911, 1917).

Образование доломитов в современных морях описано Филиппи (Philippi, 1907) и в работах, посвященных Большой Багамской банке, Блэка (Black) и Филда (Field), приведенных в списке литературы по бактериальным и химическим известнякам.

Связь доломитов с изверженными породами освещается Хьюиттом (Hewett, 1928).

Пятна доломита в девонских известняках Канады описаны Билсом (Beales, 1953).

**Классификация.** Для доломитов можно принять ту же схему классификации, что и для известняков. Однако значение и распространение отдельных типов доломитов будет иным; кроме того, выделена новая группа — вторичные доломиты.

### СХЕМА КЛАССИФИКАЦИИ ДОЛОМИТОВ

|                                     |                              |
|-------------------------------------|------------------------------|
| I. Морские                          | III. Пресноводные и наземные |
| Органогенные                        | Осадочно-пластовые           |
| Химические                          | Источниковые                 |
| Механические, обломочные            |                              |
| II. Солоноватоводные и соленоводные | IV. Вторичные                |
| Органогенные                        | Местные                      |
| Химические                          | Региональные                 |
|                                     | Жильные                      |

#### I. Морские доломиты

Морские доломиты встречаются реже известняков, но местами образуют значительные толщи. Наибольшим распространением они пользуются в протерозое, но и в палеозое образуют мощные толщи. Определяются по нахождению в них типичной морской фауны и по залеганию среди морских отложений.

Органогенные доломиты сравнительно редки и распределяются на две группы. В первой группе источником доломита служат доломитовые скелетные образования, например известковых водорослей, некоторых кораллов, фораминифер, строматопоридей и других. Такие доломиты встречаются не часто и редко достигают большой мощности. Вторая группа отличается тем, что в доломитовой кристаллической массе, большой мощности и протяжения, сравнительно редко присутствуют раковины брахиопод, гастропод, пелеципод и другой обычной морской фауны, и в таком количестве, что они явно не могут дать материала для образования почти немых доломитовых толщ мощностью иногда в несколько сотен метров. Образование этой группы не вполне ясно.

Химические доломиты распространены среди морских отложений значительно больше, чем это думали раньше. Среди них встречаются оолитовые, корковые и пластовые разновидности. Особенно широко развиты они в протерозое.

Механические, обломочные доломиты редки, но все же известны несомненные случаи их образования в современных осадках в виде конгломератов, песков и илов, отлагающихся у крутых берегов, разрушающихся прибоем и сложенных древними доломитами.

## II. Солоноватоводные и соленоводные доломиты

Если в морских доломитах роль организмов как породообразующего элемента невелика, то в солоноватоводных бассейнах она ничтожна, а в горько-соленых — равна нулю. Неизвестны и обломочные доломиты. На первое место выдвигаются химические доломиты.

Органогенные доломиты соленоводные, сложенные, в основном, скелетными образованиями, в природе не встречаются, а солоноватоводные, с остатками фауны, — редки. К ним можно отнести например доломиты казанского яруса Самарской Луки.

Химические доломиты, наоборот, широко распространены как в солоноватоводных, так и в горько-соленых бассейнах. В последних они чередуются с пластами гипса. Преобладают обычные тонко- или среднекристаллические осадки, но нередки и оолитовые разности.

## III. Пресноводные и наземные доломиты

Эти доломиты встречаются реже, чем пресноводные и наземные известняки, но все же распространены достаточно широко. Наиболее часто они связаны с известняками.

Осадочно-пластовые доломиты образуются на дне озер и входят в состав карбонатных озерных отложений, переслаиваясь с известняками и известковистыми глинами.

Образование доломитов в современную эпоху описано Н. М. Страховым (1945) и Д. Г. Сапожниковым (1951) для оз. Балхаш.

Источниковые доломиты образуются совместно с известняками в виде оолитов, корок и натеков в результате деятельности источников.

## IV. Вторичные доломиты

Если для известняков вторичное образование пока неизвестно (вероятно потому, что не изучено), то для доломитов оно имеет большое значение. Не так давно существовало мнение, что все доломиты вторичные. Сейчас, несомненно, доказано существование первичных доломитов, но все же распространение вторичных доломитов значительно.

Местные доломиты обладают местным развитием, и размеры их масс весьма различны, начиная от небольших пятен, диаметром до немногих метров, и кончая массивами во много десятков метров. Очертания пятен и массивов хорошо видны; обычно они неправильно округленные, не считаются со слоистостью, не связаны с трещинами, поверхностями напластования и карстовыми полостями как подводящими каналами.

Региональные доломиты заслуживают внимания, но пока мало изучены. Если вторичная доломитизация захватывает площади в десятки метров в поперечнике, то с таким же успехом она может захватывать площади в сотни метров, в километры и десятки, а может быть, и сотни километров. Соответственно велика может быть и мощность доломитизируемых известняков. Пока несомненные примеры такой региональной доломитизации неизвестны, но существование ее возможно.

Жильные доломиты обнаруживают ясную связь с трещинами, плоскостями напластования и другими каналами циркуляции под-

земных вод. Они образуют жильные тела с неясными очертаниями, неправильной формы.

Блэк (Hatch and Rastall, 1938) указал, что образование местных и региональных вторичных доломитов происходило вскоре после образования известняков, когда они обладали еще сплошной пористостью, и предложил для них название, правда очень длинное, «пенеконтемпоренных» (*penecontemporaneus*), что в переводе обозначает «почти современные». Образование же жильных доломитов он предложил называть «субсеквентным» (в переводе — «последующим»), или «жильным». Обоснование этих двух типов вторичной доломитизации вполне рационально.

#### Примеры ископаемых доломитов

Примером доломитов, отложившихся в виде химического осадка на дне опресненных лагун, могут служить саткинские доломиты Южного Урала. Они залегают среди континентально-лагунных отложений нижнедевонского и силурийского возраста. Покрываются и подстилаются они немыми кварцитовидными песчаниками и глинистыми сланцами.

Распространение их ограничено — западный склон Южного Урала, где они занимают довольно большие, но обособленные площади длиной в несколько десятков километров. Мощность их значительная, она изме-

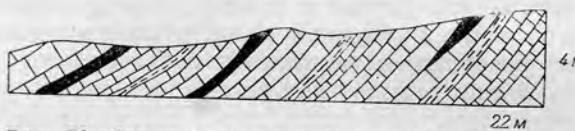


Рис. 70. Саткинские доломиты с прослойями глинистых сланцев и диабазов (черные).

ряется сотнями метров. Вся толща правильно слоиста. Сложена она серыми и темными доломитизированными известняками и доломитами с тонкими прослойями глинистых, иногда углистых сланцев и инъекциями диабазов (рис. 70). Вся толща саткинских доломитов отличается однородностью, тонкозернистостью, правильной слоистостью и отсутствием органических остатков. Последнее объясняется тем, что опресненные бассейны нижнедевонского и верхнесилурийского возраста были почти безжизненны.

Весьма большим распространением доломиты пользуются в пермских отложениях СССР. Это стоит в тесной связи с ненормальной соленостью пермских бассейнов и их мелководностью. Многочисленные, нередко очень большие, опресненные и горько-соленые лагуны и заливы, многочисленные отмели в связи с тропическим климатом были исключительно благоприятны для образования доломитов и других химических осадков — гипсов, известняков, каменной и калийных солей и т. п. Соответственно с этим доломито-гипсонасные толщи распространены в пермских отложениях всей Европейской части СССР. Они выходят в Соликамском районе, в Северо-западной области, в Илецком районе и в прикаспийских степях, обнаружены буровой скважиной в Казани и, наконец, слагают значительную часть известняково-доломитового массива Самарской Луки. В последнем районе доломиты детально описаны М. Э. Ноинским (1905, 1913).

По его мнению, «пермские и пермо-карбоновые отложения Самарской Луки сложены первичными доломитами, которые местами замещены вторичными известняками; напротив, в каменноугольных отложениях первичные доломиты редки и приурочены лишь к верхним горизонтам толщи, доминирующую же роль играют первичные известняки, во многих случаях замещенные вторичными доломитами».

«Относительно условий и способа возникновения первичных доломитов Самарской Луки я могу сказать пока лишь очень немногое. Во всяком случае образование их не имело здесь никакого отношения к коралловым постройкам, так как никаких следов таковых ни в пермо-карбоне, ни в перми Луки мне не удалось обнаружить, да и вообще в русских пермских и пермо-карбоновых образованиях кораллы представляют большую редкость. Напротив, отмеченная выше связь между первичными доломитами Луки и залежами гипса не подлежит сомнению. Там, где в пермо-карбоне и перми Луки, мы находим многочисленные залежи гипса и ангидрита, развиты почти исключительно первичные доломиты, и, наоборот, в каменноугольных отложениях, абсолютно лишенных гипса, первичные доломиты очень редки и встречаются исключительно в верхах толщи».

«Таким образом я думаю, что не будет большой ошибки сказать в общей форме, что возникновение первичных доломитов Самарской Луки стояло в теснейшей связи с повышенной или по крайней мере временно повышенной концентрацией солей в породившем их бассейне. В главе о распределении пермо-карбоновой фауны я пришел, между прочим, к выводу, что обособление бассейна Самарской Луки в пермо-карбоновое время и связанное с этим обособлением повышение солености вод, если не имело еще места, то во всяком случае подготовлялось уже в конце карбона. И вот соответственно этому мы видим, что в верхних горизонтах карбона встречаются доломиты, которые можно рассматривать как первичные».

«Что касается вторичных известняков и доломитов Самарской Луки, то, вообще говоря, нужно думать, что они являются результатом воздействия на первичные доломиты и известняки при различных условиях давления, температуры и пр. тех или иных водных растворов, циркулирующих и циркулировавших когда-то в этих породах. Однако ближайший химический характер этих процессов остается еще далеко неясным, и на основании имеющихся в моем распоряжении данных я могу говорить о них лишь предположительно».

В верхнепермских отложениях Самарской Луки М. Э. Ноинский выделяет следующие разновидности доломитов.

**Плотные доломиты.** Очень похожи на плотные каменноугольные известняки, т. е. без химического анализа часто невозможно сказать, имеешь ли дело с известняком или доломитом. За доломитовую природу их говорит определенно лишь характер сохранения органических остатков. Последние никогда не сохраняют своих раковин и представлены почти исключительно ядрами и отпечатками или же в более редких случаях отливами из кремнезема и известкового шпата. Затем, доломиты значительно мягче известняков. Цвет белый или серый, иногда желтоватый.

Два основных типа: плотные доломиты с шероховатым изломом и плотные доломиты с гладким, иногда слегка занозистым или раковистым изломом. В первом типе много *Productus cancri*, а во втором — иногда масса гастропод и пелеципод. Последние указывают уже на опреснение бассейна.

**Ноздреватые и каверионные доломиты.** Сохраняя микроструктуру плотных доломитов, отличаются присутствием в массе породы многочисленных ямок и более крупных полостей (каверн), поверхности которых окрашены окислами железа в желтый цвет. Происхождение этих полостей, возможно, связано с растворением раньше заполнившего их гипса. Образование этого типа доломитов

в горько-соленых бассейнах подтверждается и редкостью в них органических остатков.

**Землистые или лущистые доломиты.** Главнейшие особенности их обусловлены присутствием многочисленных мелких, иногда микроскопически малых полостей. Вследствие этого отдельные группы доломитовых зернышек, имеющих также ничтожную величину, оказываются несплошно связанными друг с другом и легко отделяются при черчении иголкой или даже ногтем. Твердость таких доломитов невелика, они сильно маляют, при ударе легко рассыпаются и сильно пылят. Органические остатки редки. Особенно характерно нахождение проблематической водоросли *Rhaeophycus insignis*, указывающее на незначительную глубину образования.

**Оолитовые доломиты.** Чрезвычайно широко распространены. Пересякаясь с плотными и землистыми разностями, они слагают значительные толщи, причем местами образуют небольшие прослой, местами являются преобладающей

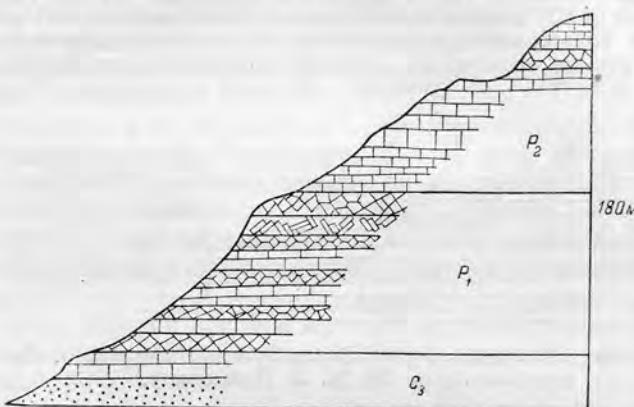


Рис. 71. Разрез Белой горы в Жигулях.  $C_3$  — вторичные доломиты;  $P_1$  — первичные доломиты, переслаивающиеся с гипсами; вверху пласт брекчевидного известняка;  $P_2$  — доломиты и гипсы. М. Э. Ноинский, 1913.

породой. Оолитовые доломиты по простиранию очень часто переходят в другие разности доломитов, причем этот переход довольно постепенный.

Среди оолитовых доломитов выделяют «отрицательные оолиты», у которых отдельные оолитины почти растворены, и «крупнитчатые оолиты», у которых оолитины потеряли внутреннюю структуру и имеют вид округленных зерен.

Оолитовые доломиты в общем богаты окаменелостями, особенно гастропод и пелепицопод; брахиоподы редки. Но в общем состав фауны указывает на образование оолитовых доломитов в береговой зоне нормального открытого солоноватоводного бассейна типа современного Каспийского моря.

**Марказитовые доломиты.** Очень редкая, интересная разновидность. Очень плотный и твердый доломит темносерого или синевато-серого цвета с гладким изломом. Под микроскопом видно, что масса породы проникнута мельчайшими марказитовыми сростками, придающими породе твердость и цвет. М. Э. Ноинский считает марказит вторичным образованием. Вряд ли это правильно, так как марказит равномерно распределен по всей породе в виде мельчайших зерен. Скорее образование марказита связано с заражением сероводородом доломитового ила во время его отложения на дне обособленной лагуны.

В нижнепермских (пермо-карбоновых) толщах доломиты также являются первичными, но уже более тесно связанными с гипсами и ангидритами. Вероятно, они отлагались в горько-соленых лагунах или, вернее, заливах. Последнее более правильно, так как гипсоносные толщи постепенно по направлению к западу переходят в толщи совершенно не гипсоносные. Общая мощность доломито-гипсоносной толщи достигает 50 м (рис. 71).

Среди разновидностей доломитов преобладают, описанные раньше, те же, что и в пермских отложениях, плотные доломиты, кавернозные доломиты, землистые или песчаниковидные доломиты. Последние отличаются от землистых более крупными

зернами, придающими им вид песчаников. Полости кавернозных доломитов нередко выполнены гипсами.

**Брекчиевые доломиты.** Своебразная разновидность, представляющая собой обычные плотные доломиты, раздробленные на угловатые обломки, вновь склеенные известково-доломитовым цементом. По мнению М. Э. Ноинского (1905), они образуются при растворении залегающих ниже гипсов. При опускании лежащих выше доломитов они раздробляются и принимают брекчиевидное строение. Непонятно только, почему происходит однородное раздробление всей массы доломита на мелкие, а не на большие куски.

Первичные доломиты нередко постепенно переходят во вторичные крупнокристаллические доломитизированные известняки и даже чистые кристаллические известняки. Переход совершается под влиянием циркулирующих вод, измененные участки имеют вид неправильных полос и пятен значительных размеров (рис. 72).

Свообразнее доломиты из верхнекаменноугольной толщи Самарской Луки. М. Э. Ноинский (1913) считает их в основной массе вторичными, образовавшимися из известняков. Только некоторые землистые разности из самых верхних горизонтов являются первичными. Вторичные доломиты по простирации постепенно переходят в нормальные известняки. В громадных карьерах на Царевом кургане видно, как

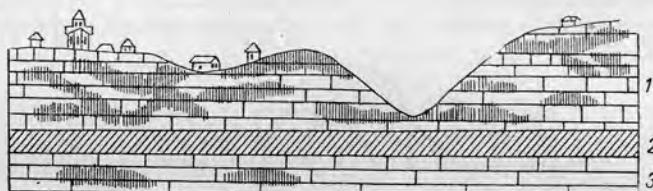


Рис. 72. Разрез берега Волги у села Печерского, Самарская Лука. По М. Э. Ноинскому, 1913.

1 — белые и серые оолитовые доломиты, местами измененные;  
— синеватый, окремнелый доломит; 3 — плотный доломит,  
местами оолитовый или перекристаллизованный.

типичные фузулиновые известняки на расстоянии в несколько метров по простиранию переходят в типичные ноздреватые, дырчатые доломиты с пустотами от фузулинов. Вторичные доломиты М. Э. Ноинский (1913) выделяет в особую группу доломитов явно кристаллического сложения.

**Сахаровидные доломиты.** Наиболее распространенный тип вторичных доломитов. Кристаллическое сахаровидное сложение их зависит от того, что вся порода состоит из мелких ромбоэдрических зерен. Границы ромбоэдров и дают блеск. Цвет породы белый и серый, реже желтоватый. Окаменелости чрезвычайно редки и чаще всего представлены пустотами от фузулинов. Ясно слоисты.

**Сливные доломиты.** Так же ясно кристаллические, но зерна значительно меньше и равномернее. По твердости не уступают мраморам. Цвет серый и темносерый. Залегают слоями или пятнами среди типичных сахаровидных. Встречаются довольно редко.

**Песчаниковидные доломиты.** Характеризуются рыхлой ячеистой структурой. По внешнему виду очень напоминают песчаники. Цвет желтоватый, буроватый или темносерый. Вероятно, представляют собой продукты выветривания сахаровидных доломитов.

**Доломитовая мука и песок.** Конечный результат выветривания сахаровидных (песчаниковидных) доломитов. Рыхлые скопления, залегающие гнездами среди сахаровидных или песчаниковидных доломитов. Цвет белый или желтоватый. Описаны Н. В. Родионовым (1949).

Кроме вторичных доломитов, в карбоне, особенно в верхних горизонтах, встречаются и первичные доломиты, подобные пермским.

### Мергели

Мергелем называется мягкая глинисто-известковая порода, представляющая собой продукт первой стадии уплотнения глинисто-известкового ила. При дальнейшем уплотнении мергели переходят в глинистые известняки. Если содержание в мергеле извести, глинозема и кремнезема таково,

что удовлетворяет требованиям, предъявляемым к нему при изготовлении гидравлического или портланд-цемента, то такой уплотненный мергель называют «гидравлическим известняком» или «цементным камнем».

Для изготовления портланд-цемента используют, кроме мергеля, глинисто-известковый ил, например ил, добываемый в эстуарии Темзы.

С. Г. Вишняков (1933) в классификации карбонатных пород относит к мергелю породу с содержанием  $\text{CaCO}_3$  от 50 до 75% и глины от 25 до 50%. Породу с содержанием  $\text{CaCO}_3$  от 25 до 50% и глины от 50 до 75% он называет глинистым мергелем. На практике такое детальное расчленение применяется редко. Обычно выделяют только известняк, мергели или глинистые известняки и глины или глинистые сланцы. С. Г. Вишняков (1933) указал также, что доломит с примесью глинистого материала образует доломитовый мергель или глинистый доломит.

Выделяют три типа мергелей: пресноводный, солоноватоводный (мергель эстуариев) и морской.

Пресноводный мергель слагает главную часть известковистых озерных осадков. Он серого, белого или желтоватого цвета, реже — красноватого от окислов железа. Образуется на дне озер с минимальным количеством приноса терригенного материала и с большим количеством растений. Кальцит выделяется в виде химического осадка, инкрustаций на растениях, плодоношений *Chara* и раковин пресноводных моллюсков.

Солоноватоводный мергель образуется в виде известкового ила на дне эстуариев, заливов, лагун и лиманов, например на дне эстуария Темзы.

Морской мергель образуется в тех участках, где к известковому илу нередко примешивается глинистый материал. Поэтому среди ископаемых морских отложений мергели и глинистые известняки, получающиеся в результате их уплотнения, встречаются довольно часто.

Данные по доломитам приведены в работах Г. Н. Бушинского (1947), Н. М. Страхова (1944, 1945), В. Б. Татарского (1937, 1939), Дэвиса (Davis, 1901, 1903), Норса (North, 1930) и других.

### КРЕМНИСТЫЕ ПОРОДЫ

Эти породы широко распространены, весьма разнообразны, встречаются как в морских и солоноватоводных, так и в пресноводных и наземных отложениях. Они бывают первичными и вторичными. Интересно, что генетические типы кремнистых отложений очень близки к генетическим типам карбонатных пород. Основные типы, включая первичные и вторичные, буквально повторяют друг друга.

Минералы кремнистых пород изменчивы и разнообразны; среди них выделены три основных типа: опал, халцедон и кварц.

Опал — коллоидная форма кремнезема с различным содержанием воды, обычно между 3—9%. Твердость и удельный вес зависят от содержания воды. Растворяется легче, чем другие минералы кремнезема, особенно в щелочных водах. Слагает кремневые скелетные образования.

Халцедон — скрытокристаллические или волокнистые формы кремнезема, слагающие основную массу кремнистых пород; они весьма различны и изменчивы.

Кварц (горный хрусталь) — кристаллическая форма кремнезема, в выделениях встречающаяся сравнительно редко. Обычен в изверженных и обломочных породах.

Кремнистые породы не все имеют установленные названия.

**Диатомит**, диатомовая земля, диатомовый ил — различные стадии уплотнения осадка, в основном, состоящего из скелетных образований диатомовых водорослей, живущих как в морях, так и озерах; например, в состав ахалцихского диатомита входит 72% диатомей и их обломков и 28% зерен кварца с редкими зернами глауконита. Цвет породы белый и серый; она прилипает к языку и по внешнему виду не отличима от трепела. Иначе ее называют еще «инфузорной землей».

**Трепел** (от города Триполи в Африке), или **кизельгур**, кремневая мука, полировальная земля, по внешнему виду тождествен с диатомитом, но под микроскопом легко отличается тем, что состоит не из диатомей, а из микроскопических шариков опала; кроме них встречаются остатки микроорганизмов. Раньше считали, что трепел и диатомит одно и то же и что опаловые шарики образуются из диатомей. Сейчас более распространено мнение, поддерживаемое Тарром (Tarr, 1917) и Твенхофелом (1936), а также Л. В. Пустоваловым (1940), что опаловые шарики представляют собой уплотнившийся кремневый коллоидный осадок и не связаны с диатомиями.

**Радиолярит**, радиоляриевая земля и радиоляриевый ил — различные степени уплотнения осадка, состоящего, в основном, из радиолярий и их обломков или содержащего их в большом количестве. Встречаются только в современных морских отложениях и очень редко в ископаемом виде. Иногда к радиоляритам относят яшмы, кремнистые сланцы, содержащие редкие раковинки радиолярий; это, конечно, неправильно, так как радиолярии не имеют никакого отношения к образованию этих пород.

**Спонголит** состоит, в основном, из спикул кремневых губок и встречается в морских и пресноводных отложениях, особенно часто в меловых отложениях, но нередко в кремнистых сланцах и другого возраста, в частности, каменноугольного. Кроме спикул кремневых губок, в состав спонголитов входят: тонкокристаллический кремневый материал, шарики опала, зерна глауконита и остатки другой микрофауны. Эта порода детально описана Я. В. Самойловым (1925), Л. С. Либровичем (1929) и В. П. Петелиным (1954), а также Кайё (Сауэх, 1929).

**Кремнистый сланец** — наиболее распространенная кремнистая порода, состоящая из тонкокристаллической халцедоновой массы, среди которой изредка встречаются остатки спикул губок, диатомей, радиолярий и других пелагических форм, например фораминифер, гонiatитов и аммоний, птеропод, граптолитов. Остатки организмов никогда не служат породообразующим элементом. Цвет породы разнообразный, чаще темный, серый, красноватый, зеленоватый. Слоистость ясная, реже толстая, чаще тонкая. Занимаемая площадь и мощность обычно небольшие, но иногда весьма значительные (мощность достигает нескольких сотен метров).

Эти же породы английские и американские геологи называют «роговиками» — «chert». Блэк (Hatch and Rastall, 1938), желая обосновать кремнистые сланцы от роговиков, неправильно назвал их радиоляритами. Л. В. Пустовалов (1940) склонен называть их яшмами или яшмовидными породами. Эта неустойчивость в названии самой распространенной кремнистой породы очень характерна и отражает неясность ее происхождения. Принимая название «кремнистый сланец», мы тем самым признаем его образование в виде аморфного или тонкокристаллического осадка почти без участия остатков организмов.

**Яшма** — это метаморфизованный кремнистый сланец, потерявший способность раскалываться по плоскостям напластования. Кремнистые сланцы можно было бы назвать яшмами, если бы только для яшм не было характерным отсутствие слоистости, столь ярко выраженной у первых. У кремнистых сланцев и яшм такое же взаимоотношение, как у глинистых сланцев и филлитов, однако никто не называет глинистые сланцы филлитами.

**Лидит** — черные и темносерые яшмы с глинисто-кремнистым цементом, проникнутым мелкодисперсным углистым веществом. Лидит — французское название, не употребляющееся английскими и американскими геологами. Это сравнительно редкая порода.

**Фтанит** — яшмовидная черная порода, характеризующаяся значительной примесью дисперсного графита и небольшой примесью глинистого материала. Возможно, представляет собой дальнейшее изменение лидита с переходом углистого вещества в графит. Примером служат докембрийские фтаниты Бретани.

**Джаспилит** — яшмовидная темная порода, тонко переслаивающаяся с осадочными железными рудами. Кремневое вещество сильно изменено и перешло в тонкокристаллический кварц, поэтому породу иногда называют железистым кварцитом. Интересны приуроченность джаспилита к протерозою и широкое его распространение: Кривой Рог, Урал (Тараташ), Енисейский кряж, Казахская степь, Малый Хинган, Верхнее озеро (США).

**Джаспероид** — такая же яшмовидная порода среднепалеозойского возраста, но переслаивающаяся с рудами цинка и свинца. Эта порода найдена в штате Миссури (Missouri). Описана в работе Кокса, Дина и Готтшалка (Cox, Dean, Gottschalk, 1916) и Дина (1918).

**Опока** — плотная кремнистая порода, иногда называемая кремнистой глиной, с раковистым изломом, легкая, прилипающая к языку. В свежем состоянии темная и плотная, в выветрелом — светлая и пористая. По данным Я. В. Самойлова (Самойлов и Рожкова, 1925), типичная опока содержит в среднем 90% мельчайших округлых телец опала, скрепленных опаловым цементом, 5.5% зерен кварца и полевых шпатов, 1.2% кремневых организмов и 1.2% глауконита. В менее типичных образцах количество обломочного материала и органических остатков увеличивается и опал начинает играть роль цемента. Соответственно уменьшается твердость и плотность породы.

Интересно распространение опок. Они довольно часто встречаются в палеогеновых и верхнемеловых отложениях Южного Урала, Поволжья, Германии и Франции, где называются «gaize» («гэз»). В других отложениях они отсутствуют.

**Флинклей** из верхнедевонских отложений Западного Урала по внешним признакам тождествен с опокой и представляет собой такую же плотную кремнистую глину, с раковистым изломом, светлых сероватых и розоватых тонов, нередко с бобовым или микроолитовым строением. Содержание кремнезема достигает 40—50% и более, несколько меньше глинозема — 30—40%. Такие флинклей являются переходом от пород типа опок и яшм к настоящим глинам.

**Кремни** встречаются в виде конкреций. Иногда количество их настолько велико, что они становятся породообразующими. Особенно много их в известняках и белом мелу.

**Новакулит** — разновидность кремнистых сланцев, по внешнему виду напоминающая тонкозернистый песчаник.

Гейзерит и кремнистые накипи представляют собой натечные туфоподобные, то более пористые, то более плотные корковидные образования с содержанием кремнезема 50—93%. Выделяются не только из вод гейзеров, но и из холодных вод, насыщенных кремнеземом, в пустынных условиях.

Роговик — порода различного состава, превращенная в кремнистую породу в результате воздействия изверженных пород (контактового метаморфизма). Зона ороговикования бывает различной мощности, и по ее краю роговики постепенно переходят в неизмененные породы. В роговики превращаются многие ксенолиты.

Английские и американские геологи нередко все кремнистые породы неорганического происхождения объединяют под названием «chert». В русском переводе курса Твенхофела (1936) это название переведено как «роговик». Это неправильно: в русском языке «роговик» имеет более узкое значение, и слово «chert» лучше было бы перевести как «кремнистая порода», что более близко к его смыслу.

Вторичный кварц, вторичный кремень — так называют осадочные и изверженные породы, претерпевшие поверхностное окремнение и полностью или частично замещенные кремнеземом.

Стадии уплотнения и метаморфизаций отмечались рядом исследователей, в частности Л. В. Пустоваловым (1940). Надо подчеркнуть, что эти изменения выражаются в обезвоживании минералов и тождественны с теми изменениями, которые в недавнее время установлены для глинозема.

Когда первично осадившийся на дне бассейна кремнезем переходит в плотный осадок, он уплотняется в микроскопические опаловые шарики, типично выраженные в опоках и трепелах палеогенового и верхнемелового возраста. Иногда опаловые шарики сохраняются и в более древних мезозойских отложениях, но уже в палеозойских отложениях, захваченных варисцийской и каледонской складчатостью, опал отсутствует и заменяется халцедоном, у которого количество конституционной воды резко сокращено. Наконец, в докембрийских фтанитах и джаспилитах эти остатки воды отсутствуют, и кремнезем принимает безводную форму (кварц).

Аналогичные изменения существуют для глинозема. Наиболее молодые и наименее измененные породы содержат гидрагиллит — трехгидратную форму глинозема. В отложениях, захваченных складчатостью, глинозем представлен только диаспором — моногидратной формой, и наконец, породы, претерпевшие наибольшие изменения, содержат нааждак и корунд — безводные формы глинозема.

Классификация кремнистых пород разработана сравнительно слабо. Имеется по существу только одна схема, предложенная Кайё (1929). Предлагаемая ниже схема построена по областям образования.

#### СХЕМА КЛАССИФИКАЦИИ КРЕМНИСТЫХ ПОРОД

##### I. Морские и лагунные

Органогенные  
Химические  
Смешанные

##### II. Пресноводные

Озерные

##### III. Наземные

Источниковые  
Подземных вод

##### IV. Вторичные

Контактовые  
Инфильтрационные  
Конкремионные

### I. Морские и лагунные

Резко преобладают. Дегидратизируются в связи с метаморфизацией (возрастом). Илы переходят в земли, земли — в трепел, трепел — в кремнистые сланцы и яшмы, а последние — в кварцитовые породы типа джаспилитов и фтанитов.

Органогенные породы довольно однообразны, соответственно породообразующим группам, которых всего три: диатомеи, радиолярии и спикулы губок. Поэтому известны всего три разновидности илов, три разновидности земель и три разновидности пород: диатомиты, радиоляриты и спонголиты. Органогенные породы в чистом виде редки; обычно в них присутствует значительное количество неорганического материала.

Химические кремнистые породы тоже в чистом виде редки, например трепела и опоки. Сюда же относятся флинтклей, джаспилит, фтанит, джаспероид.

Смешанные кремнистые породы — это породы одновременно химического, органогенного и, возможно, обломочного (кремневая муть) характера и такого состава, что обособление этих составных частей невозможно. Смешанные породы наиболее распространены и достигают иногда очень большой мощности, в сотни метров. Образуются на самых различных глубинах морских и солоноватоводных бассейнов. Своеобразны псевдоабиссальные диатомиты и радиоляриты.

### II. Пресноводные

Озерные кремнистые породы обычно представлены диатомитом, но есть ряд указаний на выделение кремнезема из пресных вод в виде химического осадка. Пресноводные кремнистые сланцы мало известны.

### III. Наземные

Источниковые кремнистые породы образуются в результате деятельности горячих источников. Чаще всего это гейзерит — пористые туфовые образования; реже — плотные твердые корки. Несомненно участие кремнезема в образовании оолитов, в которых он чаще всего слагает отдельные концентрические кольца, реже — весь оолит.

Кремнистые породы подземных вод обычны и разнообразны, начиная от тончайших прожилков и кончая кварцевыми стенами мощностью до 10—15 м и гигантскими жеодами, имеющими метры в поперечнике.

### IV. Вторичные

Контактовые кремнистые породы представлены роговиками, слагающими контактные зоны изверженных пород и ксенолиты, в них заключенные. Широко распространены.

Инфильтрационные кремнистые породы представлены вторичными кварцитами, образование которых связано с поднятиями капиллярных вод, обогащенных кремнеземом, к поверхности пород, особенно интенсивными в пустынных и полупустынных зонах.

Конкремионные кремнистые породы представлены кремнями, образующими отдельные конкреции и целые прослои конкреций, иногда сливающихся друг с другом. Детальнее они описаны в разделе о конкрециях, на стр. 119.

Неясен вопрос о возможности образования вторичных кремнистых пород локального, регионального и трещинного типов. Скорее всего на него надо ответить отрицательно, так как в известняковых толщах окремнелые пятна и участки, подобные доломитовым, неизвестны. Возможность трещинного замещения более вероятна, но примеры его неизвестны.

Отсутствуют указания на локальное окремнение глинистых и песчаных толщ. Неясно образование некоторых молодых кварцитов, например третичных кварцитов Мугоджар и Кара-Тау. Скорее всего, и эти кварциты относятся к типу инфильтрационных.

Известны случаи образования кварцитов путем регенерации зерен кварца в песчаниках. Источник кремнезема, нараставшего на зернах кварца, неясен.

**Условия образования.** Условиям образования кремнистых пород посвящена интересная и детальная сводка, составленная Тарром и Твенхофелем (Твенхофел, 1936). Кроме того, аналогичные сводки приведены в курсах Л. В. Пустовалова (1940) и М. С. Швёцова (1934), в работах Е. В. Рожковой (1945), Я. В. Самойлова (1925), А. Д. Архангельского (1936), Кайё (Сауэх, 1929), Хайнда (Hind, 1885) и других.

**Распространение кремнистых отложений.** Количество кремнезема, ежегодно приносимого реками в море, достигает 319 170 000 т; количество извести, приносимой таким же образом, — 557 670 000 т. Одно сравнение показывает, какое громадное значение имеет кремнезем в образовании осадочных отложений. Почти полное отсутствие кремнезема в морской воде указывает, что весь кремнезем выделяется. Организмы перерабатывают небольшую часть его. Остальная, большая, часть кремнезема оседает из морской воды. Таким образом и где происходит это осаждение, до сих пор точно не установлено.

Несмотря на то, что кремнистые отложения развиты в отложениях всех периодов, по всему свету и громадными толщами, до сих пор их образование нередко вызывает споры.

Сначала считали, что они вулканического происхождения; в последней половине прошлого века и в начале текущего кремнистые отложения относили к органическим. Исследования же последних двух десятилетий все более и более подтверждают неорганическое, вероятно химическое их происхождение. Возможно и большое участие бактерий всех образований.

Среди современных отложений наибольшее количество кремнезема заключено в радиоляриевом и диатомовом илах. Эти отложения наибольшего развития достигают на больших глубинах абиссальной зоны, но встречаются в заливах и лагунах в прибрежной зоне, на небольшой глубине. Некоторое количество кремнезема заключено в отложениях, содержащих спикулы кремневых губок. Количество спикул обычно не превышает двух-трех процентов всей породы.

В отложениях прошлого преобладают кремнистые сланцы. Мощность их различна: от свит в несколько десятков метров они доходят до колоссальных толщ, мощностью во много сотен метров, а иногда и свыше километра, как например в верхнепалеозойских отложениях Австралии.

Кремнистые сланцы и яшмы переслаиваются с грубозернистыми осадками — песками, граувакками и конгломератами и переходят в них по простирации. Фациальный характер отложений, заключающих в себе кремнистые сланцы, указывает на их теснейшую связь с сушей. Иногда кремнистые сланцы развиты в типичных лагунных отложениях. Протя-

женность их сравнительно невелика, максимум — несколько сотен километров.

Глубоководные, абиссальные, радиоляриевые и диатомовые осадки неизвестны, за исключением радиоляриевых третичных земель Барбадоса и одного или двух других примеров.

Второй тип кремнистых осадков — это кремневые стяжения и конкреции. Они всегда встречаются в значительных количествах, прослойками в толщах, иногда большой мощности и на большом протяжении. Почти всегда они носят региональный характер. Интересно, что свиты одного и того же возраста в различных местностях то содержат большое количество стяжений кремнезема, то совершенно лишены их. При этом характер осадков и фауны во всех случаях один и тот же.

Кремневые стяжения светлых, серых и желтоватых цветов называются кремнями, темного и черного цвета — роговиками. Последние обычно связаны с писчим мелом и мелоподобными породами. Кремни встречаются в известняках, доломитах и мергелях.

Кремни резко обособляются от окружающей породы, реже — постепенно переходят в нее. Нередко они заключают в себе остатки организмов великолепной сохранности.

Третий тип регионального окремнения связан с поверхностным, вторичным окремнением некоторых свит, преимущественно известняков. Такие окремнелые известняки широко развиты среди верхнетурнейских известняков Киргизской степи. Окремнению подверглись верхние части низких известняковых массивов и холмов, иногда весьма значительных размеров. Окремнение достигает высокой степени, так что вся известь замещается кремнеземом. Фауна сохраняется в виде ядер и отпечатков, но со всеми деталями скульптуры. В соседних районах те же известняки не носят никаких следов окремнения. Окремнелые массивы окружаются или соприкасаются с толщами эфузивов и туфов.

Условия образования кремнистых отложений. Общепринято, что кремнистые сланцы являются мелководными отложениями, образовавшимися в бассейнах типа замкнутых заливов, лагун, обособленных проливов и т. п. Второе положение, также довольно бесспорное, что главная масса кремнезема произошла не из скелетных образований радиолярий или спикул кремневых губок. Но откуда взялась она и каким образом произошло ее накопление, точно неизвестно.

Наиболее вероятны три источника.

1. Кремнезем образовался в мелководных бассейнах тропической области вследствие химических процессов, вызвавших оседание кремнезема из пресных или полупресных вод, приносившихся реками, или же непосредственно из морской воды, аналогично оседанию химических известняков и доломитов. Подобные кремнистые сланцы будут типичными химическими осадками.

2. Появление кремнезема в осадке связано с вулканическими продуктами — лавами, туфами и пеплами. Эти продукты, растворяясь в морской воде, и дают значительные массы кремнезема, который, примешиваясь к нормальным морским осадкам, делает их кремнистыми. Отрицать подобный путь получения кремнезема нельзя. В ряде случаев он установлен несомненно. Но с другой стороны так же несомненно, что он не является универсальным, и можно привести ряд примеров образования кремнистых сланцев без участия вулканических продуктов.

3. Источником кремнезема могут быть кремневые скелетные образования животных — радиолярий и кремневых губок и растений — диато-

мей. Правда, в большинстве случаев их недостаточно для того, чтобы образовать мощные толщи чистых кремнистых сланцев. Но в некоторых случаях кремневые организмы накапливаются в значительных количествах и в результате своего растворения и проникновения в массу осадка могут сделать его в большей или меньшей степени кремнистым.

В ряде случаев диатомеи скапливаются в таких количествах, что образуют целые пласти диатомита, но площадь и мощность таких пластов сравнительно невелики.

Суммируя, можно сказать, что генезис кремнистых сланцев и яшм может быть весьма разнообразным, но основные толщи, протягивающиеся на десятки и сотни километров и достигающие мощности в сотни метров, являются химическими осадками.

Анализ происхождения большинства толщ кремнистых сланцев показал, что они представляют собой прибрежные мелководные образования, чаще всего связанные с отмелями, лагунами и заливами. Но в настоящее время происходит образование радиоляриевого и диатомового илов на больших глубинах. Нет сомнения, что и раньше происходили подобные процессы и образовывались глубоководные кремнистые сланцы, но выделение их из слоев земной коры — дело будущего.

Основные признаки глубоководных кремнистых сланцев: 1) залегание среди глубоководных отложений; 2) небольшая мощность — от десятков сантиметров до немногих метров; 3) громадное распространение.

Условия образования кремневых стяжений и конкреций нередко неясны и вызывают большие споры. Твенхофел (1936) выделяет по условиям образования следующие типы кремней:

А) образовавшиеся после уплотнения заключающих пород — эпигенетические кремни;

Б) образовавшиеся одновременно с накоплением заключающих пород сингенетичные кремни первого типа;

С) образовавшиеся внутри накапливающегося материала, но перед или во время уплотнения, сингенетичные кремни второго типа.

Эпигенетические кремни пользуются очень малым распространением. К ним относятся некоторые конкреции, окремнелые куски древесины и т. п.

Образование сингенетичных кремней первого типа связывалось с выделением кремнезема организмами или с выделением кремнезема в результате неорганических процессов в виде желатинообразной массы. Первая точка зрения, согласно которой кремнезем в виде конкреций выделяется организмами в момент образования осадка, в настоящее время оставлена, так как она не объясняет, почему кремневые стяжения так резко обособлены от остальной массы осадка. Не объясняет этого и вторая точка зрения, согласно которой кремневые стяжения оседают одновременно с окружающим осадком в виде желатинообразной массы; это мнение также устарело.

Наибольшее распространение получило воззрение, считающее кремни сингенетичными, но образовавшимися перед или во время уплотнения уже накопившейся породы. Эта теория объясняет образование кремней как результат перераспределения в жидкой или полужидкой массе частиц осадка и кремнезема и скопления частиц кремнезема в определенных участках пласта. Происходящий при этом процесс очень сложен и с нашей житейской точки зрения мало понятен, но тем не менее он происходит и в значительно больших масштабах, чем можно предполагать. Движения частиц при этом процессе аналогичны движениям, происходящим в рас-

творах при диффузии. Вначале в общей массе осадка все частицы распределены беспорядочно и случайно. Затем начинаются движения частиц кремнезема, притягивающих друг к другу и образующих постепенно растущие конкреции. В конце все частицы кремнезема стягиваются вместе, образуя ряд конкреций неправильной округленной формы. Таким образом лучше всего объясняется образование кремневых конкреций в известняках. В глинах кремневые конкреции отсутствуют, вероятно вследствие того, что глинистый ил слишком вязок и плотен и не допускает перераспределения частиц кремнезема.

Кремневые стяжения описаны Г. И. Теодоровичем (1935, 1941), Дином (Dean, 1918), Фаулером (Fowler, 1934) и Вилсоном (Wilson, 1939).

Весьма трудно объяснить образование регионального поверхностного окремнения. Примером его может служить поверхностное окремнение Казахской степи. Рельеф Казахской степи — мелкосопочник, т. е. не-

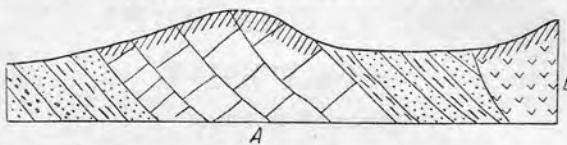


Рис. 73. Поверхностное окремнение известняков  
A и эфузивов B.

большие округленные горки и холмы возвышаются среди плоских широких долин и впадин. Эти горки и холмы сложены разнообразными изверженными и осадочными отложениями. И во многих районах эти горки и холмы подвергаются поверхностному окремнению. Окремнение идет неглубоко: от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров, реже больше. В результате известняковые холмы в верхней части превращаются в кремень, а песчаники и изверженные породы — во вторичные кварциты (рис. 73).

Образование поверхностного окремнения, в частности хотя бы известнякового, пока еще не объяснено.

Где, когда и благодаря каким агентам произошло замещение чистого кальцита не менее чистым кремнеземом на громадных площадях, сказать трудно. Объяснить это деятельностью подземных вод также очень трудно, так как распределение окремнения не связано с распространением подземных вод. Но что еще могло быть агентом замещения и в каких условиях оно происходило, пока неизвестно. Интересна связь зон окремнения с рельефом местности. Весьма вероятна большая роль в окремнении атмосферных вод. Возможно частичное участие и подземных вод.

Процессы окремнения и вообще образования кремнистых отложений еще далеко не изучены и представляют для будущей работы геологов много благодарного.

Поверхностное окремнение описано в работах казахстанских геологов, в частности Н. Г. Кассина. Из иностранных исследователей можно назвать Лейта (Leith, 1925).

## Г л а в а V

### ФОРМАЦИЯ МОРЯ

#### ОБЩИЕ ПОНЯТИЯ

##### Рельеф и зоны

Морское дно делится на три зоны: а) шельф с глубинами от 0 до 200—400 м; б) континентальный склон — от 200 до 2000—3000 м; в) ложа мирового океана — от 2000 до 10 000 м.

Эти зоны Ог (1908) называет соответственно литоральной, батиальной и абиссальной.

О площади распространения различных глубин дает представление табл. 10.

Таблица 10  
Площади распространения различных глубин

| Глубины в м    | Площадь распространения данной глубины в млн кв. км |                                | То же в процентах ко всей площади морского дна |                                |
|----------------|---|--------------------------------|--|--------------------------------|
|                | Крюммелль (1907—1911)                               | Коссина (1921)<br>Кюнен (1950) | Крюммелль (1907—1911)                          | Коссина (1921)<br>Кюнен (1950) |
| От 0 до 200    | 30.6  | 27.5                           | 8.4  | 7.6                            |
| » 200 » 2000   | 34.45   | 30.7                           | 9.3  | 8.5                            |
| » 2000 » 3000  | 36.45   | 24.5                           | 9.9  | 6.8                            |
| » 3000 » 4000  | 79.01   | 70.7                           | 21.7   | 19.6                           |
| » 4000 » 5000  | 112.72  | 119.1                          | 30.8   | 33.0                           |
| » 5000 » 10000 | 72.26   | 88.6                           | 19.9   | 24.5                           |
|                | 365.49  | 361.1                          | 100.0  | 100.0                          |

Сравнение цифр, полученных в 1907, 1921 и в 1950 гг., показывает их большое сходство, что подтверждает их близость к действительным данным. Интересно, что по данным Коссина (Kossina, 1921), более обоснованным наблюдениями, площади шельфа и континентального склона оказались меньше, а площади ложа мирового океана — больше.

Площадь шельфа, литоральной зоны, составляет всего 7.6—8.4% всей площади морского дна. Площадь континентального склона, батиальной зоны — всего 15.3%. Площадь ложа мирового океана, абиссальной зоны, — 77.1% (по старым данным — 72.4%).

Казалось, естественно было бы ожидать подобного соотношения и в бассейнах прошлого. Но, что весьма интересно, в них мы наблюдаем как раз обратную картину. Осадки абиссальной зоны, вместо того чтобы резко преобладать, почти совершенно отсутствуют. Осадки батиальной зоны распространены мало. Осадки же шельфа пользуются подавляющим распространением. Это обратное соотношение объясняют малой изученностью и трудностью выделения абиссальных осадков в ископаемом состоянии.

Для сравнения приводим характеристику основных элементов топографии Земли (табл. 11).

Таблица 11

**Топография Земли  
(по Кюнену, 1950)**

|   |  |
|---|--|
| Площадь Земли 510 млн км <sup>2</sup>                 | Средняя высота суши + 875 м                      |
| » суши 149 » »  | » глубина моря — 3800 »                          |
| » моря 361 » »  | » уровень земной коры — 2430 »                   |
| Отношение площади суши — к площа-<br>ди моря 1 : 2.43 | Количество воды в морях 1370 млн км <sup>3</sup> |
| Высочайшая гора 8800 м                                | Количество воды льда на земле 22 » »             |
|   | Количество воды в реках<br>и озерах 0.13 » »     |

Из таблицы ясно видно резкое преобладание моря над сушей. Это преобладание отчетливо выражено и в отложениях прошлого.

Знание условий накопления осадков в современных морях, так называемой геологии моря, имеет важное значение для познания отложений прошлого. Первая монография по геологии моря принадлежит советскому океанологу-геологу М. В. Кленовой (1948). Почти одновременно появилась работа американского ученого Шипарда «Геология моря» (Shepard, 1948<sup>1</sup>), а через два года большая монография голландского геолога Кюнена (Kuenen, 1950). Все эти работы содержат весьма интересные материалы, дополняющие друг друга, но для нас особенно ценна монография М. В. Кленовой (1948), содержащая обильный материал по морям СССР и методические установки; последнее особенно важно, так как помогает правильно понять многие явления.

Описание основных физико-географических особенностей океана дано в следующих монографиях и курсах: Ю. М. Шокальский (1917), Мартони (1939), Андре (Andrée, 1920, 1925), Буркар (Bourcart, 1938, 1952), Дэли (Daly, 1942), Флеминг и Ривилл (Fleming and Revelle, 1939), Мэррей и Хорт (Murray and Hjort, 1912), Рух (Rouch, 1943, 1948), Россел и Ионг (Russel and Yonge, 1944), Свердруп, Джонсон и Флеминг (Sverdrup, Johnson, Fleming, 1942), Тулэ (Thoulet, 1922). Литература дана в сводке «National Research Council» (1932).

### Шельф

Для наименования этой зоны было предложено несколько названий. Крюммель (Krümmel, 1907—1911) предложил название «континентальный шельф», Ю. М. Шокальский — «континентальная отмель», Л. С. Берг — «мелководье», предлагалось также название «континентальная ступень». Последнее название служит наиболее точным переводом, так как буквальный перевод слова «shelf» значит полка, ступень. В дальнейшем мы будем употреблять термин шельф без всяких дополнений.

<sup>1</sup> Работа Шипарда переведена на русский язык и издана в 1951 г.

Распространение шельфа. Шельф окаймляет материки и архипелаги островов в виде узкой полосы, то расширяющейся, то почти исчезающей (рис. 74).

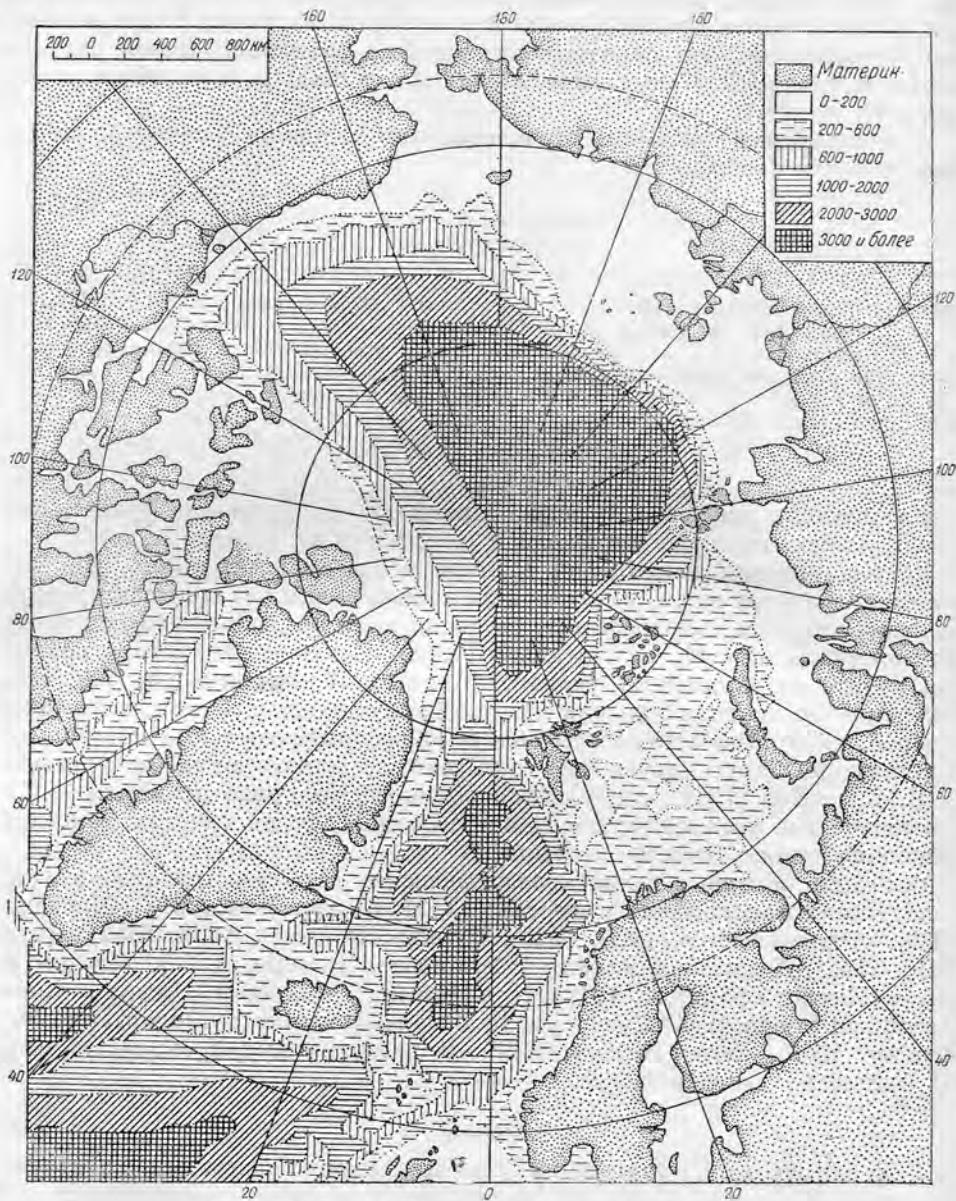


Рис. 74. Шельф Северного Ледовитого океана.

Обычная ширина шельфа 60—70 км. Наибольшие размеры она имеет у северных берегов Сибири, достигая 600 км. Весьма значительные размеры шельфа у северного и восточного побережьев Северной Америки, вдоль восточного берега Южной Америки, у западного побережья Европы, вдоль западного берега Африки.

Наименьшие размеры шельф имеет у берегов, сложенных третичными складчатыми горными цепями. Иногда он совершенно отсутствует, и сразу от берега начинается континентальный склон. Такую картину мы наблюдаем вдоль западного побережья Северной и Южной Америки, у восточ-

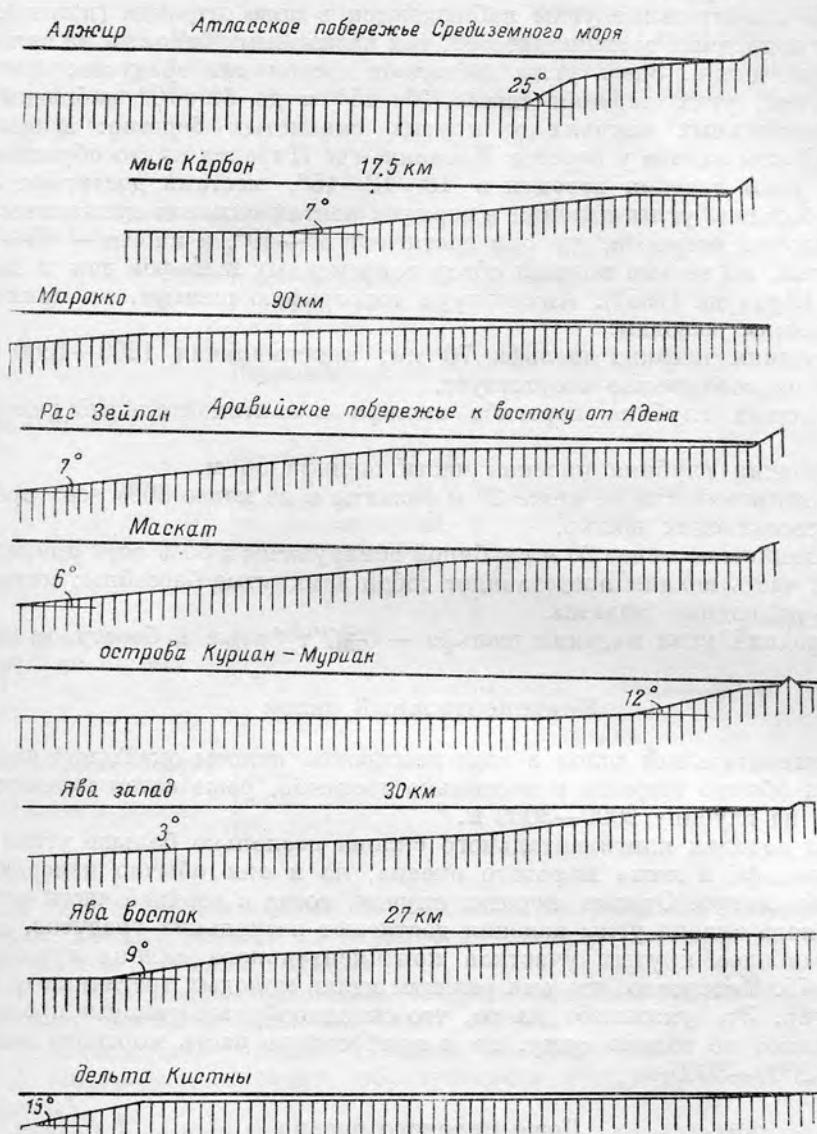


Рис. 75. Профили морского дна в областях со слабо развитым или отсутствующим шельфом.

ного берега Японии и Марианских островов, вдоль западного берега Австралии, у южного берега Аравии, по северному берегу Бискайского залива и т. д. Профили морского дна в областях этого типа приведены на рис. 75.

**Рельеф.** Как правило, морское дно никогда не бывает горизонтальным. В зоне шельфа в большинстве случаев углы падения измеряются несколькими десятками минут, редко встречаются углы падения в несколько градусов, и в исключительных случаях они достигают нескольких десятков градусов.

Более значительные углы наблюдаются в зоне штранда (пляжа), на склонах подводных возвышенностей, так называемых банок, и на склонах подводных долин. Здесь углы достигают нескольких градусов.

Наконец, углы падения свыше  $10-15^\circ$  и до  $60-70^\circ$  наблюдаются в исключительных случаях у крутых скалистых берегов: например в Бискайском заливе у берегов Испании, где Пиренеи круто обрываются в воду, углы падения нередки в  $10-12-15^\circ$ , местами достигают  $50^\circ$ . Весьма большие углы падения в верхних частях склонов вулканических и коралловых островов, где они достигают  $30-40^\circ$ , а иногда —  $60-70^\circ$ .

Сжатый, но весьма полный обзор современных шельфов дан в монографии Шипарда (1951). Анализируя топографию шельфа, он приходит к следующим выводам:

1. Средняя ширина шельфа 70 км; максимальная 1200—1300 км; местами он совершенно отсутствует.
2. Средняя глубина перегиба шельфа в континентальный склон — 115 м.
3. Средняя глубина плоской части шельфа 56 м.
4. Возвышенности не ниже 20 м развиты в не менее 60% всех профилей, пересекающих шельф.
5. Впадины не менее 20 м глубиной обнаружены в 35% всех профилей; большая часть впадин представляет собой замкнутые бассейны; меньшая часть — подводные долины.
6. Средний угол падения шельфа —  $0^\circ 07'$ ; ближе к берегу он более крутой.

### Континентальный склон

Континентальный склон в виде неширокой полосы окаймляет шельф, достигая обычно ширины в несколько десятков, реже сотен километров и уходя на глубину 2000—3000 м.

Углы падения континентального склона несколько больше углов падения шельфа и ложа мирового океана, но и они обычно измеряются десятками минут. Однако нередки случаи, когда в верхней части континентального склона углы падения достигают нескольких градусов. Профили наиболее крутых участков континентального склона приведены на рис. 75. Интересно, что они развиты вдоль молодых третичных складчатых гор. Это указывает на то, что складкообразовательные процессы захватывают не только сушу, но и прибрежную часть морского дна до глубин 2000—3000 м.

### Ложе мирового океана

Рельеф ложа мирового океана наиболее приближается к горизонтальному. Обычно углы падения измеряются секундами, реже достигают десятков минут. В исключительных случаях они достигают  $1-2^\circ$  на склонах океанических пучин.

Однообразие морского дна нарушают только вулканические и коралловые острова, возвышающиеся над морским дном в виде гигантских пирамид и массивов высотой от 5 до 9 км.

### КЛАССИФИКАЦИЯ МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Наиболее распространены две схемы классификации морских отложений. Первая схема составлена в 1891 г. Мэрреем и Ренаром (Muirau and Renard, 1891) в результате работ глубоководной океанографической экспедиции на корабле «Challenger», т. н. экспедиции Чэлленджера.

Экспедиция Чэлленджера — одна из крупнейших океанографических экспедиций, работавшая под руководством Мэррея в течение трех лет на морях всего света. Эта экспедиция дала исключительно важный и богатый материал (табл. 12).

Таблица 12

Схема классификации морских осадков Мэррея и Ренара

|  |  |                      |                     |
|--|--|----------------------|---------------------|
| Глубоководные осадки (глубже 200 м)                  | Красная глубоководная глина<br>Радиоляриевый ил<br>Диатомовый ил<br>Глобигериновый ил<br>Птероподовый ил | Глубоководные осадки | Пелагические осадки |
|  | Голубой (синий) ил<br>Красный ил<br>Зеленый ил<br>Вулканический ил<br>Коралловый ил                      |                      |                     |
| Осадки мелководья (от 0 до 200 м)                    | Гальки<br>Песок<br>Ил  |                      | Терригенные осадки  |
| Литоральные осадки (между уровнями прилива и отлива) | Скалы<br>Гальки<br>Песок<br>Ил   | Мелководные осадки   |                     |

В этой схеме проведены два принципа подразделения морских отложений. Первый основан на глубине отложения. По этому принципу выделены три большие группы:

1. Глубоководные осадки, к которым отнесены отложения континентального склона и ложа мирового океана.

2. Мелководные осадки — осадки шельфа.

3. Литоральные осадки, образующиеся между уровнями прилива и отлива.<sup>1</sup>

Второй принцип основан на источнике для образования осадков. По этому принципу выделены две группы:

1. Терригенные осадки, т. е. происшедшие от разрушения суши. Эта группа делится на три подгруппы: а) подгруппа отложений зоны прилива и отлива; выделены основные типы грунтов — скалы, гальки, песок и

<sup>1</sup> В настоящее время более распространено отнесение термина «литоральный» ко всему шельфу. И в настоящей работе в дальнейшем термин «литоральный» будет обозначать всю совокупность осадков шельфа.

ил; б) подгруппа отложений мелководья — шельфа, глубины 0—200 м; в ней выделены те же типы грунтов; в) подгруппа более глубоководных отложений, глубина 200—2000 м; в ней выделен ряд илов по окраске и происхождению: красный, голубой, зеленый, вулканический, коралловый.

2. Пелагические осадки, т. е. осадки открытого, удаленного от берега моря, не связанные с сушей.

Материал, из которого образуются пелагические осадки, весьма своеобразен и состоит:

1. Из скелетных образований микроскопических животных, живущих на поверхности океана во взвешенном состоянии, так называемого планктона. Скелетные образования животных и растений, входящих в состав планктона, после их смерти опускаются на морское дно и скапливаются там в громадных количествах. Менее распространены скелетные образования позвоночных: зубы акул и слуховые косточки китов; остальные кости все растворяются.

2. Из вулканического пепла и пыли. Большая часть вулканического пепла оседает вблизи вулканов, но некоторая часть уносится ветрами далеко в море.

3. Из космической пыли, т. е. микроскопических частиц, падающих на поверхность Земли из межпланетного пространства. Количество их ничтожно и в терригенных отложениях незаметно, но в пелагических осадках, вообще образующихся очень медленно, они играют значительную роль.

Вторая схема составлена одним из крупных океанографов Крюммелем и помещена в учебнике океанографии, изданном в 1907 г.

#### СХЕМА КЛАССИФИКАЦИИ МОРСКИХ ОСАДКОВ КРЮММЕЛЯ

1. Литоральные, или прибрежные осадки.
  - a. Осадки штранда (пляжа).
  - b. Осадки шельфа.
2. Гемипелагические осадки.
  - a. Синий и красный илы (включая и вулканический ил).
  - b. Зеленый ил и зеленый песок.
  - c. Известковый ил и песок.
3. Эупелагические осадки или удаленные от берега глубоководные отложения.
  - A. Эпипелагические осадки.
    - a. Известковые глубоководные илы.
      1. Глобигериновый ил.
      2. Птероподовый ил.
    - b. Кремнистые глубоководные илы.
      1. Диатомовый ил.
  - B. Абиссальные осадки.
    1. Красная глубоководная глина.
    2. Радиоляриевый ил.

Термин «литоральный» применен Крюммелем уже ко всей совокупности осадков шельфа. Осадки зоны прилива и отлива он называет осадками штранда. В русской литературе более распространен термин «пляж», однозначный со штрандом.

Литоральные и гемипелагические осадки Крюммель делит по величине обломков на камни, гальки, песок и ил и по образованию — на обломочные (кластические), вулканические, биогенные (органические), гальмогенные (химические) и ледниковые (гляциальные).

Гемипелагические или полупелагические осадки соответствуют глубоководным терригенным осадкам Мэррея и Ренара и представляют собой осадки континентального склона.

Термин «эпипелагический» предложен Крюммелем для абиссальных отложений, связанных с глубинами не выше 5000 м и часто залегающих на поднятиях и гребнях в середине океанов.

Название «эупелагический» обозначает собственно пелагический в отличие от полупелагических. Применение Крюммелем термина «гемипелагический» к осадкам континентального склона нерационально, так как они гораздо более связаны с сушей, чем с открытым, удаленным от берегов морем.

В дальнейшем изложении мы будем употреблять деление морских осадков на две группы и три подгруппы:

#### A. Терригенные осадки

1. Литоральные осадки, или осадки шельфа. Глубины 0—200—400 м.
2. Батиальные осадки, или осадки континентального склона. Глубины 200—3000 м.

Распространение терригенных осадков показано на карте (рис. 76).

#### B. Пелагические осадки

3. Абиссальные осадки, или осадки ложа мирового океана. Глубины 2000—10 000 м.

Недостатки схем классификации Мэррея и Ренара (1891), Крюммеля (1907), Ривилла (1945), Свердрупа и Флеминга (1946) детально рассмотрены в работе М. В. Кленовой (1954).

М. В. Кленова предложила новую схему классификации.

Эта схема, безусловно, представляет значительный шаг вперед, особенно для петрографии осадочных пород, но у нее есть крупный недостаток. Осадки оторваны от условий образования и рассматриваются независимо от той среды, в которой они образовались. Это вносит ряд существенных неясностей. Например глобигериновый ил лагун атоллов и глубоководный глобигериновый ил попадают в одно подразделение, хотя условия их образования не имеют ничего общего. В подразделение «обломочный песок» включаются пески пляжа, дна проливов, континентального склона, эолово-морские пески и ряд других разновидностей, резко отличных по условиям образования.

Схему, предложенную М. В. Кленовой (1954), надо назвать механической, или литологической, но отнюдь не генетической. Она очень полезна для литологических целей, но недостаточна для палеогеографии. Поэтому в дальнейшем будет принято подразделение морских осадков, предложенное мною выше.

Карта грунтов моря, составленная М. В. Кленовой (1952), обладает теми же достоинствами и недостатками, так как построена только на литологических признаках. Подобные крупномасштабные карты удобны для составления, но не отражают всего разнообразия осадков моря и прежде всего условий их образования.

Схемы Мэррея—Ренара и Крюммеля обладают крупным недостатком с точки зрения палеогеографии: недостаточным детальным расчленением литоральных отложений, наиболее распространенных в отложениях прошлого. Для устранения этого недостатка мною предложена следующая схема подразделения литоральных отложений.

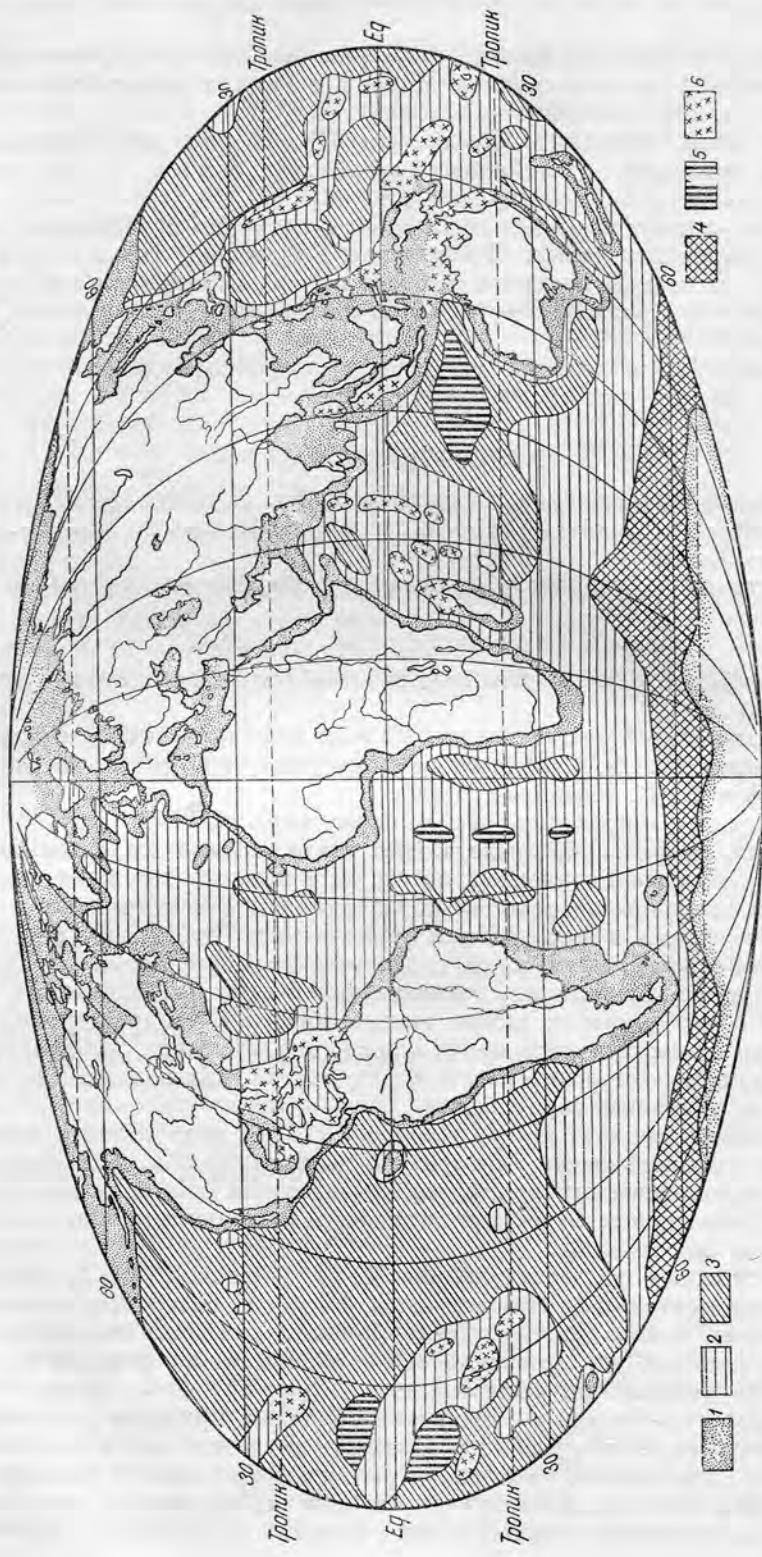


Рис. 76. Распространение различных типов морских отложений.

1 — терригенные; 2 — глациогенные ил; 3 — красная глубоководная глина; 4 — диатомовый ил; 5 — радиоляриевый ил; 6 — коралловые отложения.

### СХЕМА ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ ЛИТОРАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

- |   |  |  |
|---|--|--|
| <b>I. Обломочные терригенные отложения</b> <ol style="list-style-type: none"> <li>1. Конгломераты и брекчии</li> <li>2. Пески и алевриты</li> <li>3. Глины и илы</li> </ol> | <b>IV. Химические отложения</b> <ol style="list-style-type: none"> <li>1. Карбонаты</li> <li>2. Железные и марганцевые руды</li> <li>3. Глауконит и фосфорит</li> <li>4. Бокситы, бокситовые породы и флинтклей</li> </ol> | <b>V. Псевдоабиссальные отложения</b> <ol style="list-style-type: none"> <li>1. Фораминиферовые и птероподовые илы</li> <li>2. Радиоляриевые илы</li> </ol>          |
| <b>II. Органогенные отложения</b> <ol style="list-style-type: none"> <li>1. Карбонаты</li> <li>2. Кремнистые осадки</li> <li>3. Каустобиолиты</li> </ol>                    | <b>VI. Отложения смешанного типа</b> <ol style="list-style-type: none"> <li>1. Вулканогенные туфы и брекчии</li> <li>2. Пеплы и бентониты</li> </ol>   | <ol style="list-style-type: none"> <li>1. Ледниково-морские и ледово-морские осадки</li> <li>2. Эолово-морские осадки</li> <li>3. Обвально-морские осадки</li> </ol> |

### ТИПЫ МОРСКИХ БАССЕЙНОВ

Формация море подразделена на нимии и сервии (табл. 13).

Таблица 13

#### Подразделения морских бассейнов

| Нимия                 | Сервия  | Нимия   | Сервия   |
|-----------------------|---|---|--|
| 1. Открытый шельф     | Равнинный берег<br>Гористый берег<br>Подводная долина<br>Подводная возвышенность<br>Открытый пролив<br>Остров<br>Область ледниково- и ледово-морских отложений<br>Область золово-морских отложений<br>Область псевдоабиссальных отложений | 3. Лагунная область   | Лагуна<br>Лиман<br>Самосадочная лагуна и береговое озеро<br>Береговой такыр<br>Торфяная лагуна и береговое болото<br>Сапропелевая лагуна и береговое озеро<br>Феррисиалитовая лагуна и береговое озеро<br>Пересыпь, или коса |
| 2. Обособленный шельф | Бухта<br>Губа<br>Застойный пролив<br>Ватт<br>Мангровая заросль<br>Иловая впадина<br>Застойный бассейн   | 4. Материковое море эпиконтинентальное<br>5. Внутреннее море<br>6. Архипелаг<br>7. Рифовая область<br>8. Батиальная область<br>9. Абиссальная область | —<br>—<br>—<br>—<br>—<br>—   |

Отдельные нимии и сервии выделяются в различных сводках по океанографии и, особенно, по морской геологии [М. В. Кленова (1948); Шиншард (1951), Кюнен (1950)], но сопоставление их приводится впервые.

Общие вопросы, связанные с морскими отложениями, кроме названных работ, рассматривают: Коллэ (Collet, 1908), Ривилл (Revelle, 1944), Шварц (Schwarz, 1933), Траск (Trask, 1939), Твенхофель (Twenhofel, 1942), Боган (Vaughan, 1936, 1937).

## НИМИЯ ОТКРЫТЫЙ ШЕЛЬФ

### Общая характеристика

Открытый шельф представляет собой нормальную прибрежную область открытого океана. Отличительные особенности — мощная деятельность прибоя и приливно-отливных волн и хорошо развитые донные течения. Вследствие этого отложения распределяются более или менее нормально, т. е. в зоне прибоя — грубообломочные, глубже — песок, еще глубже сменяющийся илом. Однако и в этой нимии деятельность донных течений вызывает значительные изменения в нормальной последовательности.

Отложения открытого шельфа преобладают среди шельфовых морских отложений как современных, так и ископаемых. Узнаются они по морской фауне.

Общая характеристика шельфовых отложений приведена в монографии Шипарда (1951). После обзора отложений шельфов всего мира он приходит к следующим выводам:

1. Распространенное среди геологов представление о том, что вдоль береговой линии шельфа идут галечники, немного глубже — пески, еще глубже — илы, а на наибольших глубинах — известковые илы, неточно и в большинстве случаев не соответствует действительности. В тех местах, где оно подтверждается, такая последовательность свойственна только сравнительно узкой полосе. За этой полосой, дальше от берега, снова появляются пески, а у самого края шельфа — даже галечники и скалы. Это положение хорошо иллюстрируется распределением осадков на шельфе у Сан-Диего, Калифорния (рис. 77).

2. Преобладающим по площади распространения осадком является песок. Второе место занимает ил. Очень важно, что скалы и твердый грунт, сложенный коренными породами, встречаются довольно часто. Это опровергает теорию, по которой шельф сложен только продуктами разрушения континентов. Точно так же, как среди террас наблюдаются террасы, врезанные в коренные породы, и террасы, сложенные рыхлым материалом, такие же два типа наблюдаются и для шельфов.

3. На подводных возвышенностях и гребнях, как общее правило, развиты грубозернистые осадки — пески и галечники. Эта особенность позволяет в осадках прошлого различать тектонические антиклинали от антиклиналей облекания.

4. Перегиб шельфа в континентальный склон отличается развитием осадков более грубозернистых, чем в средней части шельфа, а иногда даже чем у береговой линии.

Из работ по строению шельфа, кроме названных, можно привести: Association Océanographie physique (1940, отчет), Буркар (Bourcart, 1938), Дитц (Dietz, 1952), Гейер (Geyer, 1946), Хольтедаль (Holtedahl, 1940), Лоусон (Lawson, 1932), Майнеш, Умгров и Кюнен (Meinesz, Umbgrove, Kuenen, 1934), Мултон (Moulton, 1952), Нансен (Nansen, 1904), Новак (Novak, 1937), Шотт (Schott, 1935, 1942), Умгров (Umbgrove, 1946), Вивер (Weaver, 1950), Цимендорф (Ziemendorff, 1911, 1914).

**Типы шельфов.** Из всего разнообразия типов шельфов Шипард выделяет следующие.

Шельф равнинных платформ отличается наибольшей шириной, наименьшей глубиной и наименьшим углом падения. На его поверхности развиты преимущественно иловые осадки.

Шельф областей четвертичного и современного оледенения отличается наиболее расчлененным рельефом. Для него характерны громадные и глубокие подводные троги, аналогичные фьордам. Нередко они заканчиваются порогами и представляют собой почти замкнутые бассейны. Часто встречаются банки и отмели неправильных очертаний. Отложения отличаются плохой сортированностью и нередко представляют частично перемытую морену, покрытую тонким слоем ила или песка; обычны скопления валунов или отдельные глыбы. Каменистый грунт редок. Ширина шельфа значительна, свыше 180 км.

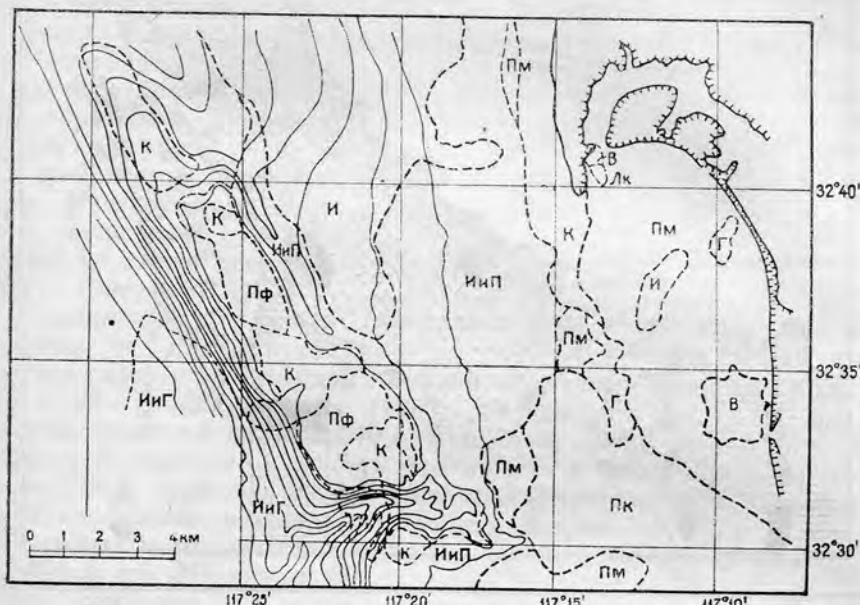


Рис. 77. Шельф Северной Америки у Сан-Диего, Калифорния. По Шипарду (Shepard, 1951).

И — ил; И и ИИ — ил и песок; И и Г — ил и глина; ПФ — песок фораминиферовый; ПК — песок крупный; К — камень; ПМ — песок мелкий; Г — галька; В — валуны.

Шельф устьев больших рек различных размеров, плоский, отличающийся значительным развитием ила. При этом ил покрывает зону ближе к берегу, далее в открытое море идет зона песка, как например у берегов Южного Китая (рис. 78).

Шельф в областях коралловых рифов отличается мелководьем. Многочисленные неправильные отмели и рифы разбросаны по всей площади шельфа. Среди осадков характерно широкое развитие карбонатов.

Шельф молодых складчатых областей очень узкий или совсем отсутствует. Средняя ширина его 15—20 км. Несмотря на это, он глубже нормального шельфа: средняя глубина шельфа 130 м.

Строение шельфа. Геофизические наблюдения и глубокое бурение у западных берегов Северной Америки показали большую мощность отложений шельфа, длительность его существования и колебательный характер его движений.

Глубокие буровые скважины у мыса Гаттерас (рис. 79) показали, что в самой дальней от берега скважине кристаллический фундамент залегает на глубине 3200 м. На нем лежат нижний мел, верхний мел, палеоген и

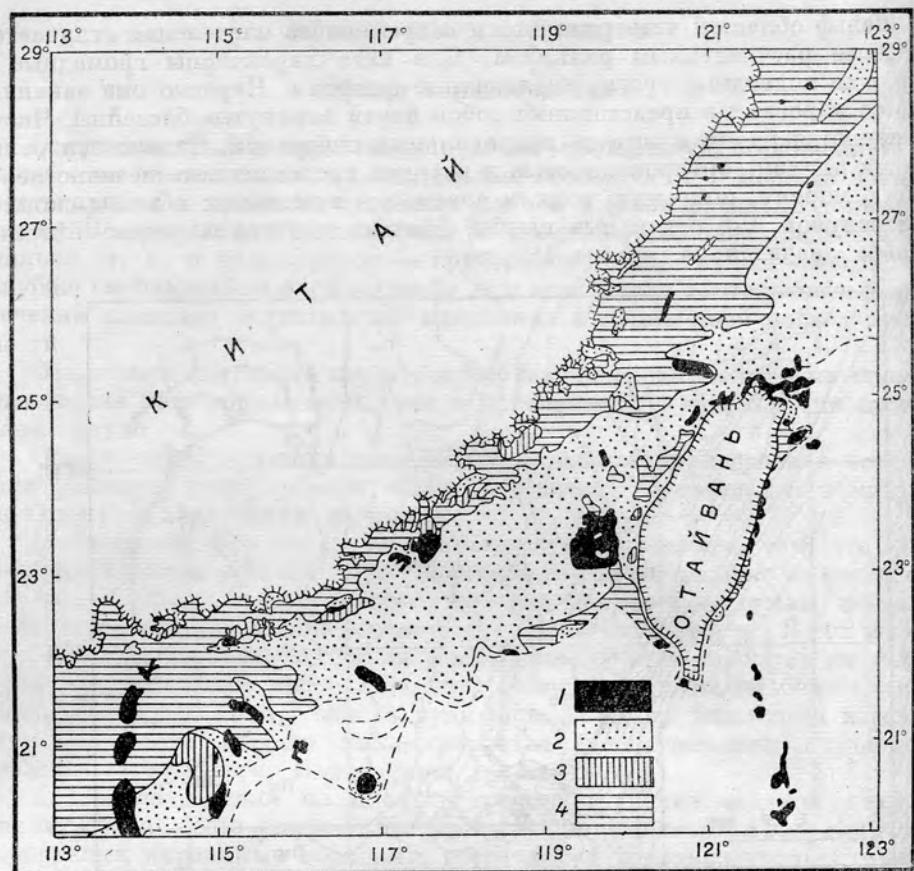


Рис. 78. Шельф Южного Китая. Шипард (Shepard, 1951).  
 1 — скалы и камни; 2 — песок; 3 — песок и ил; 4 — ил.



Рис. 79. Шельф у мыса Гаттерас, Северная Америка. Кюнен (Kuenen, 1950).

неоген. В состав верхнего мела входит значительная пачка континентальных угленосных отложений. Вглубь континента мощность всех свит быстро уменьшается, а нижний мел выклинивается. Все свиты лежат почти горизонтально.

Сейсмометрические наблюдения у мыса Генри (штат Виргиния) показали приблизительно такие же взаимоотношения (рис. 80, Б). Кристаллический фундамент в 100 км вглубь материка залегает почти у поверхности. У берега моря он лежит уже на глубине 1600 м, а в 100 км от берега, где глубина моря 200 м, фундамент опущен на глубину 4000 м. Еще севернее, у Вудсхола (штат Массачусетс), мощность отложений шельфа меньше, но также достигает 1800 м (рис. 80, А).

Подобные же результаты получены и для других участков побережья Северной Америки по данным Ивинга (Ewing, 1946) и др. В монографии Кюнена (1950) указано, что в 30 км от устья Ориноко, при глубине моря в 40 м, фундамент лежит на глубине 7500 м. В дельте Миссисипи мощность третичных и мезозойских отложений выше 3500 м при ничтожной мощности современных дельтовых отложений, не больше нескольких десятков метров.

Большие мощности шельфовых отложений нередко объясняют длительностью его существования.

Нет сомнения, что такие громадные мощности существуют не везде. Палеозойский фундамент шельфа наших северных морей местами обнажен, образуя так называемую «плиту». Но это не так существенно. Важно то, что на значительных протяжениях на шельфе отлагаются почти горизонтально лежащие морские, реже континентальные отложения мощностью от 3000—4000 до 7500 м.

Подобные мощности геологи связывают только с геосинклинальными областями. На примерах же современного шельфа мы видим, что они могут возникать и по окраинам континентальных массивов.

Несомненно, что угленосные толщи большой мощности, например Донбасса, Кузбасса и Караганды, отлагались в условиях опускающегося шельфа, так же как это установлено для устья р. Ориноко.

Образование шельфа. Ранее считали, что шельфобразуется главным образом, за счет двух факторов: размывания континента и отложения вдоль его края продуктов размывания. Эти два фактора действуют совместно и одновременно. Иногда шельф образуется вследствие опускания пенепленизированного континента. В этом случае достаточно небольшого опускания континента, чтобы море захватило громадные площади. Вероятно, подобным путем образовался исключительно широкий и мелкий шельф вдоль северных берегов Сибири.

Позднейшие исследования, сводка которых приведена в работах Кюнена (Kuenen, 1950), показали, что образование шельфа происходит весьма различным образом, в разнообразных условиях (рис. 81).



Рис. 80. Разрезы шельфа Атлантического побережья Северной Америки. А — Вудсхол; Б — мыс Генри. I — рыхлые породы. II — уплотненные породы. III — кристаллические породы.  
М. В. Кленова, 1948.

Из схемы (рис. 81) видно, что в ряде случаев накопление осадков связано с опусканием шельфа, а иногда накопление является причиной опускания, а не обратно, как это нередко считают.

**Ископаемые шельфы.** Весьма интересно, что в геологических и палеогеографических работах нет ни одного случая, ни для одного континента, детальной характеристики и определения очертаний шельфа.

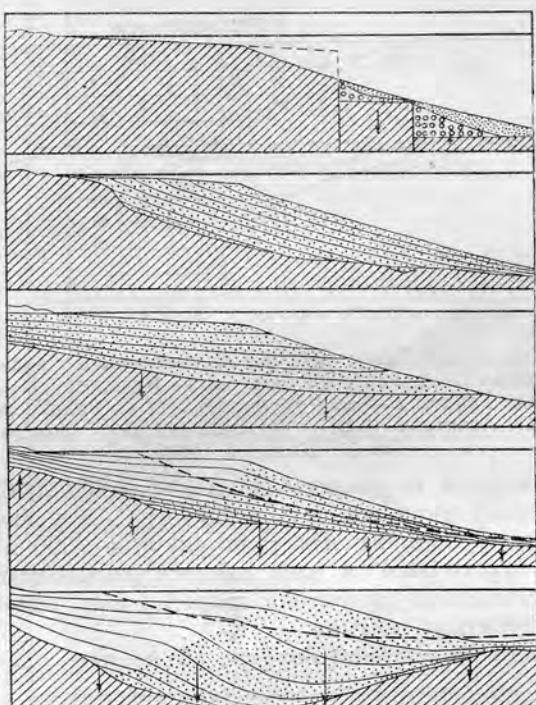


Рис. 81. Схемы возможного строения шельфа.  
По Кюнену (Kuenen, 1950).

Несмотря на обилие мелководных шельфовых отложений, описывающихся в тысячах работ, нет ни одного примера шельфа, сколько-нибудь полно изученного. В работах геологов шельф отсутствует, как отсутствуют и многие другие явления, несомненно существующие.

Вероятно, это объясняется тем, что, когда отложения шельфа имеют небольшую мощность, их относят к отложениям эпиконтинентальных морей. Когда же они достигают мощности в несколько тысяч метров, их считают отложениями «геосинклинальных морей», морей географически не существующих, а представляющих одно из теоретических, вспомогательных построений геологов.

Геосинклинали есть, но геосинклинальных морей нет. Погавляющая часть геосинклинальных отложений представлена отложениями шельфа.

### Сервия равнинный берег

Наиболее часто встречающаяся и пользующаяся наибольшим распространением сервия.

В геологической практике нередко считают, что закономерности распределения осадков, присущие этой сервии, характерны для всех морских отложений. Это мнение, к сожалению распространенное, нередко приводит к крупным ошибкам в палеогеографических построениях, так как, кроме равнинного берега, существует ряд других сервий, с иным распределением осадков.

Характерной особенностью этой сервии является полого наклоненная прибрежная наземная равнина, также полого продолжающаяся под уровнем океана и постепенно переходящая почти в горизонтальный шельф. Углы наклона равнины в ее надводной и подводной частях не превышают 1—3°, нередко они измеряются десятками минут. Только в зоне прибоя, в зоне песка, нередко наблюдается на небольшой площади более резкий перегиб с углами, достигающими 6—10° и несколько больше.

Распределение фаций весьма закономерно, и они постепенно переходят друг в друга. Прибрежная равнина сложена песчано-глинистыми осадками. Далее идет зона песка, значительно изменяющая свою ширину. Местами в этой зоне встречаются небольшие и узкие пояса галечников. Еще реже встречаются разрозненные скалы и камни.

За зоной песка следует зона алевритов, нередко называемая зоной глинистых песков и песчанистых глин, более или менее значительной ширины. Наконец, преобладающая по величине, наиболее глубокая часть шельфа покрыта илом. Зона илов поражает величиной площади и однообразием, но и в ней на небольших участках встречаются затопленные скалы и камни, а там, где развиты донные течения — полосы песков и галечников.

На далеких расстояниях от берега, там, где принос терригенного материала уменьшается, илы обогащаются известью, переходя в сильно известковые илы. Такие илы в ископаемом состоянии представляют собой мергели или даже глинистые известняки.

Местами, на глубинах не свыше 60—80 м, изредка на большей глубине, т. е. там, куда еще проникает свет, образуются биогермы или онкоиды. Это слабо повышенные участки дна, сплошь сложенные остатками организмов, среди которых преобладают известковые водоросли и мшанки, но встречаются буквально все другие группы морских животных, за исключением рифовых кораллов. Площадь таких биогерм достигает нескольких километров в поперечнике, и иногда они тянутся вдоль берега на десятки и сотни километров. Наиболее часто они встречаются в умеренных и тропических морях и более редко — в северных.

Таким образом, среди морских отложений намечаются два комплекса фаций: фации обломочные, или терригенные, и фации карбонатные.

Обломочные фации отличаются преобладанием зерен и частиц нёкарбонатных минералов.

Среди карбонатных фаций также развиты брекчи, конгломераты, пески, алевриты и илы, но в их составе преобладают карбонатные минералы. Вследствие этого в ископаемом виде они представляют собой преимущественно брекчиивидные, конгломератовидные, грубозернистые и тонкозернистые известняки.

Нередки переходные фации, но их надо относить к одному из двух основных комплексов в зависимости от преобладающего компонента.

Распространение терригенных и карбонатных фаций различно в разных бассейнах и областях этих бассейнов.

Распределение фаций в наших северных морях рассматривается в сводке М. В. Кленовой (1948) и в ряде специальных работ: М. В. Кленова (1930, 1936, 1938, 1; 1938, 2; 1938, 3; 1940). В. М. Ратынский (1938), Л. В. Самойлов и Т. И. Горшкова (1924). Фации Черного моря рассмотрены в работах Н. М. Страхова (1947), Д. Свищевского (1939), Е. Н. Невесского (1951, 1954).

Средиземное море описали: Тулэ (Thoulet, 1912), Бертуа (Berthois, 1939), Буркар (Bourcart, 1952), Гортани (Gortani, 1938); Красное море — Стаббингс (Stubbings, 1939), Виземан и Сьювел (Wiseman and Sewell, 1937); Северное море — Людерс (Lüders, 1939), Пратье (Pratje, 1931), Винклер (Winkler, 1936); Ла-Манш — Данлар (Danglard, 1928); Ирландское море — Хердман и Ломас (Herdman and Lomas, 1898); Атлантический берег Северной Америки — Гью (Hough, 1942), Мак Карти (Mc Carthy, 1931), Шипард (Shepard, 1936), Стетсон (Stetson, 1937, 1938, 1939), Сторм (Storm, 1945), Троубридж (Trowbridge, 1932); Тихоокеан-

ский берег Северной Америки — Емери и Шипард (Emery and Shepard, 1945), Лоудербак (Louderback, 1940), Ривилл (Revelle and Shepard, 1939), Шипард (Shepard, 1937, 1938, 1941), Траск (Trask, 1932); берег Патагонии — Метью (Matthews, 1934).

### Терригенные фации

Эти фации преобладают вдоль берегов, сложенных некарбонатными породами.

#### *Фации скал и камней*

Встречаются редко и на небольших участках; представлены они небольшими скалами, скоплениями камней или небольшими каменистыми холмами, или возвышенностями, расположенными среди прибрежной равнины или на плоском фоне дна моря. Это останцы древнего рельефа, уничтоженного абразией и эрозией. Размеры их в поперечнике достигают десятков и сотен метров, реже километров.

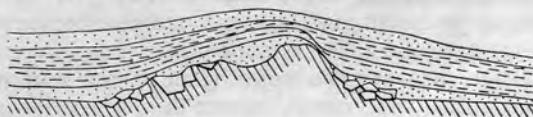


Рис. 82. Облекание подводной скалы поздними осадками.

При дальнейшем погружении они перекрываются песчано-глинистыми осадками. В ископаемом состоянии представляют структуры облекания над выступами более древних пород (рис. 82). У подножия их часто развито скопление угловатых глыб и камней, в ископаемом виде — брекчия.

В тех случаях, когда в обнажениях вскрыта не вся скала, а только ее более крупная часть с примыкающими более молодыми отложениями, такие взаимоотношения будут трактоваться как сброс.

#### *Фации галечников и гравия*

Как уже было сказано выше, галечник состоит из окатанных галек диаметром от 10 до 100 мм, а гравий имеет обломки диаметром от 2 до 10 мм.

Вдоль равнинных берегов пляж, как общее правило, состоит из песка. Участки, покрытые галькой или гравием, очень небольшие и располагаются у устьев рек. Соответственно в ископаемом состоянии они будут иметь вид небольших, маломощных линз, залегающих среди песков; мощность линз не более нескольких метров, а длина и ширина — сотни метров, реже километров.

Как большая редкость, будут встречаться глубоководные, затопленные, неподвижные галечники, вскрытые размывающей деятельностью донных течений.

Галечники пляжа описаны В. А. Обручевым (1909), В. П. Зенковичем (1946, 1954), Е. Н. Невесским (1951), Д. Свищевским (1939), Буркартом (Bourcart, 1952), Мартенсом (Martens, 1939), Твейнхофелом (1936). Глубоководные грубообломочные осадки рассмотрены Фарбриджем (Fairbridge, 1947).

### Фации песков

Большое распространение песков — характерная особенность сервии равнинного берега; поэтому на них следует остановиться более подробно.

Пески и галечники пляжа, их образование, передвижение и формы накопления детально описаны в работах В. П. Зенковича (1946, 1954). В них приведены обширные списки литературы.

Условия образования песков. Основным фактором, обуславливающим образование песков, служит скорость движения воды. По данным Твенхофеля (1936), она должна колебаться в пределах от 0.26 до 0.34 м/сек., т. е. около одного километра в час.

Такой скоростью движения обладают волны, течения и более редко приливные и отливные волны.

Соответственно пески образуются: 1) в прибрежной полосе, 2) на более или менее значительных глубинах, иногда вдали от берега, в области развития сильных донных течений, 3) в узких заливах с большими приливными и отливными волнами.

Условия образования песков рассмотрены в работах В. П. Зенковича (1946, 1954), М. В. Кленовой (1948), Е. Н. Невесского (1954), Твенхофеля (1936), Бэррита (Berret, 1940), Хильмы (Hilmy, 1951), Кинга (King, 1951, глубина действия волн), Локка (Lucke, 1938), Мартенса (Martens, 1935, 1939), Рида (Reed, 1930), Россела (Russel, 1939), Шеффена (Schaffen, 1937, пляж островов Малайского архипелага), Шипарда (Shepard, 1937, 1938, 1941, 1946), Томсона (Thompson, 1937).

Прибрежные пески. Прибрежные пески развиты в виде узкой полосы, тянувшейся вдоль берега и изредка прерывающейся участками, занятymi скалами, галечниками или илами.

Ширина полосы песка весьма различна. Обычно она не превышает нескольких километров. Местами же, в областях пологого морского dna и сильного прибоя, она достигает ширины в несколько десятков километров.

Глубина распространения прибрежной зоны песков также резко изменяется в зависимости от характера берега и развития береговых течений.

В условиях нормального морского берега глубина распространения песка невелика, обычно от 15 до 20 м и реже доходит до 28 м.

Мощность прибрежных песков весьма различна, но обычно небольшая, не превышающая нескольких десятков метров, особенно в тех районах, где песок образуется за счет разрушения берега. В тех же случаях, когда песок образуется за счет выноса реками, его мощность может измеряться сотнями метров, например артинские песчаники Урала.

Источники материала для образования песков те же, что и для конгломератов: 1) продукты абразии — разрушения суши морем; 2) продукты денудации — разрушения суши реками.

Количество абрационных песков значительно меньше количества денудационных песков. Они имеют меньшую мощность (до десятков метров) и занимают меньшую площадь, вытянутую в виде узкой полосы вдоль берега. Состав их отличается однородностью и нередким развитием определенных минералов. Например у берегов островов Гаити, в области развития оливиновых лав, песок песчаного пляжа отличается темным зеленоватым цветом, зависящим от большого количества в песке зерен оливина. Подобного же происхождения гранатовые, магнетитовые и т. п. пески.

Денудационные морские пески образуются за счет выноса рек. Но эти выносы перемыты и рассортированы морем, заключают в себе морскую фауну и являются типичными морскими осадками. Мощность денудационных песков значительно больше мощности абразионных. Нередко она измеряется сотнями метров. Значительно больше и площадь их распространения. Ширина ее измеряется не километрами, а десятками километров. Иногда денудационные пески отлагаются у речной дельты, непосредственно с ней соединяясь, но иногда отлагаются на некотором удалении от дельты вследствие переноса прибоем и течениями. Подобные случаи наблюдаются по берегам Лионского залива (рис. 83).

Материал денудационных песков отличается резким преобладанием кварцевых зерен как наиболее устойчивых и трудно разрушающихся. Зерна других минералов очень редки, но гораздо более разнообразны, чем в абразионных песках.

Зону прибрежных песков можно подразделить на три подзоны: 1) подводных песков; 2) песков прибоя; 3) песков побережья.

Подзона подводных песков всегда покрыта морем. Ближе у берега пески слабо подвижны, дальше от берега — почти неподвижны. Вследствие неподвижности пески заселены богатыми и разнообразными фауной и флорой.

Среди животных преобладают более или менее глубоко зарывающиеся формы, например пелециподы *Mya*, *Venus* и другие, брахиоподы — *Lingula*, *Obolus*, морские ежи, черви, ракообразные и т. п. Большим развитием пользуются плоские формы, почти не захватывающие движением волн, например морские ежи *Clypeaster* и *Scutella*.

Подзона прибоя то затапливается, то обнажается. Ее характерная особенность — постоянное движение песков, что хорошо видно на каждом песчаном пляже. Песчинки непрерывно движутся по пляжу то вверх, то вниз. Движение зависит от размеров волн, а иногда захватывает довольно значительный слой песка. Вследствие этого фауна и флора отсутствуют и пески зоны прибоя отличаются своей безжизненностью. Только изредка встречаются отдельные раковины и их обломки.

Подзона песков побережья никогда не затапливается морем. Только ее наиболее низкая часть захватывается отдельными волнами во время сильных бурь и штормов. Фауна и флора песков побережья весьма своеобразны и состоят из смеси морских и наземных форм, причем преобладают морские. В большом количестве наблюдаются следы разнообразных животных и следы движения воды. Остатки морской фауны отличаются разнообразием степени сохранности. Преобладают обломки, перебитая и окатанная ракушка, но местами наблюдаются скопления раковин хорошей сохранности, иногда с двумя створками.

Характерны скопления остатков наземных растений и водорослей, иногда достигающие значительных размеров, но всегда перемешанные с песком.

Для подзоны песков побережья характерно развитие береговых валов, делящихся на валы прибоя — Strandwall и валы сильных бурь, штормов — Sturmwall. Эти валы достигают сравнительно небольшой высоты, но значительной длины. Они представляют собой скопления перемытой и битой ракушки, остатков растений, костей животных, отдельных галек, грубозернистого песка и обычного среднезернистого песка. Эти скопления образуются в результате выбросов наиболее сильных волн, не смывающихся обычными более слабыми волнами. Схема расположения береговых валов показана на рис. 84.

Ископаемые береговые валы имеют большое значение для определения положения береговой линии и должны тщательно отмечаться.

Пески всех трех подзон — подводной, прибоя и побережья — постепенно переходят друг в друга и обладают одинаковым характером зерен. В ископаемом состоянии они представляют собой единую, непрерывную, литологически однообразную толщу. Во время геологических исследований такие толщи обычно рассматриваются как нечто однородное и образовавшееся в однородных условиях. На самом деле в этих толщах мы встречаем отложения моря, отложения прибоя и, наконец, типичные наземные отложения.

Примером таких песчаных толщ могут служить верхнекембрийские песчаники окрестностей Ленинграда. В их основании залегают песчаники, нередко диагонально слоистые, со скоплением битой ракушки, обломков раковин *Obolus* — подзона побережья. Выше следуют правильно слоистые немые песчаники — отложения подзоны прибоя. Разрез заканчивается либо правильно слоистыми, либо диагонально слоистыми пе-

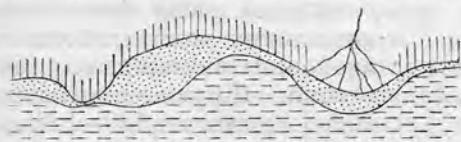


Рис. 83. Схема распространения денудационных песков.



Рис. 84. Схема расположения береговых валов.

сками с хорошо сохранившимися раковинами *Obolus*, иногда в прижизненном положении. Эти пески вверху переслаиваются с глинистыми диктио-немовыми сланцами и представляют отложения затопленной неподвижной подзоны, где пески уже начинают чередоваться с илами.

**Морские россыпи.** Береговые пески, обогащенные тяжелыми рудными минералами, представляют россыпи, нередко имеющие промышленное значение. Они образуются вдоль и равнинных, и гористых берегов. Эти пески описаны в разделе «Гористый берег», на стр. 271. Обзор их дан в работе Ламке (Lamcke, 1937); описание дано в работах К. С. Савич-Заблоцкого (1937), Твенхофела (1939), Бэкера (Baker, 1945), Мерти (Mertie, 1940), Парделла (Pardell).

**Глубинные пески.** Глубинные пески развиты на отдельных площадях, обычно вытянутых вдоль берега и чередующихся с площадями илистых песков и илов.

Формы и размеры этих площадей весьма различны и зависят от размеров и силы донных течений, в результате деятельности которых и образуются глубинные пески. Иногда они слагают обособленные участки и полосы, со всех сторон окруженные илом, иногда сливаются с прибрежными песками и тогда почти не отличимы от них. Размеры площадей весьма различны, начиная от узких полос шириной в несколько сотен метров и длиной в несколько километров и кончая громадными площадями. Например у берегов Атлантического океана во Франции, у подножия Пиреней ширина зоны песка достигает 10 км, у Аркашона — 20 км, у устья Гароны 120 км, доходя до глубины 50 м. Пески нередко переслаиваются с мелкой галькой. У берега Туниса ширина зоны песка достигает 200 км. Громадные площади песок занимает на поверхности банок Северного моря, например на поверхности Доггербанки, а также на поверхности Ньюфаундлендской банки.

Различны и глубины распространения песка. Наиболее часты глубины в несколько десятков метров, но встречаются глубины в 100—200 м и в исключительных случаях, например у края шельфа Норвегии и на гребне Томсона, до 600—800 м.

Важные для нефтяной геологии данные о формах залегания песков на средних глубинах, в области значительных течений, приведены в работе Рича (Rich, 1948). В ней описаны распространение и форма песчаных гряд, существующих на поверхности подводных плато Багамских островов. Наблюдения здесь производили с самолета. Эти наблюдения, сопровождавшиеся аэроснимками, показали, что на глубинах 5.5—6.5 м скопления песка имеют вид гигантских волноприбойных знаков, вытянутых вдоль края отмели. Ширина отдельных знаков достигает 180—225 м.

Рич сравнивает эти тела с песчаными залежами в свите Клинтон (Clinton) штата Огайо (Ohio), содержащими газ и нефть и имеющими неправильную линзовидную и рукавовидную форму (рис. 85). Свита Клинтон соответствует ландоверийскому ярусу Европы.

Очень вероятно, что такую же неправильную форму и расположение имеют песчаные нефтеносные залежи в девонских отложениях Русской платформы. При поисках и разведке их большое значение может приобрести то, что подобные залежи вытянуты вдоль берега, на небольшом расстоянии от него и имеют вид сравнительно узких полос, следующих



Рис. 85. Форма залежей газоносного песка в свите Клинтон. По Ричу (Rich, 1948).

1 — газовая скважина; 2 — нефтяная скважина; 3 — пустая скважина; 4 — песок.

параллельно друг другу, то соединяющихся, то расходящихся.

Рич считает, что подобные залежи образуются из песчаных дюн, располагающихся вдоль берега в виде сравнительно узкой полосы. При последовавшем наступлении моря эти дюны были частично размыты прибоем и береговыми течениями и приобрели вид линзовидных, рукавовидных залежей. Подобные образования описаны Бэссом (Bass, 1936).

Мощность глубинных песков небольшая — от нескольких метров до немногих десятков метров. Они всегда отличаются правильной слоистостью и чрездко тонкозернистостью.

Глубинные пески образуются: 1) за счет вымывания ранее отложившихся осадков и 2) в результате уноса всех осаждающихся тонкозернистых илистых частиц. В первом случае в песках нередко встречаются гальки и валуны, и состав зерен песка неоднороден. Во втором случае пески однородны и тонкозернисты. Обособление этих двух типов в иско-  
паемом состоянии затруднительно и не всегда возможно.

Глубинные пески всегда содержат богатую и разнообразную фауну, нередко хорошей сохранности. Среди этой фауны преобладают закрывающиеся, прирастающие и прикрепляющиеся, а иногда и всеверливающиеся формы. Эта особенность вызывается движениями воды, производимыми течениями, нередко очень сильными. Иногда общий облик и состав фауны очень близок к облику и составу фауны побережья. Таким образом, получается интересное и для палеогеографических построений очень важное обстоятельство, что фауна песков на глубине нескольких метров очень близка, почти тождественна с фауной песков, образовавшихся на глубинах многих десятков метров, а иногда и свыше сотни метров. Примером этого может служить фауна некоторых фосфоритов, переслаивающихся с глауконитовым песком. Среди фауны наблюдались всеверливающиеся и прирастающие формы, что объясняли мелководностью осадка, на самом же деле такая особенность фауны связана с деятельностью течений на значительной глубине.

**Характерные особенности песков.** При изучении ископаемых песков, прежде всего, возникает вопрос, с какими песками, песчаниками или кварцитами мы имеем дело: с морскими, лагунными или континентальными?

Характерные признаки морских песков:

1. Залегание среди морских отложений
2. Присутствие морской фауны

Все остальные признаки: диагональная слоистость, степень окатанности зерен, их однородность одинаково встречается как в морских песках, так и в лагунных и континентальных.

Следующий вопрос такой же, как для конгломератов: представляет ли данный песок или песчаник отложение прибрежной или глубинной зоны?

Характерные признаки прибрежного песка:

1. Толстостенная ракуша
2. Присутствие специфических прибрежных форм
3. Наличие скоплений битой, окатанной ракуши
4. Широкое развитие диагональной слоистости
5. Большая мощность наблюдается только у прибрежных песков

Характерные признаки глубинного неподвижного песка:

1. Тонкостенная ракуша
2. Специфические глубоководные формы
3. Преобладание правильной, однообразной слоистости
4. Небольшая мощность; следует учитывать, что небольшая мощность наблюдается и у прибрежных песков

Среди прибрежных песков нередко важно выделение песков прибоя и песков побережья.

Характерные признаки песков подзоны прибоя:

1. Почти полное отсутствие фауны или нахождение редких обломков
2. Отсутствие илистых прослойков
3. Небольшая мощность

Характерные признаки песков подзоны побережья, отложившихся выше уровня прибоя на суше:

1. Наличие скоплений битой и окатанной ракушки и растительных остатков, представляющих ископаемые береговые валы
2. Эоловая диагональная слоистость
3. Присутствие илистых прослойков
4. Отсутствие известковистости или слабая известковистость

Последний признак преимущественно наблюдается в песках побережья, так же как и во всех наземных песках, но в отдельных случаях и глубинные пески не известковисты, и, наоборот, наземные пески известковисты.

Геологическое распространение и примеры. Пески и песчаники, так же как и все терригенные осадки, наибольшим развитием пользуются в отложениях периодов проявления горнообразовательных процессов. В эти же периоды они достигают максимальной мощности, во многие сотни метров, а в исключительных случаях и в 1—2 км. Это объясняется тем, что в периоды горообразования береговая линия крайне неустойчива, следовательно, значительно усиливается абразия. Затем в эти же периоды достигает максимума и денудация, особенно вынос материалов денудации в море.

Интересно также значительное развитие песков в бассейнах определенного типа и, в частности, в морях-проливах. Примером может служить юрское море Русской платформы, представлявшее собой широкое мелководное море, соединявшее Северный океан с Тетисом. В таких бассейнах-проливах значительным развитием пользуются течения, нередко достигающие большой силы. Соответственно велико и распространение песков, в частности, глубинных.

Прибрежные пески служат важным фактором для установления положения береговой линии. Для этой цели они более важны, чем конгломераты, так как они значительно более распространены. Особенно большое значение имеют пески прибоя и береговые валы.

Примеры ископаемых песков и песчаников бесчисленны и разнообразны. Остановимся только на некоторых, наиболее интересных.

**Эофитоновый песчаник.** Нижний кембрий. Типичный песчаный пляж с отпечатками медуз, ходами червей и т. п. В окрестностях Ленинграда эофитоновый пляж образовался в результате отступания моря. Описан Л. Б. Рухиным (1939, 1941).

**Фукоидный и унгулитовый песчаник.** Верхний кембрий. Начало морской трансгрессии. Внизу — пески побережья с береговыми валами, выше — пески прибоя и, наконец, пески подводные.

**Билобитовый песчаник.** Нижний силур. Пляж со следами ползания червей и трилобитов.

**Спириферовый песчаник.** Нижний девон. Широко распространенная фаунция. Богатая и разнообразная фауна, состоящая из больших тонкостенных форм хорошей сохранности, указывает на образование некоторых разновидностей спириферового песчаника на небольшой глубине. Другие же разновидности содержат битую ракушу и связаны с зоной прибоя. Весь комплекс спириферового песчаника достигает очень большой мощности и является примером полного комплекса подзон прибрежной песчаной полосы.

**Жерновый песчаник.** (Millstone grit). Средний карбон Англии. Представляет собой переходную породу от песков побережья к наземным пескам.

**Артинские песчаники.** Толща слоистых песчаников с прошлыми сланцев, известняков и конгломератов образовалась в результате разрушения поднимавшегося Уральского хребта и отложилась в море у его подножия. Достигает громадной мощности, до 3,5 км. На некотором расстоянии от Урала исчезает совершенно. Условия образования различны, но преобладают глубинные песчаники верхней части шельфа с глубинами до 40—60 м.

**Квадерный песчаник.** Верхний мел Саксонии. Значительная толща толстослоистых песчаников с характерной кубической (квадратной) отдельностью. Прослои глинистых сланцев. Морская фауна указывает на образование в прибрежной зоне.

**Молассы.** Нижние молассы — олигоцен окраин Альп. Громадная толща характерных мергелистых песчаников, песков и глин, мощностью до 600 м. Начинаясь у Альп, протягиваются вдоль Карпат и продолжаются в Закавказье. Вся толща представлена характерным комплексом прибрежных отложений, связанных с разрушением молодых возникающих гор, в строении которых большую роль играют известняки.

**Масиньо (Macigno).** Третичные отложения Италии. Мергелистые песчаники, аналогичные молассам.

**Флиш.** Громадная толща тонкозернистых ритмически-слоистых отложений. Верхняя часть сложена тонкозернистыми песчаниками. Фауна почти совершенно отсутствует. Условия образования неясны. Одни исследователи считают глубоководными отложениями батиальной зоны. Другие, наоборот, — мелководными, отчасти наземными, дельтовыми.

**Танетские пески.** Палеоцен Англии. Глубинные пески, связанные с глубокими областями шельфа, на что указывает характер фауны, состоящей из тонкостенных, богато украшенных гастропод и пелеципод.

**Харьковские пески.** Олигоцен Украины. Другой типичный пример сравнительно глубоководных песков. Небольшая мощность. В состав входит довольно большое количество зерен глауконита. На глубоководность указывает характер фауны, ее родовой состав, преобладание тонкостенных форм, присутствие глубоководных одиночных кораллов и т. п.

**Нуммулитовые песчаники.** Эоцен Средиземноморской области. Грубозернистые пески с неправильными скоплениями нуммулитов. Наиболее вероятно, что они представляют собой береговые валы.

**Скутелловые пески.** Третичные отложения Средиземноморской области. Среднезернистые пески, мощностью от нескольких метров до нескольких десятков метров. Фауна бедная и однообразная и состоит из зарывающихся палеципод *Ranopraea*, *Pholadomya* и плоских морских ежей *Scutella* и *Clypeaster*. Типичный пример песков, близких к пескам зоны прибоя и связанных с глубинами 2—3 м. Иногда фауна становится более богатой и разнообразной, что указывает на увеличение глубины и ослабление силы прибоя.

**Гастроподовые пески.** Среди отложений кенозойского и мезозойского возраста нередко встречаются в самых различных областях и горизонтах песчаные фации, характеризующиеся фауной, состоящей из небольших толстостенных гастропод и зарывающихся пелеципод. Другие группы встречаются в подчиненном количестве. Эти песчаные фации являются примерами песков зоны слабого проявления прибоя, т. е. зоны глубин от 2—3 до 15—20 м.

### Фации алевритов

При изучении современных морских осадков алевриты почти не выделяли. На батилитологических картах их обозначали как песчанистые глины и глинистые пески. Площадь, занятая ими, сравнительно невелика.

### Фации илов

**Фации илов** наиболее распространены.

Береговые глины, связанные с глубинами менее 20—40 м, встречаются очень редко в случайных впадинах и депрессиях морского дна.

Они представляют собой глины, образующиеся в изолированных обособленных участках моря: заливах, лагунах, лиманах, участках моря, отгороженных островами, обособленных проливах и т. п. Все эти области характеризуются близостью к берегу, небольшой глубиной и почти полным отсутствием прибоя.

К этому же типу относятся и глины, образующиеся в зарослях растений типа современных мангровых лесов. Эти заросли также расположены близко к берегу и отличаются небольшой глубиной и отсутствием прибоя.

Распространение береговых глин невелико. В заливах, бухтах, лиманах и мангровых зарослях — это замкнутые площади более или менее одинаковой ширины и длины, в проливах и береговых участках — узкие длинные полосы. Во всех случаях ширина береговых глин не превышает десятков километров, обычно же она измеряется несколькими километрами.

Глубина образования береговых глин также невелика, начиная от уровня моря и до немногих десятков метров; обычно же она составляет несколько метров.

Мощность небольшая, так как все бассейны, с которыми связано образование береговых глин, невелики и существуют кратковременно.

Материалом для образования береговых глин служат почти исключительно продукты разрушения берега и выносы небольших рек.

Полное отсутствие движений воды вызывает следующие характерные особенности береговых глин: 1) преобладание глинистых частиц; 2) несортированность материала; 3) накопление органических остатков; 4) зараженность сероводородом.

Преобладание глинистых частиц выражается в общем глинистом характере породы. При детальном изучении, особенно при отмучивании, легко установить, что, наряду с глинистыми частицами, содержится много частиц мелкозернистого и грубозернистого песка и даже гравия и отдельных обломков.

**Органический мир.** Отсутствие движений воды обусловливает сохранение остатков животных и растений, которые остаются в пределах бассейна, никуда не уносясь из него. Большое количество остатков растений, особенно в мангровых зарослях, придает породе углекислый характер. В случаях скопления значительного количества животных остатков порода становится битуминозной и нередко приобретает характер горючих сланцев.

Обилие органических остатков и застойность бассейнов ведут к образованию сероводорода, заражающего более глубокие участки бассейнов; за счет его происходит образование значительного количества пирита.

Отсутствие движений воды и обилие органического вещества в грунте являются причинами массового развития растительности; в современных морях это водоросли и морская трава *Zostera*.

Обилие растительности влечет за собой обилие и разнообразие животных, прикрепляющихся к растениям, ползающих по ним и по дну или зарывающихся. Наряду с травоядными, обитает большое количество форм илоядных, питающихся илом. Этих форм настолько много, что некоторые исследователи сравнивают береговой ил с черноземом, который несколько раз прошел через кишечник червей.

Среди животных встречаются все группы. Наибольшим развитием пользуются черви, гастроподы, пелециподы, ракообразные и донные фораминиферы. Менее распространены цефалоподы, иглокожие и кишечно-полостные.

Нередко из открытого моря в береговые бассейны заносится большое количество планктона, придающего осадкам своеобразный глубоководный, точнее псевдоглубоководный тип. Эти отложения будут более детально рассмотрены ниже.

Отличительным признаком береговых илов служит толстостенность и грубость украшений пелеципод и гастропод по сравнению с тонкостенными, нежными формами глубинного ила.

Нередко прибрежные глины совершенно лишены органических остатков. Это объясняется тем, что сероводород, заключающийся в иле, быстро растворяет стенки раковин. Приведенный факт подтвержден опытами Сюдри (Sudry, 1910), который таким образом объясняет кажущееся отсутствие фауны во многих глинистых фациях, например в нижнекелловейской, елатомской глине и т. п.

Нередко берега прибрежных бассейнов сложены пластами уплотненной глины. Куски этих глин обламываются, окатываются и, попадая во вновь отлагающиеся осадки, образуют так называемую «глиняную гальку».

В тех случаях, когда берег сложен торфом или углем, образуются такие же окатанные куски торфа или бурого угля, попадающие в глинистые осадки и образующие так называемые «угольные шары».

В областях с большими приливами и отливами во время отливов обнажаются громадные площади вязкого ила. Этот ил великолепно сохраняет различные следы дождя, града, пузырьков газа, ползания и бегания животных и т. д. В тропических областях образуются трещины и многоугольники высыхания, во время длительных отступаний моря приобретающие большие размеры и захватывающие площади в сотни километров длиной. Подобные явления особенно развиты вблизи устьев больших рек — Ганга, Амазонки и др.

В береговых бассейнах нередко даже зона уровня моря сложена глинами. Этот факт имеет большое значение для определения положения береговой линии в ряде разрезов. Он показывает, что в некоторых случаях морские трансгрессии могут начинаться с илов, а не с конгломератов, как это обычно считают.

Глубинные глины развиты на самых различных глубинах в зависимости от силы прибоя и течений. На глубинах до 40 м глины распространяются в виде отдельных участков различной величины и формы в зависимости от рельефа морского дна. На глубинах свыше 20—40 м начинается область сплошного развития глин. Эта область занимает большую часть поверхности шельфа и постепенно переходит в область батиальных илов.

Мощность глубинных глин нередко бывает весьма значительна и измеряется от нескольких метров до многих сотен метров.

Источником материала для образования глубинных глин служат продукты абразии и денудации. Нередко они смешиваются вместе, особенно в зоне сплошного развития ила. Обособление их возможно только путем микроскопического анализа.

Глубинные глины подразделяются по содержанию различных примесей на следующие:

1. Песчанистые и сильно песчанистые
2. Кремнистые
3. Известковые
4. Глауконитовые
5. Углистые
6. Битуминозные
7. Бокситовые

Песчанистые и сильно песчанистые глины характеризуются большей или меньшей примесью зерен минералов, преимущественно кварца. Большим развитием они пользуются на небольших глубинах и постепенно переходят в пески. Но они нередки и на более значительных глубинах, до 800—1000 м, в зависимости от распространения донных течений.

Кремнистые глины, или, как их иногда называют, опоки, характеризуются высоким содержанием кремнезема. Обычно кремнезем присутствует в них в виде скелетных образований радиолярий, кремневых губок и диатомей. Обогащаясь кремнеземом, кремнистые глины постепенно переходят в кремнистые осадки, более детально рассмотренные ниже.

Известковые глины отличаются содержанием большего или меньшего количества извести. Они встречаются на самых различных глубинах. Источником извести служат остатки животных или продукты разрушения берегов, сложенных известняками. Эти глины постепенно переходят в мергели, глинистые известняки и почти чистые слоистые известняки, подробно описанные ниже.

Глауконитовые глины отличаются примесью глауконита, придающего им зеленый цвет. Они сравнительно мало развиты, так как глауконит связан преимущественно с песчаными и алевритовыми фациями.

Углистые глины в морских глубинных отложениях развиты мало, так как на большие глубины растительных остатков попадает немного, а на небольших глубинах очень мало застойных бассейнов.

Битуминозные глины. Иное соотношение получается при накоплении битумов, образующихся из животных остатков и, главным образом, из планктона. Планктон отмирает на всей поверхности моря, и накопление его происходит на всей поверхности дна моря. В прибрежных областях движения воды нарушают это накопление, но в зоне глубинного ила движения воды отсутствуют и препятствий к накоплению планктона нет. Каких размеров в действительности достигает это накопление, сказать трудно, так как наблюдений над количеством органического вещества в глубинных илах очень мало.

Бокситовые глины обнаружены при изучении бокситовых месторождений в девонских морских отложениях на Северном и Среднем Урале. Они представляют собой своеобразную глинистую породу красного или бурокрасного цвета, цемент которой содержит высокий процент глинозема в виде диаспора. В цементе заключено большое количество раковин самых разнообразных животных: брахиопод, пелеципод, гастро-

под, наутилоидей и гониатитов. Условия образования этих глин не вполне ясны. Возможно, что они образовались в результате накопления перемытой ракушки на дне небольшого мелкого открытого заливчика с иллистым дном.

Цвет глубинных глин обычно серовато-зеленоватый или буроватый. Но в зависимости от окраски частиц, приносимых реками, глина меняет свою окраску. У берегов Китая глубинные илы желтого цвета от примеси лёсса; у берегов Бразилии они красные от продуктов разрушения латерита и т. д.

Фауна глубинных глин сравнительно бедна и однообразна. Она состоит из зарывающихся и свободно лежащих на поверхности ила форм. Прирастающие, прикрепляющиеся и ползающие формы встречаются редко. Среди современных видов для зоны илов характерны некоторые гастроподы — *Turritella*, *Pleurolotoma*, *Scalaria*, пелециподы — *Corbula*, *Pecten*, морские ежи, звезды и голотурии. Среди палеозойских форм с глубинными илами связаны брахиоподы, снабженные большими иглами, например некоторые *Productus* и *Chonetes*.

Примеры глинистых фаций прошлого. Синяя нижнекембрийская глина района Ленинграда представляет собой мощную толщу (до 100 м) синевато-зеленоватой пластической глины, почти совершенно немой, тонкозернистой, однородной. Присутствие остатков прибрежных мелководных червей и переслаивание вверху и внизу с песчаниками указывают на то, что синяя нижнекембрийская глина является примером береговых глин. Эти глины отлагались в обширном мелком заливе типа современного Азовского моря.

Астриевые сланцы. Девон Германии. Черные глинистые однородные сланцы. Фауна состоит почти исключительно из одних офиур и морских звезд. Пример глубинного ила шельфа. Весьма близки к современным офиуровым илам Каттегата, связанным с глубинами в несколько десятков метров.

Семилукские глины и мергели. Верхний девон Русской платформы. Небольшая толща в 15—20 м синеватых и зеленоватых мергелей, мергелистых и чистых глин. Богатая и разнообразная морская фауна. Типичный пример глубинной известковистой, мергелистой глины, связанной с небольшими глубинами, до 20—40 м.

Елатомская глина. Нижний келловей. Черная вязкая глина с конкрециями серого колчедана и песчаника. Распространение ограниченное. Мощность небольшая — 10—12 м. Фауны нет, кроме ростров белемнитов. В то же время в песчаниковых конкрециях наблюдается богатая и разнообразная фауна. Елатомская глина служит типичным примером береговой глины, связанной с началом верхнеюрской трансгрессии. Отсутствие фауны в ней объясняется растворяющим действием сероводорода на раковины.

Бартонская глина. Верхний эоцен Англии. Темная глина мощностью около 100 м. Распространение сравнительно небольшое. Фауна богатая и разнообразная, состоит из нуммулитов, гастропод — *Pleurolotoma*, *Fusus*, пелеципод *Arca* и других форм. Нередки листья пальм и лавров. Пример глубинной глины верхней части шельфа, возможно небольших глубин, до 10—40 м.

Шлир (Schlier). Нижний миоцен Венского бассейна. Серая, частью сланцеватая глина с *Nautilus*, морскими ежами, гастроподами, пелециподами, рыбами и фораминиферами. Она также представляет глубинную глину верхней части шельфа.

## Фации глауконитовых песков и глин

Среди глауконитовых фаций преобладают пески и алевриты, иногда входящие в состав фосфоритовых конгломератов; более редки глины, но они тоже встречаются довольно часто. Иногда глауконитовые илы обогащаются кальцитом и в искоцаемом виде представляют собой глауконитовый известняк, обычно более или менее глинистый.

Глауконит образуется только в морских бассейнах, но зерна его достаточно устойчивы, и поэтому во вторичном залегании они встречаются в пресноводных и даже наземных отложениях. Вследствие этого по присутствию одних только зерен глауконита в тех или других отложениях нельзя судить о морском происхождении последних.

Химический состав глауконитов  
(по Л. Н. Формозовой, 1949)

Таблица 14

| Местонахождение               | $\text{SiO}_2$ | $\text{TiO}_2$ | $\text{Fe}_2\text{O}_3$ | $\text{Al}_2\text{O}_3$ | $\text{FeO}$ | $\text{CaO}$ | $\text{MgO}$ | $\text{K}_2\text{O}$ | $\text{Na}_2\text{O}$ | $\text{P}_2\text{O}_5$ | Органическое вещество | $\text{H}_2\text{O}$ |
|-------------------------------|----------------|----------------|-------------------------|-------------------------|--------------|--------------|--------------|----------------------|-----------------------|------------------------|-----------------------|----------------------|
| Кызыл-Сай, верхний горизонт . | 54.26          | Следы          | 18.0                    | 4.50                    | 0.85         | 1.98         | 1.64         | 5.41                 | 2.10                  | 0.40                   | 0.45                  | 8.65                 |
| Кызыл-Сай, нижний горизонт .  | 50.95          | Нет            | 19.56                   | 6.56                    | 0.70         | 2.83         | 0.69         | 5.99                 | 2.45                  | 0.71                   | 0.65                  | 8.27                 |
| Саратов . . . . .             | 50.43          | Следы          | 20.84                   | 6.25                    | Следы        | 1.69         | 2.82         | 4.93                 | 2.13                  | 0.69                   | —                     | 5.49                 |
| Егорьевск . . . . .           | 44.46          | —              | 20.19                   | 10.52                   | 1.45         | 0.95         | 2.31         | 4.85                 | 1.38                  | 0.11                   | —                     | 13.31                |
| Нью-Джерси . . . . .          | 50.15          | 0.19           | 23.13                   | 8.23                    | —            | 0.49         | 2.02         | 7.08                 | —                     | 0.19                   | —                     | 6.76                 |
| Гавр . . . . .                | 50.62          | —              | 21.03                   | 3.80                    | 6.03         | —            | 1.14         | 7.14                 | —                     | —                      | —                     | 9.14                 |

Глауконит — водный силикат железа, весьма непостоянного и сложного состава (табл. 14). Почти каждый исследователь дает свою формулу; некоторые формулы приведены в работе Л. Н. Формозовой (1949). Обычно глауконит встречается в виде плотных массивных аморфных зерен зеленого, темнозеленого и буроватого цвета. Примесь их придает глауконитовым породам зеленоватый цвет (батиальный зеленый ил, глауконитовый песчаник, зеленоватый глауконитовый ордовикский известняк).

В современных морях, по данным М. В. Кленовой (1948) и Кюнена (Kuenen, 1950), глауконитовые осадки образуются в области шельфа и верхней части континентального склона. В абиссальной области они отсутствуют. По данным Колле (Collet, 1908), средние глубины образования современного глауконита от 20 до 150 м, в среднем около 70—80 м; но вероятно образование глауконита и на меньших глубинах, около 10—20 м. Некоторые исследователи, в том числе Галлиер (Gallagher, 1935), установили наличие глауконита на глубинах 200—400 м.

Ряд современных областей образования глауконита и многие искоцаемые месторождения связаны с сильными донными течениями. Эти течения не только уносили все тонкие частицы, но иногда даже размывали дно, образуя несомненные формы размыва. Они настолько ясны, что в геологической практике (стр. 22—26) их принимали за размыв на поверхности земли. Глауконит в виде крупных зерен входит в состав грубозернистых песков и даже мелкогалечниковых конгломератов, часто фосфоритовых.

Весьма возможно, что в таких случаях плотные и массивные глауконитовые зерна находятся во вторичном залегании, но ряд исследователей, в том числе Л. Н. Формозова (1949), допускают первичное образование и здесь.

В других случаях глауконит в виде тончайшего химического осадка входит в состав глинистых и известковых илов, образующихся, наоборот, в условиях почти полной неподвижности, застойности водной среды. Глауконит, выделяясь в виде тончайшего осадка, проникает в полости мельчайших организмов — фораминифер и радиолярий, — заполняя их и образуя глауконитовые ядра. Такие ядра неоднократно встречались в современных батиальных илах.

Наконец, многими исследователями принимается образование глауконита за счет подводных вторичных замещений (гальмировиза) различных минералов — биотита (Galliger, 1935), полевых шпатов (Takahashi, 1939). Этой точки зрения придерживается и М. В. Кленова (1948).

В интересной и обстоятельной работе Л. Н. Формозовой (1949) приведено краткое изложение основных гипотез образования глауконита, общим числом 44. Она распределяет их на три группы: «... гипотезы органического, вернее, биохимического происхождения, гипотезы замещения дегритных терригенных минералов и гипотезы химического осаждения из осадков».

Гипотезы первой группы выдвинуты Эренбергом (Ehrenberg, 1863), Мэрреем и Ренаром (Murray and Renard, 1894), Колле (Collet, 1908). Наиболее известные гипотезы второй группы выдвинули Кайё (Cayeux, 1892), К. Д. Глинка (1896), Мэррей и Филиппи (Murray and Philippi, 1908), А. Е. Ферсман (1913), Хуммель (Hummel, 1923) — автор гальмировиза, К. Н. Савич-Заблоцкий (1927), Галлиер (Galliger, 1935), Такахashi (Takahashi, 1939) и Н. И. Архангельский (1941). Третья группа гипотез, наиболее молодая, поддерживалась Гюмбелем (Gümbel, 1886), Берцем (Berz, 1921), Гольдманом (Goldman, 1919, 1922), Хаддингом (Hadling, 1932), Александером (Alexander, 1934) и советскими учеными — Л. В. Пустоваловым (1933, 1940), М. С. Швецовым (1934), А. Я. Микеем (1936), Г. И. Бушинским (1938), А. В. Казаковым (1947).

При чтении работы Л. Н. Формозовой (1949) создается впечатление, что каждая из этих трех групп гипотез исключает друг друга и что единственно правильными являются гипотезы третьей группы. Вряд ли это так. Действительно, гипотеза химического образования объясняет наибольшее количество фактов, но гипотезы первой и второй групп основаны на таком количестве фактов, что и их реальность несомненна. Правильнее считать, что хотя химические процессы в образовании глауконита и преобладают, но в ряде случаев он образуется в результате биохимических процессов и процессов замещения.

Как уже указывали некоторые исследователи, в образовании многих скоплений глауконитовых зерен существенную роль играют механические процессы, деятельность донных течений и волн. В одних случаях зерна глауконита переносятся с места на место; в других — они остаются почти на месте, но вследствие непрерывного перекатывания получают возможность нарастания, подобно зернам оолитов. Такой точки зрения придерживается Л. Н. Формозова (1949) по отношению к изученному ею Кызыл-Сайскому месторождению.

Еще раз подчеркнем сходство в образовании глауконитов и фосфоритов. Для последних известны химические, пластовые и желваковые месторождения, связанные с вымыванием и перекатыванием. Месторождения

глауконитов также бывают пластовыми и желваковыми, точнее зерновыми, причем в образовании второго типа месторождений такое же значение имеют механические процессы — движения воды. Сходство образования подчеркивается и частым их совместным нахождением.

Интересно, что в тесной связи с месторождениями глауконита нередко встречаются битуминозные и горючие сланцы. Эта связь объясняется сходством условий образования горючих сланцев и пластовых глауконитов.

Основное условие образования глауконита заключается в медленном накоплении осадков и в наличии некоторого количества органических веществ. Источником железа служат изверженные породы. Поэтому глауконит вдоль берегов, сложенных изверженными породами, образуется в больших количествах. Детали этого процесса до сих пор неясны, но сущность его состоит в продолжительном взаимодействии железосодержащего ила, разлагающихся органических веществ и кислорода, содержащегося в воде.

Присутствие органического вещества является причиной развития глауконита в областях встречи холодных и теплых течений, где происходит массовая гибель организмов. Такими областями являются восточное побережье Северной Америки, у Ньюфаундленда; Игольная банка у юго-восточной Африки; восточное побережье Японии и т. п.

Таким образом, глауконит указывает: 1) на довольно значительные глубины; 2) хорошо развитые течения и 3) медленное накопление осадков.

Связь с областями массовой гибели животных является основной причиной совместного нахождения глауконита с фосфоритами, хотя по своему генезису эти два минерала не связаны друг с другом и могут образовываться независимо.

В отложениях прошлого глауконит широко распространен.

Глаукониты юрских и нижнемеловых отложений центральной части Русской платформы детально описаны в работе Л. И. Горбуновой (1950), носящей, в основном, минералогический характер. Для Подмосковного бассейна она выделяет три типа этого минерала.

Первый тип — глауконит песчаных фаций, обычно связанный с мелководными фосфоритовыми фациями. Он темнозеленого цвета и крупнозернистый.

Второй тип — глауконит более глубоководных алевритовых глин. Он имеет менее насыщенный желто-зеленый цвет и более мелкозернист.

Третий тип — глауконит карбонатных монтморилонитовых пелитовых глин, обладающий весьма слабой зеленовато-желтой окраской («бесцветный»), еще более тонкозернистый. Этот тип, установленный А. В. Казаковым, описывается впервые.

Л. И. Горбунова (1950) связывает все три типа с постепенно увеличивающимися глубинами, но более вероятна обусловленность их морскими течениями. Независимо от глубины, там, где течения достигают значительной скорости, отлагается глауконит первого типа. Возможно, он представляет собой перемытые течениями фации глауконитов второго и третьего типов. Второй тип образуется там, где течения, хотя и развиты, но слабые. Третий тип связан с застойными областями, в которых течения полностью отсутствуют, чаще всего с иловыми впадинами на поверхности шельфа.

Описание глауконитовых пород и месторождений, кроме названных авторов, дано В. С. Малышевой (1930), П. П. Пилипенко (1935), С. Д. Рабинович и Н. В. Ренгартен (1944). Состав глауконитов описан Гендриксом (Hendricks, 1941) и Шнейдером (Schneider, 1927).

### Карбонатные фации

Эти фации преимущественно распространены вдоль берегов, сложенных известняками и доломитами, в областях массового развития прирастающих организмов и концентрации скелетных образований животных и их обломков.

#### *Фации известковых илов и песков*

Встречаются везде, но особенно широко развиты в теплых, тропических морях. Песок пляжа на Багамских островах и в некоторых других местах почти целиком состоит из раковинок фораминифер и мелких окатанных обломков раковин других животных. Такие пески в ископаемом состоянии представляют собой фораминиферовые известняки с нормальной или косой слоистостью.

Глубже зоны прибоя известковые пески сменяются известковыми алевритами и илами. В ископаемом виде алевриты представлены тонкозернистыми слоистыми известняками, а илы — афантитовыми известняками с раковистым изломом.

В умеренных морях, например вдоль берегов Лионского залива, по мере удаления от берега, независимо от глубины, нередко содержание извести в илу повышается. Он становится сначала известковым, а затем сильно известковым. Соответственно в ископаемом состоянии это будут известковистые глины, мергели и глинистые известняки. Для стадии чистых известняков обогащение ила изестью, повидимому, не доходит или доходит в очень редких случаях, при которых ил после употребления будет иметь вид плотного фарфоровидного известняка.

С другой стороны, небольшое обогащение изестью происходит всегда. Известковистость морских илов и песков является одной из их характерных особенностей.

Пути приноса CaCO<sub>3</sub> в морские осадки различны. Большая часть его приносится реками в виде мути и в растворе; значительное обогащение наблюдается у берегов, сложенных известковыми породами, например у берегов Ла-Манша, сложенных белым мелом.

Третий источник CaCO<sub>3</sub> — разрушение скелетных образований. В частности, значительное количество CaCO<sub>3</sub> получается при размывании биогерм подводными течениями и волнами как в теплых, так и в северных морях.

Четвертый источник — осаждение кальцита в виде химического осадка. С этим процессом тесно связано выделение кальцита в результате деятельности бактерий.

Основной формой осаждающегося в результате всех названных процессов кальцита является глиноподобный кальцит, «шеплитоморфный», как его называет Н. М. Страхов (1951). Более крупнозернистые формы играют подчиненную роль.

Содержание карбонатов в морских осадках весьма различно, но резко преобладают цифры между 10 и 90%. Содержание, равное 0 или 100%, практически не наблюдается. Нет морских осадков, к которым не была бы примешана хотя бы ничтожная часть карбонатов. Нет и карбонатных осадков, к которым не были бы примешаны другие составные части.

Процентное содержание карбонатов, как это указал Н. М. Страхов (1951), не всегда соответствует их абсолютной массе; нередко оно бывает обратным, например в Черном море. Это зависит от массы одно-

временно осаждающегося терригенного материала. Если последнего очень много, то он разбивает карбонаты, процентное содержание которых резко падает. Если же количество терригенного материала ничтожно, то происходит концентрация карбонатов, и их процентное содержание значительно повышается несмотря на то, что их абсолютная масса (грамм на кв. сантиметр) невелика. Так например на восточном побережье Черного моря абсолютная масса карбонатов достигает 30—50 г/см<sup>2</sup> и больше. В то же время процентное содержание их всего 10—20% и меньше. Одновременно в глубоководных впадинах этого моря масса карбонатов не превышает 10 г/см<sup>2</sup>, а процентное содержание 50—60% и выше, так как терригенный материал в них почти не проникает.

#### *Фации фораминиферовых песков и илов*

Представляют собой разновидность предыдущих, отличающуюся тем, что в них встречаются в большом количестве фораминиферы.

Литологический состав различен. Чаще всего это известняки, чистые или глинистые и песчанистые. Реже фораминиферы переполняют глинистые отложения или встречаются в них в большом количестве. Местами фораминиферы, совместно с зернами кварца и других минералов, играют существенную роль в образовании песков.

Краткая сводка данных по распространению фораминифер приведена в руководстве М. В. Кленовой (1948). Некоторые сведения имеются в монографии Кёпмэна (1938).

Прибрежные фораминиферовые известняки. Современные фораминиферы делятся на две большие группы: 1) донные прибрежные формы; 2) пелагические планктонные формы.

Донные прибрежные формы имеют плотную, иногда массивную раковину с фарфоровидными стенками. Они обитают массами на небольших глубинах, но нередки их скопления и на более значительных глубинах шельфа, от 100 до 200 м. Небольшие массы фораминифер живут в зарослях водорослей на илистом грунте. Их раковины скапливаются иногда в большом количестве и являются породообразующими.

Из сводки Вальтера (1893) можно привести следующие факты.

По берегам Красного моря между береговым рифом и сушей располагается пролив, сплошь заросший водорослями и морской травой, на которых живет богатейшая фораминиферовая фауна. Волны выбрасывают на берег длинные гряды белого песка. Этот песок состоит из одних раковин фораминифер, среди которых преобладают линзовидные раковины орбитолин.

Весьма широко распространены фораминиферы в тропиках, где они принимают большое участие в образовании рифовых известняков.

Колоссальными массами фораминиферы живут на прибрежных водорослях рифа Палау. Их раковинами образована большая часть песка по берегам этого острова.

На острове Сен-Винсент на глубине 12—91 м *Amphistegina* образует две трети всего осадка. По берегам Австралии и прилегающих островов нередко почти весь песок состоит из раковин *Orbitolites*.

Этих примеров достаточно, чтобы показать, в каких неизмеримых количествах скапливаются раковины фораминифер в прибрежных областях тропических морей.

Важно отметить, что эти скопления обычно теснейшим образом связаны с зоной прибоя, в которой фораминиферы образуют весь песок пляжа.

Они выдуваются на берег и образуют прибрежные дюны далеко от уровня моря. Таким образом, многие фораминиферовые известняки образуются в зоне прибоя, а некоторые даже на суше по побережью.

Совершенно такие же скопления наблюдаются и в отложениях прошлого. Наиболее распространенным и известным примером их являются нуммулитовые известняки. Своеобразная фауна, состоящая из гигантских гастропод, ежей и массивных тяжелых устриц, указывает на небольшую глубину. Несомненно, что часть нуммулитовых известняков в момент образования представляла такой же песчаный пляж, какой сейчас образуют *Orbitolites*. Возможно, что некоторые разновидности нуммулитовых известняков образовывались ветром на суше, выше уровня моря.

То же самое можно сказать и о верхнепалеозойских фузулиновых и швагериновых известняках. И в данном случае мы имеем скопления бесчисленных масс фораминифер в зоне прибоя и несколько выше и ниже ее. Мнение это для швагерин иногда оспаривается на основании соображений,

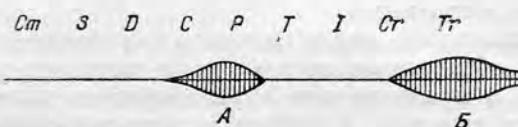


Рис. 86. Связь эпох расцвета фораминифер с эпохами складчатостей. А — фузулииды; Б — нуммулитиды.

связанных с шарообразной формой раковины, якобы приспособленной к планктонному образу жизни. Вряд ли это правильно, так как условия нахождения фузулинового и швагеринового известняков совершенно одинаковы и они одинаково связаны с прибрежными фациями коралловых островов.

Интересно отметить связь эпох расцвета прибрежных фораминифер с эпохами горообразовательных процессов. *Fusulinidae* связаны с варисцийской складчатостью, а *Nummulitidae* и близкие к ним формы — с альпийской складчатостью (рис. 86).

Глубоководные фораминиферовые известняки. Другие группы фораминифер достигают массового развития в умеренных и даже северных морях как в прибрежной зоне, так и в более глубоких областях шельфа. Так, например в Кольском заливе, по данным К. М. Дерюгина (1915), на глубине 100—140 м залегает фация фораминиферового песка с битой ракушей. Преобладают роды *Truncatulina*, *Lagenia*, *Miliolina*, *Cristellaria*. Все эти формы микроскопических размеров и обладают тонкой, хрупкой раковиной.

Подобные глинистые известняки и мергели с массой фораминифер, образовавшиеся на более значительных глубинах шельфа, нередки и в ископаемом состоянии.

Известняк с *Miliolina* нередко встречается в третичных отложениях Западной Европы. Аналогичны по условиям образования белые мергелистые известняки карбона Подмосковного бассейна, переполненные разнообразными фораминиферами небольших размеров — *Bradyina*, *Endothyra*, *Fusulinella* и т. п.

Наконец, последним типом известняковых отложений, содержащих фораминиферы, являются белый мел и близкие к нему породы. Форами-

ниферы, играющие крупную роль в их образовании, представлены уже исключительно пелагическими формами.

Эти отложения долгое время считались аналогами современного абиссального глобиринового ила. Но более детальное изучение показало, что они относятся к группе так называемых псевдоабиссальных отложений. Эти отложения связаны с накоплением пелагических форм в сравнительно неглубоких частях моря и более детально будут описаны ниже.

### *Фации рифов и онкоидов*

Довольно часто встречаются в морях всех широт. Название «онкоиды» мы сохраняем за теми массивами известняков, которые располагаются на более или менее значительных глубинах. Этим они отличаются от рифов, поднимающихся до уровня прибоя. В ископаемом состоянии онкоиды и рифы почти не отличимы друг от друга и обычно называются рифами или рифовыми известняками. Основная масса их тела образована известняковыми водорослями и в меньшей степени мшанками, цепентератами и другими животными.

Водорослево-мшанковые рифы (онкоиды) отличаются от коралловых рифов тем, что их образование не зависит от температуры воды. И в настоящее время, и в прошлом они образовывались в самых различных местах, начиная от тропиков и кончая полярными областями, например берегами Новой Земли.

Глубина их образования также колеблется в больших пределах, чем у коралловых рифов. Они возникают от зоны прибоя и до глубины проникновения света — 100—150 м.

Значительно меньше влияет на их образование степень солености воды. Коралловые рифы связаны с нормальной соленостью, а водорослево-мшанковые рифы хорошо развиваются не только в бассейнах с нормальной соленостью, но и в замкнутых солоноватоводных бассейнах и даже в пресноводных и горько-соленых озерах.

В современных морях водорослево-мшанковые рифы представлены возвышениями на морском дне, высотой от нескольких метров до многих десятков метров. Форма и размеры их весьма различны. На этих возвышениях развивается необыкновенно богатая и разнообразная фауна, состоящая из самых различных групп прирастающих и прикрепляющихся животных: кораллов, криноидей, эхиоидей, пелеципод, гастropод, брахиопод. Все они весьма разнообразны по видовому составу и богато украшены иглами, бугорками, ребрами и т. п. Ракушка обычно хорошей сохранности, хотя нередки и обломки, частью образующиеся в результате деятельности пожирающих животных.

Эти скопления представляют собой типичные биогермы. Вальтер (Walther, 1885), описавший их в Неаполитанском заливе, предложил им название «онкоид». Они достигают значительных размеров: километры и десятки километров длиной и сотни метров и километры шириной. Мощность онкоидов неизвестна, но, во всяком случае, она измеряется метрами и, вероятно, десятками метров. Возможны и более значительные цифры.

В ископаемом состоянии онкоиды представляют собой пластообразные, линзовидные тела, с горизонтальным основанием и выпуклой неровной верхней поверхностью. Они сложены крупнокристаллическим известняком, массивным или неяснослоистым, светлых белых и розоватых цветов. Фауна переполняет породу. Онкоиды залегают среди глинистых

пород, резко ограничиваясь снизу и сверху, и постепенно переходят в них по простианию. В обнажениях вскрывается только небольшая часть онкоида и полные его очертания остаются неизвестными. Поэтому его называют пластом массивного известняка или пластом ракушняка. Реже его называют рифоподобным известняком или просто рифом. Неровная, бугристая поверхность известняка часто принимается за поверхность надводного размыва, связанную с поднятием выше уровня моря. На самом деле никаких поднятий не было, и неровность вызвана действием донных течений.

Онкоиды состоят из скелетных образований и обломков водорослей и различных групп животных. Обычно преобладает одна группа, которая и определяет название онкоидов (в ископаемом состоянии — рифа): водорослевый, губковый, мшанковый, центраторовый рифы, которые описаны ниже.

Возможно, что некоторые известняки прошлого, описанные в разделе «Нимия рифовая область», стр. 417, например рифы силура острова Готланда и археоциатовые рифы, правильнее отнести к шельфу открытого моря.

**Водорослевые рифы.** К современным известковым водорослям относятся роды: *Corallina*, *Nullipora*, *Lithothamnium*, *Melobesia Lithophyllum* и др. По их имени известняки называются коралловыми, нуллипоровыми, литотамниевыми и т. д.

Известковые водоросли представляют собой небольшие моховидные или лишайниковые растения. Их наружная поверхность выделяет известь, облекающую растение плотной коркой. Возникают шаровидные, трубковидные, листовидные, лишайниковидные образования небольших размеров. Они легко разрушаются и перекристаллизовываются, превращаясь в неслойный известняк. Иногда внутреннее строение сохраняется хорошо. В обнажениях на поверхности известняка часто ничего не видно, и только в шлифах видно концентрическое столбчатое строение, характерное для известковых водорослей. В связи с этим известковые водоросли обнаруживаются с трудом, и нет сомнения, что с дальнейшим микроскопическим изучением известняков количество разновидностей водорослей значительно увеличится.

В современных морях известковые водоросли образуют скопления на дне в виде полос, вытянутых вдоль берега или занимающих середину заливов. Размеры полос различны, достигая десятков километров в длину, километров в ширину и многих метров мощности. При постепенном опускании дна моря мощность значительно увеличивается, достигая десятков и сотен метров. Основным условием для роста известковых водорослей является наличие света и хорошо развитых течений. Наибольшего развития они достигают на глубине от 10 до 150 м.

У берегов Новой Земли скопления известковых водорослей развиты на глубине около 45 м, у Шпицбергена — 18—36 м, в Кольском заливе 6—80 м, с максимумом на глубинах 10—40 м. У берегов Франции скопление известковых водорослей, так называемый мэрль (*maerl*), развито на глубинах 25—30 м. Эти водоросли добываются крестьянами для удобрения полей. По берегам Средиземного моря они развиты на глубинах 30—80 м. Громадного развития известковые водоросли достигают в тропиках, нередко составляя основную часть рифовых известняков.

Скопления известковых водорослей обладают твердой неровной поверхностью, на которой живет богатейшая и разнообразнейшая фауна.

Эта фауна прирастает к известковым водорослям, питается ими, питается друг другом и достигает необыкновенного развития.

Таким же характером обладают и скопления известковых водорослей в отложениях прошлого. Известняки, связанные с ним, обладают большим распространением и нередко громадной мощностью.

В различные периоды преобладают различные группы известковых водорослей.

В кенозое преобладают флоридей *Lithothamnium*, *Nullipora* и *Coralina*. Примером известняков, образованных ими, может служить известняк Leitha с богатой и разнообразной фауной.

В мезозое преобладают Codiaceae. В верхней юре *Sphaerocodium* образует слои известняка (Mumienkalk). Но наибольшего развития известковые водоросли достигают в триасе.

Значительная часть мощных доломитов Тироля сложена известковыми водорослями *Gyroporella* и *Diplopora*. Мощность доломитов измеряется сотнями метров.

В палеозое развиты сифонеи (Codiaceae), роды *Girvanella* и *Dasycladella*, *Vermiporella*, *Palaeoporella*. Они слагают известковые массивы и пласты в силурских отложениях; за последние годы обнаружены в каменноугольных и девонских отложениях и, наконец, в кембрии Северной Америки и Сибири. В докембре также найдены толщи известняков, образованных известковыми водорослями.

Палеозойские известковые водоросли изучены очень мало, и дальнейшее микроскопическое изучение, несомненно, обнаружит их во многих известняках.

Примером водорослевых рифов миоценового возраста могут служить подольские «толтры», детально изученные И. К. Королюк (1949, 1952). Толтры — это высокая грязь известковых массивов, тянущаяся параллельно восточному берегу Днестра (рис. 87). Они сложены рифовыми массивами двух возрастов, местами налегающими друг на друга — среднемиоценовыми (верхнетортонскими) и верхнемиоценовыми (сарматскими). Первые слагают основную грязь; вторые прилегают к ней с запада. Тортонские массивы образованы, главным образом, известковыми водорослями — литотамниями. На твердой основе — банке, созданной скоплением шаровых и пластинчатых литотамний, селились устрицы, пектены, мшанки, трубчатые черви (*Vermetus*), морские ежи, фораминиферы. Размеры банки — ширина 1—3 км, длина до 100 км. Мощность накапливавшихся осадков до 60 м.

На банке расположена рифовая грязь, уже более узкая, не шире 1—2 км, такого же протяжения. Рифовые массивы сложены литотамниями, но уже исключительно пластинчатыми. Сравнительно редко встречаются колонии кораллов и мшанок; более распространены сростки трубчатых червей. Мощность рифовой толщи 30—40 м; склоны рифов крутые, до 30—80°. Рифы сложены плотными известняками с инкрустационной структурой. Рост их в зоне прибоя подтверждается наличием разнообразных сверлильщиков (всверливающих пелеципод — *Lithophaga*, *Solen* и других).

Вокруг банки и выросшего на ней рифа распространены различные фации, связанные с ними, — обломочные известняки, вплоть до брекчиивидных, слойстые известняки, местами глинистые, ракушняки.

Сарматские рифовые известняки толтров значительно отличаются от тортонских, на которые иногда налегают. Они меньшей мощности (до 20 м), но распространены на большей площади и слагают массивы непра-

вильных очертаний, преимущественно конусовидной формы. Массивы образованы сложным сочетанием мелких серпулевых массивчиков с серпулево-ракушняковыми известняками и ракушняками. Широко распространены тонкозернистые известняки в основном химического происхождения. Специфические рифовые фации отсутствуют, как например зона сверлильщиков и скалистая литораль, поэтому массивные известняки сарматского возраста можно назвать онкоидами, как это и делает И. К. Королюк (1949, 1952). Сарматские онкоиды и тортоны рифы интересны тем, что они располагаются на севере, далеко от зоны развития типичных рифов. Сарматские онкоиды, кроме того, развивались в море со значительно пониженной соленостью.



Рис. 87. Общий вид подольских (Негинских) толтр сарматского возраста. Фото И. К. Королюк, 1949.

**Целентератовые рифы.** Наиболее широко развиты в палеозое, встречаются в мезозое и мало известны в кенозое. Это объясняется отчасти тем, что целентератовые известняки связаны с тропическими морями, более распространенными в палеозое.

Наиболее древним типом являются известняки кембрия. Часть их имеет почти рифовый характер, но большая часть представляет собой подводные накопления небольших глубин с хорошо развитыми движениями воды.

В силуре и девоне весьма широко распространены табулято-строматопоровые известняки. Главная масса их состоит из скелетных образований строматопороидей и табулят, передко встречаются ругозы, гастроподы, брахиоподы и другие формы.

Табулято-строматопоровые известняки представляют собой или правильные пласты, или неправильные скопления довольно значительных размеров. Иногда эти скопления достигают поверхности моря, образуя рифы, но чаще они не доходят до поверхности, залегая на небольших глубинах, до 10—20 м. Из отдельных фаций можно упомянуть фавозитовые, строматопоровые, хализитовые и амфиборовые известняки.

В карбоне общий характер тот же, но преобладают сирингопоровые, хететовые и строматопоровые известняки.

В триасе и юре изредка встречаются известняки, образованные строматопороидиями.

Все эти типы известняков служат хорошим указателем на небольшие глубины бассейна, сильные движения воды и высокую среднюю температуру и образуются в прибрежных областях тропических морей.

Водорослево-мшанковые известняки описаны в работах: Н. Н. Андрусова (Andrusow, 1909—1911), Н. И. Карлова (1937), В. П. Маслова (1949, 1950), В. И. Махаева (1940), Буркара (Bourcart, 1944, 1—2), Клода (Cloud, 1942), Фентона (Fenton and Fenton, 1933, 1939), Гарвуда (Garwood, 1913), Глока (Glock, 1923), Гольдинга (Goldring, 1938), Джонсона (Johnson, 1940, 1943), Пиа (Pia, 1926), Вальтера (Walther, 1885, 1893—1894).

**Губковые рифы.** Скопления известковых губок достигают значительных размеров только в тропических морях, в области коралловых рифов. Известняки, образованные губками, являются частью известняков, образующих рифовый массив.

В подобных же условиях губковые массивные известняки встречаются и в отложениях прошлого. Наиболее известным примером служат губковые рифы, связанные с верхнеюрскими коралловыми рифами Западной Европы.

Вне коралловых рифов известковые губки очень редко являются породообразующими и в этом случае слагают линзовидные пласти неправильных очертаний и небольшой мощности.

Такие губковые слои наиболее распространены в верхнемеловых отложениях, например в верхнем мелу Поволжья.

**Мшанковые рифы.** Наблюдаются три случая массового скопления мшанок: 1) скопления мшанок на твердом грунте в области шельфа; 2) скопления мшанок на поверхности водорослей; 3) рифовые образования в солоноватоводных бассейнах.

В нормальных морских бассейнах мшанки встречаются часто, но очень редко играют роль породообразующего элемента.

**Скопления мшанок на твердом грунте в области шельфа.** Основным условием для их развития является наличие твердого грунта и сильных течений. Это наблюдается в области скопления известковых водорослей. Некоторые участки этих скоплений сплошь зарастают мшанками, количество которых настолько велико, что они становятся породообразующим элементом. В результате образуются небольшие прослои и линзы известняков, сложенных скелетными образованиями мшанок и продуктами их разрушения. Иногда такие скопления мшанок развиваются и в области коралловых островов.

Заросли мшанок и соответственно прослой мшанковых известняков указывают на довольно значительные глубины, не менее нескольких десятков метров.

Примером ископаемых морских мшанковых известняков могут служить мшанковые известняки датского яруса.

**Скопления мшанок на поверхности водорослей.** Нередко в заливах и вдоль берегов, защищенных от сильного прибоя, на зарослях водорослей развиваются громадные количества мшанок, прирастающих и покрывающих водоросли.

После отмирания водорослей мшанки вместе с ними опускаются на дно, располагаясь по его поверхности. Грунт в таких зарослях водоро-

слой обычно представлен песчанистым илом. За счет разрушений скелетных образований мшанок грунт становится более или менее известковистым.

После диагенеза образуется известковистый песчано-глинистый сланец, переполненный скелетными образованиями мшанок, располагающихся более или менее параллельно поверхностям напластования. Мощность мшанковых известковых сланцев иногда достигает нескольких десятков метров, и вообще они пользуются широким распространением, особенно в средне- и верхнепалеозойских отложениях. При отсутствии других окаменелостей по мшанкам определяют возраст отложений.

**Рифовые образования в солоноватоводных бассейнах.** Мшанки хорошо выдерживают изменения солености и живут как в морских, так и в опресненных и пресноводных бассейнах. В морских бассейнах, вследствие большой конкуренции со стороны других форм, мшанки очень редко образуют большие скопления. В опресненных бассейнах большая часть других групп вымирает и мшанки нередко размножаются в колоссальных количествах. Так как мшанки растут в одном и том же месте, постепенно прирастают друг к другу, то скопления их скелетных образований создают большие известковые массивы. Размеры и характер этих массивов различны. Максимальные размеры: несколько километров в длину, несколько сотен метров в поперечнике и несколько десятков метров в высоту. Отдельные массивы располагаются друг за другом, образуя площади и полосы длиной в десятки километров. Изредка отдельные массивы поднимаются до поверхности моря, образуя настоящие рифы. Обычно же они не достигают поверхности моря, образуя холмы и выступы на его дне. Большинство массивов мшанковых известняков отличается небольшими размерами.

Широким развитием мшанковые массивы пользуются в сарматских отложениях Керченского полуострова. Они подробно описаны в монографии Андрусова (1909—1911), заключающей много важных данных.

Аналогичны по условиям образования мшанковые фенестелловые известняки германского цехштейна, также связанные с обособленным и опресненным бассейном.

#### *Фации слоистых известняков, сложенных рифообразователями*

Все четыре группы рифообразователей: водоросли, целентераты, губки и мшанки, кроме рифов, слагают также отдельные пласты и толщи хорошо слоистых известняков и доломитов. Эти слоистые известняки иногда связаны с рифами, окаймляя их или являясь их частью, но в большинстве случаев они не имеют к рифам никакого отношения.

В современных морях слоистые известняки занимают участки шельфа, находящиеся на небольших глубинах, от нескольких метров до нескольких десятков метров. Дно этих участков покрыто илом, песком, реже — галькой карбонатного или карбонатно-терригенного состава. В этих осадках и на их поверхности рифообразователи располагаются в виде отдельных особей, колоний и скоплений, не срастающихся друг с другом и тем самым не нарушающих слоистость пород. Преобладание той или другой группы определяет название фации: водорослевые, мшанковые, губковые, табуляторные, строматопоровые и другие известняки.

В ископаемом состоянии все эти фации имеют вид хорошо слоистых известняков. Мощность их чаще всего небольшая, но иногда может изменяться десятками и даже немногими сотнями метров, как например табу-

лято-строматопоровые известняки силура Алтайского и Зеравшанского хребтов. Весьма различно и их распространение, чаще всего ограниченное, реже значительное, как например мшанковых известняков нижнего карбона Алтая и Тянь-Шаня.

#### *Фации ракушняковых известняков, ракушняковых банок и ракушняков*

В серии равнинный берег эти фации встречаются довольно часто, а банки даже характерны для нее.

Известняки, образованные брахиоподами, пелециподами и гастropодами, широко распространены по всему свету и во всех отложениях, начиная с кембрия. Все они образуются в одних и тех же условиях, но состав биоценоза меняется. В палеозойских отложениях преобладают брахиоподы и пелециподы, а гастropоды сравнительно редки. В мезозое первое место занимают пелециподы, на втором месте стоят брахиоподы и на третьем — гастropоды. В кенозое на первое место выдвигаются гастropоды, за ними идут пелециподы, брахиоподы становятся редко встречающейся группой. Но по условиям образования брахиоподовые известняки палеозоя, пелециподовые — мезозоя и гастropodo-пелециподовые — кенозоя тождественны. Тождественны и типы известняков.

В связи с этим мы рассмотрим условия образования брахиоподовых, пелециподовых и гастropодовых известняков одновременно.

Известняки, в которых преобладают остатки пелеципод, гастropод или брахиопод, нередко называются «ракушняками».

Условия образования ракушняков очень различны, но все они связаны с областью шельфа, только в исключительных случаях распространяются на верхнюю часть континентального склона.

Среди ракушняков можно выделить три типа: 1) ракушняковые известняки, 2) ракушняковые банки, 3) ракушняки.

Ракушняковые известняки характеризуются тем, что раковины и цемент встречаются в одинаковом количестве или же раковин меньше, чем цемента. Второй признак — это фауна, состоящая из многих и разнообразных форм.

Ракушняковые банки характеризуются тем, что раковины резко преобладают над цементом; фауна однообразная, состоящая из одной или немногих форм, связанных друг с другом образом жизни.

Чистые ракушняки характеризуются резким преобладанием раковин над цементом, многочисленностью и разнообразием форм фауны, при жизни не связанных друг с другом.

**Ракушняковые известняки.** Брахиоподовыми, пелециподовыми или гастropодовыми называются такие известняки, в фауне которых преобладает та или другая группа. Иногда вся фауна известняка состоит из одних брахиопод или пелеципод, но чаще в состав ее входит несколько групп вместе.

Название ракушняковым известнякам присваивают по преобладающей группе, например брахиоподовый известняк, или по характерной форме, например кубоидный известняк, по имени *Rhynchonella cuboides*, или по местности наиболее типичного развития, например герцинский известняк — от Гарца, мячковский известняк — от с. Мячково, и т. п.

Классификация ракушняковых известняков не разработана. Они настолько многочисленны и разнообразны, что перечисление даже наиболее типичных невозможно.

Некоторые фации ракушняковых известняков, например нижнекаменоугольные литостроционовые известняки или девонские стрингоцефаловые известняки, обладают весьма широким распространением и встречаются повсеместно. Другие фации, наоборот, обладают весьма узким распространением.

Условия образования ракушняковых известняков весьма различны.

В современных морях пелециподы и гастроподы преобладают в фауне той или другой фации на самых различных глубинах шельфа и континентального склона. Известняки же образуются только в зоне шельфа и только в коралловых островах спускаются на континентальный склон.

Вследствие этого современные ракушняковые известняки связаны с шельфом и наиболее часто с глубинами до 100—120 м. Такую же картину мы наблюдаем и в отложениях прошлого. В пределах же шельфа ракушняковые известняки образуются везде, начиная от глубин в несколько метров.

**Ракушняковые банки.** Ракушняковой банкой называется скопление экземпляров одного и того же вида на морском дне. Это скопление возвышается над морским дном, отчего и происходит само название; «банкой» называется всякое подводное возвышение с пологими склонами.

Характернейшей особенностью банки является ее биоценоз, состоящий из одной или очень немногих, взаимно связанных форм. Отдельные особи этой формы чаще всего прирастают друг к другу, реже держатся вместе благодаря значительному весу раковины.

В современных морях наиболее типичным и распространенным примером ракушняковой банки являются устричные банки (рис. 88).

Устричные банки представляют собой скопление особей одного вида, прирастающих друг к другу. Нижние слои постепенно отмирают, а на них прирастают все новые и новые слои. В результате образуются банки длиной до нескольких километров, шириной в сотни метров и высотой в несколько метров.

В строении банки принимают участие устрицы и немногие другие формы, при жизни связанные с устрицами, т. е. питающиеся ими, всеверливающиеся в них, прирастающие к ним и т. п.

Устричные банки образуются на небольшой глубине, около нескольких метров, в прибрежной области, в районе сильного действия волн. Волны смывают всех остальных животных, кроме тяжелых и приросших друг к другу устриц.

В мезозое аналогичные банки образуют, кроме тех же *Ostrea*, и другие роды *Ostreidae*, например *Exogyra*, *Alectrionia*, *Gryphaea*. Можно отметить также широко распространенные рудистовые банки, которые передко связаны с коралловыми рифами. Устричные же банки образуются в морях всех климатов.

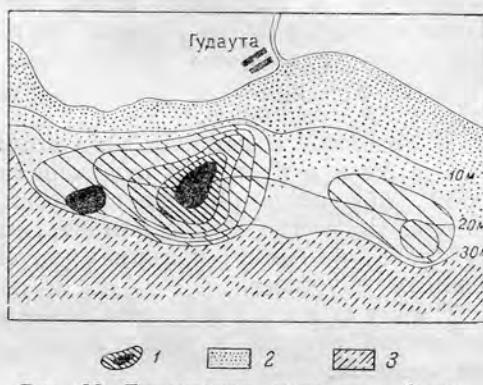


Рис. 88. Гудаутская устричная банка.  
По Б. Н. Никитину, 1934.

1 — устричная банка; 2 — песок; 3 — ил.

В палеозое пелециподовые банки редки; можно упомянуть только скопления громадных массивных толстостенных *Megalodon*, но зато место пелеципод занимают брахиоподы.

В карбоне широко развиты продуктусовые банки. Они образуются главным образом видами *Productus giganteus* и *Productus striatus*. Раковины *Productus giganteus* располагаются выпуклой массивной толстой створкой вниз. В одну раковину помещается другая и т. д. Удерживаются они вместе из-за большого веса раковин. *Productus striatus* образует банки так же, как и устрицы, взаимно прирастаю друг к другу, но прирастание происходит в вертикальном положении.

В девоне банки образуются строфеодонтами, по форме и массивности раковин очень близкими к *Productus* (например *Stropheodonta uralensis* из среднего девона Урала). Иногда стригоцефалы (*Stringocephalus*) срастаются в силошные массы bancoобразного характера. Наконец, банки образуют срастающиеся друг с другом большие груборебристые пентамеры (*Pentamerus baschkiricus*).

В силуре также распространены пентамеровые банки (*Pentamerus knighti*, *P. vogulicus*).

В ордовике и кембрии ракушняковые банки неизвестны.

Где бы и в каких бы отложениях ни была встречена ракушняковая банка, она везде определяет небольшую глубину, около нескольких метров. Но всегда нужно помнить, что отдельные особи того вида, который образует банку, например устрицы, могут встречаться и на значительных глубинах.

Ракушняками мы называем вторичные скопления мертвой, перемытой ракушки в таких массах, что раковин значительно больше, чем цемента.

По условиям образования ракушняки можно разбить на две большие группы: подводные и надводные.

Подводные ракушняки образуются чаще всего в результате деятельности течений. После смерти животного раковина переносится течением до определенного пункта, где течение затихает. В этом пункте происходит постепенное накопление иногда значительных масс раковин. Благодаря тому, что перенос происходит медленно, сохранность ракушки очень хорошая и количество обломков сравнительно невелико. Много экземпляров с двумя створками. Подводные ракушняки могут быть довольно значительных размеров, мощность, например, достигает 10—20 м.

Надводные ракушняки представляют собой береговые валы, состоящие главным образом из ракушки. Вследствие того, что ракуша, прежде чем попасть в береговой вал, проходит через зону прибоя, она всегда носит следы перетирания. Когда прибой слабый, то следы перетирания незначительны, когда же прибой сильный, то ракуша почти вся раздробляется и окатывается, образуя так называемую «битую ракушу».

В подводных ракушняках нередко встречается примесь грубозернистого песка, попадаются отдельные гальки, куски древесины, кости рыб и других позвоночных, а также другие посторонние предметы, занесенные прибоем в береговой вал.

Размеры береговых валов различны. В тех случаях, когда море постепенно отступает, береговые валы могут достигать значительных размеров: длина — десятки километров, ширина — километры и мощность — несколько метров.

Надводные ракушняки важны как точные указатели положения береговой линии, но служить указателями возраста они не могут, ибо в них

смешивается фауна различных фаций и нередко различных горизонтов, вследствие вымывания прибоем более древней фауны.

Образование современных ракушняков описано В. Н. Никитиным (1934), Н. М. Селимхановым, В. В. Тихомировым (1947) и Тейхертом (Teichert and Serventy, 1947).

### Фации эхинодermатовых известняков

Эхинодermатовые известняки характеризуются преобладанием в их фауне иглокожих, нередко являющихся порообразующим элементом.

Можно отметить два основных типа эхинодermатовых известняков: 1) энкринитовые, или криноидные; 2) эхиноидные известняки и мергели.

Сравнительно мало распространены: 1) цистоидные и бластоидные известняки; 2) астиериевые и офиуровые известняки и сланцы.

Энкринитовые известняки нередко сплошь состоят из членников и табличек морских лилий. Членники называются по латыни *Encrinites*, от чего и происходит само название. Название криноидные происходит от слова *Crinoidea* — морская лилия. Криноидные известняки редко достигают значительной мощности (обычно несколько метров). Протяженность их довольно значительная.

Современные наиболее известные морские лилии живут на больших глубинах. Поэтому раньше считали все энкринитовые известняки глубоководными. Но и в современных морях большинство криноидей связано с глубинами не больше нескольких десятков метров. На еще меньших глубинах жили массивные короткостебельные палеозойские криноиды. Поэтому в настоящее время энкринитовые известняки считают сравнительно мелководными образованиями, связанными с глубинами от 10 до 50—60 м.

На морском дне морские лилии покрывают сплошные поля более или менее значительных размеров. После смерти животное очень легко рассыпается на членники и таблички, которые устилают дно правильным слоем. На этом слое развиваются новые животные и т. д. Заросли лилий часто связаны с коралловыми рифами.

Энкринитовые известняки наибольшего развития достигают в девоне и карбоне, но известны начиная с силура и кончая юрой. В мелу и кеноэз они почти неизвестны, замещаясь эхиноидными известняками.

Эхиноидные известняки и мергели характеризуются массовым присутствием табличек панцирей и игл морских ежей *Echinoidea*.

Современные *Echinoidea* живут на самых различных глубинах и отложениях, но максимального развития достигают в зоне ослабленного влияния волн, т. е. на глубинах от 10—20 до 60—100 м. Повидимому, в таких же условиях жили и вымершие формы. Но некоторые из них, например *Cidaris*, с толстым панцирем и громадными массивными иглами, жили и на меньших глубинах. Так же как и морские лилии, морские ежи в массовом количестве встречаются в области коралловых рифов.

Мощность и протяженность эхиноидных известняков сравнительно невелики.

Они встречаются, начиная с нижнего карбона, но значительного развития достигают часто с верхнего мела. В верхнемеловых и третичных отложениях известняки и мергели с морскими ежами встречаются часто. Они указывают на средние глубины шельфа.

Цистоидные и бластоидные известняки изредка встречаются в палеозойских отложениях. Примером могут служить эхиносферитовые ордовические известняки Ленинградской области и центримитовые нижнекаменноугольные известняки Северной Америки. Условия их образования не отличаются от условий образования криноидных известняков.

Астериевые и офиуровые сланцы и известняки очень редки и связаны или с большими глубинами, или с обособленными заливами, или проливами.

#### *Фации трилобитовых и остракодовых известняков*

Характеризуются преобладанием трилобитов и остракод. Среди них можно выделить два типа.

Первый тип отличается тем, что вся фауна состоит из трилобитов или остракод, или из тех и других. Порода представляет собой весьма тонкозернистый, плотный, аморфный фарфоровидный известняк с раковистым изломом. Этот тип образуется или на больших глубинах открытого моря или в обособленных заливах и лагунах коралловых островов. Для большинства случаев наиболее вероятно последнее, но возможно и наличие глубоководных известняков, образовавшихся на глубинах 100—800 м. Примером первого типа могут служить среднедевонские и верхнесилурийские известняки с *Leperditia*. Второй тип представлен мелководными отложениями с глубинами не более 60—80 м. Это — мергелистые известняки с богатой и разнообразной фауной. Вместе с преобладающими трилобитами встречаются самые разнообразные другие животные.

Примером второго типа описываемых известняков служат некоторые фации нижнесилурийских известняков Ленинградской области.

#### *Фации детритовых известняков*

Детритусом, или сокращенно детритом, называются продукты разрушения скелетных образований морских организмов. Нередко они концентрируются в громадных количествах, образуя пласти слоистых известняков большой мощности и большого распространения.

Разрушение скелетных образований происходит в результате деятельности волн, течений и организмов, а также подводного выветривания. Наибольшее значение имеет деятельность волн и течений. Поэтому грубообломочные детритовые известняки образуются на небольших глубинах, обычно не больше нескольких десятков метров. Мелкообломочные известняки, величина зерен которых соответствует величине зерен песков и илов, распространены на любых глубинах и на громадных площадях. К ним относится значительная часть так называемых немых известняков.

Детритовые известняки описаны в работах Н. М. Страхова (1951), Г. И. Теодоровича (1950), М. С. Швецова и А. М. Бириной (1935), Н. Н. Смирнова (1930), Р. Шрока (1950), Гинзбурга (Ginsburg, 1953), Слосса (Sloss, 1947), Старка и Дэплса (Stark and Dapples, 1941), Торпа (Thorpe, 1939).

#### *Фации немых известняков*

Немыми называются известняки, не содержащие определимых остатков организмов, «не говорящие» ничего палеонтологу. Иногда применение

микроскопии позволяет перевести известняки из немых в «говорящие», т. е. палеонтологически охарактеризованные; чаще всего это бывают фораминиферовые и водорослевые (сгустковые) известняки.

В большинстве случаев даже микроскопия не обнаруживает определимые остатки организмов, и известняки остаются немыми. Определение условий образования таких известняков представляет трудную задачу, не всегда разрешимую.

Прежде всего, они могут быть не только морскими, но и лагунными и даже озерными. Морское происхождение их можно установить только по залеганию среди морских палеонтологически охарактеризованных отложений и переходу в них по простирианию.

Среди морских немых известняков встречаются следующие типы:

1. Детритовые

2. Абразионные

3. Химические

Оолитовые

Бобовые

Микроструктурные

4. Бактериальные

5. Образованные разложением органического вещества и, вероятно, другие типы.

Детритовые известняки были охарактеризованы выше. В зависимости от движения волн и течений известняки бывают от грубозернистых до коллоидных, афанитовых. Они образуются в различных областях шельфа и континентального склона.

Абразионные известняки образуются в результате разрушения прибоем берега, сложенного известняками или известковистыми осадками, и отложения вновь известковистых продуктов разрушения.

В современных морях примеры абразионных известняков нередки. Например пески на берегах островов Готланд и Антикости больше чем на 90% состоят из зерен известняка. Сами острова сложены силурийскими известняками.

Отложение известкового ила наблюдается у берегов Ла-Манша, сложенных писчим мелом.

Пески и илы у берегов Лионского залива в районе развития мезозойских известняков очень сильно обогащены известью.

Значительная часть илов и песков в зоне коралловых островов также механического происхождения.

В отложениях прошлого механические известняки распространены не менее широко, чем в настоящее время, но выделение их — дело будущего. Обычно их не обособляют от органических известняков, хотя по происхождению они резко различны.

Механического, абразионного происхождения многие немые известняки, отлагающиеся в областях, где более древние, размывавшиеся осадки представлены известняками.

Химические известняки. Роль известняков, связанных в своем образовании с химическими процессами, в общей массе известняков не выяснена, но количество их может быть значительно.

Несмотря на то, что в морской воде содержится небольшое количество извести, океан ее насыщен почти до предела. Многие исследователи доказали, что морская вода настолько насыщена известию, что достаточно небольших изменений, чтобы вызвать ее осаждение. Особенно велико насыщение известию в теплых тропических морях. Достаточно резкого

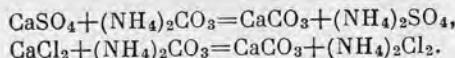
изменения температуры, изменения содержания углекислоты в воде, усиления испарения, чтобы вызвать выделение кальцита. Такие условия существуют в мелководье тропических морей. Некоторые исследователи (Mac Clendon, 1918) считают, что достаточно течению пройти над мелким дном моря в тропических областях, чтобы на его поверхности осел слой извести. Для течения глубиной в 30 м количество осадка будет равно 2 мм ежегодно, или 2 м в тысячелетие.

Эти интересные и важные наблюдения показывают, что количество химических известняков, образующихся путем непосредственного осаждения из морской воды, гораздо более значительно, чем предполагают.

**Известники, образованные бактериями.** Дрю (Drew, 1914) установил, что некоторые бактерии, которые он назвал *Bacterium calcis*, обладают способностью в присутствии азотистых веществ выделять  $\text{CaCO}_3$ . Дрю обнаружил эти бактерии в ряде пунктов на дне Атлантического океана на американском и европейском берегах. По его мнению, в мелководных тропических бассейнах выделяющие известь бактерии играют крупную роль в образовании известняков. Он указывает, что можно считать со значительной степенью уверенности большие массы мелоподобного ила, слагающие Большую Багамскую банку и банки в районе юга Флориды, выделяющимися в настоящее время в результате деятельности *Bacterium calcis* из солей кальция, заключающихся в морской воде. Из этого можно сделать предположение, что *Bacterium calcis* или близкие формы могли играть крупную роль в совокупности с раковинами фораминифер и других организмов в образовании различных мелководных отложений.

Открытие Дрю вызвало большой интерес. Появились другие исследования, которые дали неопределенные результаты. Многие работы подтвердили данные Дрю, несколько изменив и дополнив их. Другие работы частично опровергли утверждения о способности бактерий к выделению извести. Детальная сводка этих работ дана Твенхофелом (1936). На основании этой сводки можно сказать, что выделение бактериями извести доказано, но его размеры и условия достаточно не выяснены. Один факт возможности выделения бактериями извести заставляет пересмотреть все гипотезы об образовании ряда немых известняков, так широко развитых в нижнем палеозое и докембрии.

**Известники, образованные разложением органического вещества.** При разложении органического вещества в значительных количествах выделяется аммиак, который соединяется в воде со свободной углекислотой, образуя карбонат. Этот карбонат, действуя на соли кальция, выделяет кальцит по следующей реакции:



В разложении органического вещества и выделении аммония большую роль играют также бактерии.

Опыты, проведенные Ирвином и Мэрреем (Irvine and Murgay, 1891), показали реальность этих процессов. Получающийся кальцит очень похож на кальцит, выделяемый бактериями.

Твенхофел (1936) считает, что эти процессы могли играть крупную роль в образовании ряда древних немых известняков. Он говорит, что многие известняки только в незначительной части состоят из окаменелостей, а главная масса их состоит почти из аморфного кальцита. Кажется вероятным, что этот тонкозернистый углекислый кальцит частью произ-

веден осаждением благодаря неорганическим агентам и частью реакцией с карбонатом аммония, получившимся от деятельности организмов или разложения органического вещества.

В ископаемом состоянии обособление бактериальных и химических известняков пока невозможно. Эти известняки рассмотрены Н. М. Страховым (1948, 1951, 1953), В. Б. Татарским (1939), Зандером (Sander, 1936).

Образованию современных химических и бактериальных известняков посвящены работы Н. М. Страхова (1951), Байера (Baier, 1937), Бавенданна (Bavendamm, 1932), Блэка (Black, 1933), Эммонса (Emmons, 1928), Филда (Field, 1928, 1932) и Ги (Gee, 1932).

Интересные гипотезы об образовании первых известняков предложены Дэли (Daly, 1909). Он доказал, что докембрийские известняки не образованы скелетными образованиями животных. Образование древних известняков рассмотрено Д. А. Косым (1936), В. П. Масловым (1949), П. А. Православлевым (1922).

### Сервия гористый берег

Эта сервия встречается реже, чем сервия равнинный берег, но все же достаточно часто и иногда на больших протяжениях, например у западного берега Северной и Южной Америки.

Ее характерной особенностью служит отсутствие прибрежной равнины. Волны ударяются непосредственно в скалистый берег. Местами развиты небольшие заливы с песчаным пляжем, но и они на некотором расстоянии окружены скалами.

Гористый берег обладает необычайными фациями, своеобразно распределенными. В геологической практике это своеобразие учитывается совершенно недостаточно и многие взаимоотношения, связанные с ним, объясняются тектоникой.

Шельф почти всегда развит, но узкий, шириной в несколько десятков километров. В отдельных случаях он отсутствует, и континентальный склон начинается у самого берега, например в Алжире (рис. 75, верхний разрез). Континентальный склон обладает наиболее крутыми углами падения, обычно измеряющимися градусами, а иногда и десятками градусов, как это видно на рис. 75.

Весьма полно шельф гористого берега у Норвегии изучен Нансеном (Nansen, 1904). По его данным, вдоль всего берега Норвегии, от Немецкого моря и до Нордкапа, на расстоянии свыше тысячи километров тянется область развития глубоководных песков, конгломератов и камней. Они приурочены к перегибу шельфа, но заходят на шельф и спускаются далеко по континентальному склону, до глубин 600—800 м. Нансеном составлено свыше сорока подводных разрезов, из которых мы приводим три.

Первый разрез (рис. 89) проходит на самом севере Норвегии. На нем ясно виден узкий плоский шельф, шириной около 25 км, сплошь покрытый скалами и камнями. Зона песка идет до глубины 600 м.

Второй разрез (рис. 90) расположен немного южнее, у южной оконечности Лофотенских островов. Ширина шельфа уже больше, около 70 км, но он также покрыт песком и галькой. На перегибе шельфа и ниже, до глубины 800 м, идет песок с камнями и до глубины 1000 м глинистый песок.

Третий разрез (рис. 91), расположенный в средней части Норвегии, иллюстрирует район, где шельф достигает значительной ширины — 120—

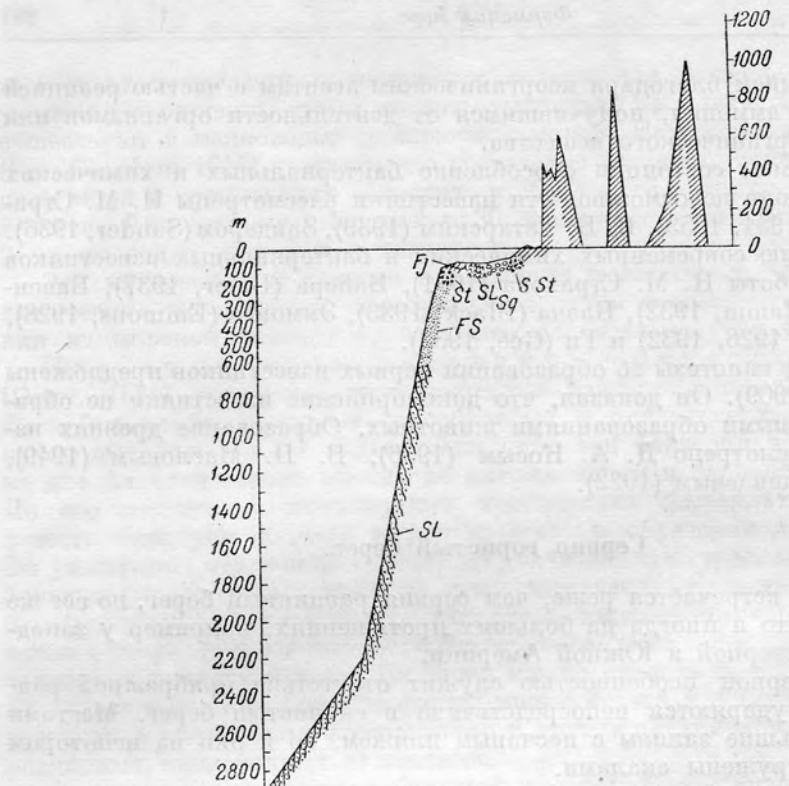


Рис. 89. Разрез шельфа Норвегии в его северной части. По Нансену (Nansen, 1904).

St — камни; SSt — песок с камнями; Sg — галька;  
Fj — скалы; FS — тонкозернистый песок; SL — песчаный ил.

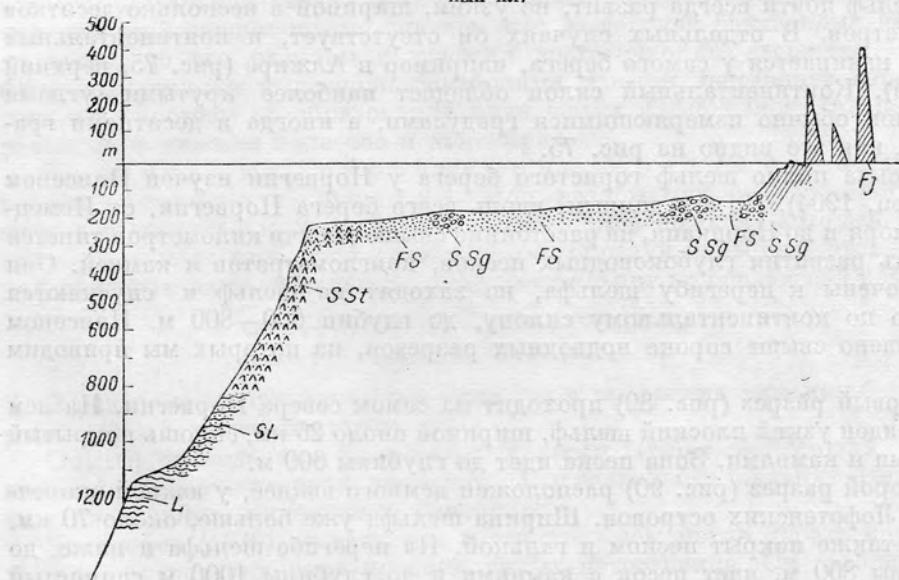


Рис. 90. Разрез шельфа Норвегии у Лофотенских островов. По Нансену (Nansen, 1904).

Fj — скалы; Ssg — песок с галькой; FS — тонкозернистый песок; SSt — песок с камнями; SL — песчаный ил; L — ил.

150 км. Здесь уже средняя часть шельфа покрыта илом. Ближе к перегибу идет сначала тонкозернистый песок, затем он сменяется песком с галькой, снова песок, и наконец перегиб и склон до глубины 600 м покрыты песком с галькой.

На этих трех разрезах видны рельеф шельфа, почти горизонтального, и крутые углы падения континентального склона и берегового обрыва. Надо иметь в виду, что вертикальный масштаб в 50 раз больше горизонтального, т. е. все углы искажены. Это хорошо видно по рельефу прибрежных скал и гор. На рис. 91 виден переуглубленный фиорд, отделенный от моря шхерами.

Распределение фаций весьма своеобразно и резко отличается от распределения фаций вдоль равнинного берега. Основное отличие заключается в многочисленных нарушениях закономерного распределения зон галечников, песков и илов. Песчаный пляж встречается редко, в небольших заливах или на небольших участках прямого берега, но и в этих случаях песок всегда смешан с галькой или с обломками и нередко нацело замещается ими. Зато пески появляются в средней части шельфа или даже на перегибе к склону в результате действия донных

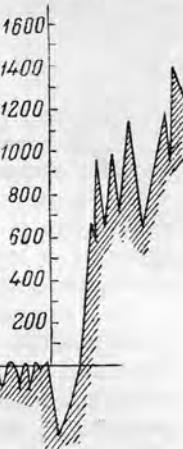


Рис. 91. Разрез шельфа Норвегии в его средней части. По Нансену (Nansen, 1904).

SSg — песок с галькой; SL — песчанистый ил; FS — тонкозернистый песок; L — ил.

течений. Зона илов резко сокращается, сохраняясь только во впадинах, как это видно на рис. 91, и на больших глубинах на окраине шельфа и на континентальном склоне.

Но самое интересное — это смещение фации скал и камней на любые глубины шельфа и даже на континентальный склон. Нередко камни и глыбы, иногда гигантских размеров, падая и сползая по крутому склону, накапливаются у его подножия в зоне илов. В ископаемом состоянии такие скопления трактуются различно. Иногда их связывают с деятельностью ледников, считая их ледниково-морскими отложениями. Иногда их рассматривают даже как размытые остатки надвигов и навалов.

Подобные смещения фаций встречаются везде, где есть скалистый берег, а так как такие берега широко распространены, то также широко распространено смещение фаций. Весьма часто оно наблюдается у подножия молодых поднимающихся горных хребтов. Нет сомнения, что и в отложениях прошлого подобные смещения были широко распространены опять-таки у подножия молодых поднимающихся хребтов. Подобную картину мы должны наблюдать у подножия Кавказа и Альп в третичных морях; однако в литературе на такие смещения указаний нет. И в этом случае появление глубокообломочных фаций трактуется как результат тектонических движений в области шельфа. На самом же деле появление таких фаций связано не с поднятиями, а с деятельностью течений.

Как, например, геолог может объяснить разрез на рис. 91? Прежде всего крутой обрыв у берега будет объяснен как сброс. Примыкающие к нему тонкозернистый песок и песчаный ил будут приняты за глубокую, удаленную от берега часть шельфа. Песок, переходящий в песок с галькой, несомненно будет трактоваться как отложения небольших глубин, примыкающие к берегу и, может быть, даже составляющие зону прибоя. На самом же деле взаимоотношения обратные, и берег находится совсем не там, где находится песок с галькой. Очень важно, что увеличение грубозернистости осадков будет происходить не в направлении к берегу, а в обратном направлении.

### *Фации скал и камней*

Широко распространены и необыкновенно разнообразны.

1. Местами развиты гигантские вертикальные скалы высотой в сотни метров, уходящие в море почти перпендикулярно на многие десятки метров. В зоне прибоя только мощные волны непрестанно бьют о гладкие и выщербленные скалы. У уровня воды и ниже его развиты пещеры и гроты, иногда значительных размеров. Они образуют зону своеобразного морского царства, пока еще весьма мало изученного.

2. Гораздо чаще, вследствие совместного действия абразии и эрозии, прибрежные скалы резко понижаются, у их подножия на суше и в прибрежной части дна моря образуются каменистые площадки, шириной до нескольких километров. Глубина моря над этими площадками различна; местами развиты ямы в десятки метров глубиной, местами отдельные скалы и камни торчат из воды или едва скрыты водой. Такие участки исключительно опасны для судоходства. Действие прибоя усиливается легко передвигающимися камнями и достигает максимальных размеров. На дне моря образуется брекчия, состоящая из угловатых обломков различных размеров и различного состава. В песчано-глинистом цементе ее будет находиться морская фауна. На защищенной от удара волн поверхности скал будут располагаться прирастающие и всеверливающиеся животные и известковые водоросли. Такого типа фации легче всего узнаются в ископаемом состоянии и нередко упоминаются в геологической литературе.

3. Частым случаем фаций скал и камней являются шхеры, расположенные у южного берега Финляндии и у берегов Швеции в средней части Балтийского моря. Бесконечное количество небольших островов и скал самых неправильных очертаний (диаметр их от нескольких десятков метров до немногих километров), разделенных сравнительно небольшими проливами. Острова сложены оглаженными коренными породами или скоплениями моренного материала, а все шхеры представляют собой опустившийся и частично затопленный морем моренный ландшафт. Если опускание шхер будет продолжаться и они перекроются морскими отложениями, то формы залегания последних будут весьма своеобразны, имея вид многочисленных невысоких антиклиналей и синклиналей, непрерывно и неправильно сменяющих друг друга.

4. Другим интересным примером служит далматинский берег с его характерными гребнями и каналами (рис. 92), простирающие которых соответствует простиранию тектонических структур. Гребни сложены известняками с закарстованной поверхностью; на дне каналов отлагаются тонкозернистые илистые осадки. Как видно из рис. 92, каналы — это узкие и длинные проливы и заливы, а гребни — острова и полу-

острова. Длина каналов достигает 90—120 км, ширина 6—12 км и менее; ширина гребней еще меньше, она не превышает 3—8 км.

Образование каналов связано с затоплением уже выработанных наземных речных долин и является типичным примером ингрессии моря

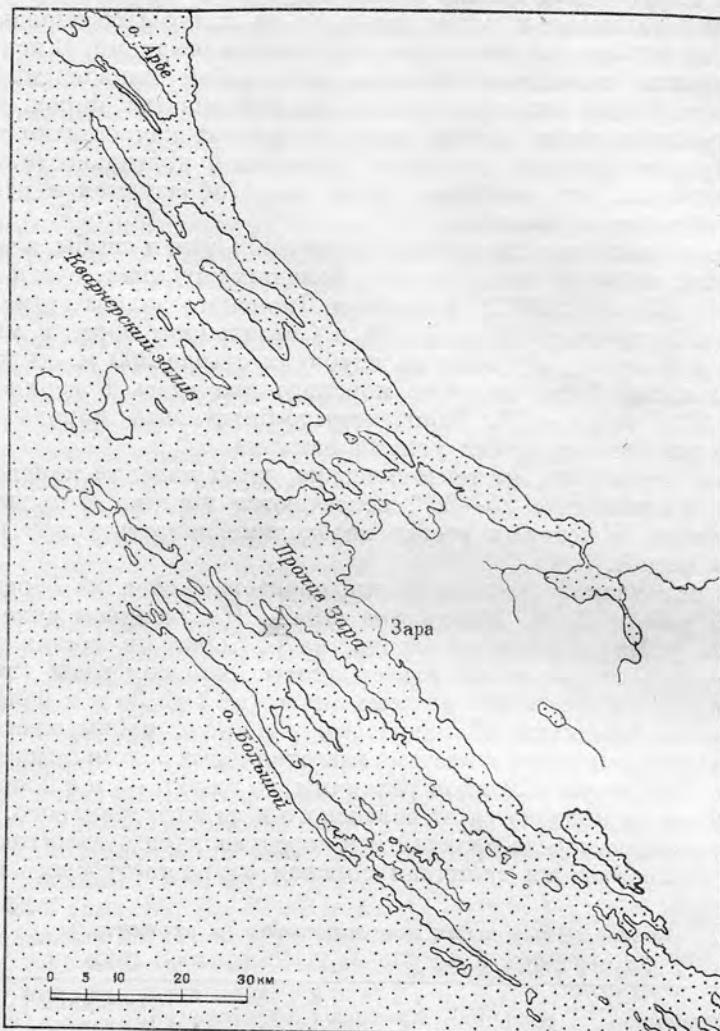


Рис. 92. Далматинский берег. По Мартонну (Martonne, 1913).

на сушу, сложенную известняками. Соответственно, характерной будет комбинация известнякового ложа и лежащих на нем тонкозернистых илистых осадков, почти без всяких промежуточных отложений. Подобную картину мы наблюдаем в девонских уральских месторождениях бокситов. Возможно, что местами отложение пород флишевого типа связано с подобными морскими каналами, но уже структур, сложенных песчаноглинистыми породами.

5. Обвалы или обвально-морские отложения типично выражены у высоких гористых берегов, круто спускающихся в море. Примером

может служить южный берег Крыма, у Алупки, (Д. В. Наливкин, 1937). Громадные скопления глыб и целых массивов известняков сползают по глинистому склону, глубоко спускаясь в море. Большинство обломков известняков угловаты или мало окатаны, но среди них, в зоне прибоя, встречается округленная галька и валуны.

Скопления обломков и галек залегают на глинистых породах и покрываются на глубине современными глинистыми осадками. В ископаемом состоянии такие скопления представляют собой линзовидный пласт брекчии, залегающей непосредственно среди глинистых пород. В геологической практике такие линзы часто объясняют как остатки тектонических покровов или как результат ледниковой деятельности. Нужно, однако, учитывать, что подобные фации чаще образуются в результате береговых обвалов и оползней.

Вследствие сползания по крутому берегу обломки и глыбы, а также ценные скопления их могут находиться на больших глубинах, среди ила. По данным Тулэ (Thoulet, 1912), у берегов Лионского залива, там, где Пиренеи круто и внезапно обрываются в Средиземное море, у мыса Креус (Creus), ил с камнями встречен на глубинах свыше 200 м, на довольно большой площади. Углы падения морского дна здесь в верхней части достигают  $26^{\circ}$ , ниже —  $3^{\circ}$ . Конгломерато-брекчевая порода залегает под такими же естественными углами наклона.

Подобные первичные, не тектонические, углы падения конгломератов и брекчий, достигающие  $25$ — $30^{\circ}$ , встречаются нередко и представляют важное явление, с которым всегда необходимо считаться при изучении ископаемых фаций.

Пример ископаемой брекчии осыпи, образовавшейся на берегу моря, приведен в работе В. Д. Наливкина (1949). На западном склоне Среднего Урала, у Михайловского завода, на р. Серьге, в состав верхнего карбона входят капысовские известняковые конгломераты (табл. 15). Они слагают более или менее мощные линзы (от 1 до 30 м и более), чередующиеся с песчаниками и алевритами и состоят преимущественно из хорошо округленных галек и местами известняковых обломков и плохо окатанных глыб. Размеры обломков различны, до глыб 6—8 м в поперечнике. Возраст обломков колеблется от визейского и до швагеринового. В песчанином цементе конгломерато-брекчий и в чередующихся с ними песчаниках встречена разнообразная типичная морская фауна таствубского возраста.

Таблица 15  
Состав капысовых конгломератов (в процентах)  
Размер галек 3 см. (По В. Д. Наливкину, 1949)

| Местоположение         | Кварцит | Кремень | Эффузивы | Песчаники и сланцы | Известняк |
|------------------------|---------|---------|----------|--------------------|-----------|
| Бисертский завод . . . | 14      | 7       | 1        | 6                  | 72        |
| Киргишаны . . . . .    | 2       | 8       | 7        | —                  | 83        |
| То же . . . . .        | —       | 13      | —        | —                  | 87        |
| Р. Каменка . . . . .   | 12      | 16      | 10       | —                  | 62        |
| Капысов ключ . . . . . | 12      | 15      | 27       | 1                  | 45        |
| То же . . . . .        | 12      | 8       | 13       | —                  | 57        |
| Р. Серьга . . . . .    | 4       | 15      | 22       | 1                  | 56        |
| Новоуфимка . . . . .   | 16      | 22      | 8        | —                  | 54        |
| Средний состав . .     | 9       | 13      | 11       | 1                  | 64,5      |

Не менее типичным примером брекчии осыпи служит еланинская брекчия, относящаяся к верхам среднего карбона.

Нередко встречаются брекчии осыпи и в нижнепермских отложениях. Давно известна брекчия Доменной горы у Симского завода. Она состоит из мелких и больших обломков и глыб, до 40 м величиной, достигает мощности 280—300 м и быстро выклинивается. В состав ее входят породы среднего, верхнего и нижнего карбона. Детально эта брекчия описана Г. Д. Дмитриевым и В. Д. Наливкным (1937) и рассматривается А. И. Осиповой (Максимова и Осипова, 1950).

Севернее Симского завода, в долине р. Юрезани, в нижнепермских отложениях горы Сатра А. И. Осиповой найдена и описана подобная брекчия (рис. 93). В коричневатом битуминозном мергеле включены обломки и глыбы известняков размежами до 17 м. Кроме угловатых обломков, встречены хорошо окатанные гальки известняков, метаморфических и изверженных пород. Подобное совместное нахождение угловатых обломков и глыб с хорошо окатанной галькой характерно для фации обвалов, образующейся в зоне прибоя.

6. Глубинные скалы и скопления камней встречаются реже, чем береговые, но вдоль крутых гористых берегов распространены достаточно широко, особенно на перегибе шельфа в континентальный склон, где донные течения достигают наибольшей силы. Наиболее детально они изучены Нансеном (1904) вдоль берегов Норвегии (рис. 89, 90, 91). Здесь песок с камнями встречается на глубинах до 600—800 м. Последними работами американских океанографов подводные скалы и скопления камней найдены во многих пунктах вдоль побережья Калифорнии и Канады, известны они на шельфе у берегов Испании и Португалии, у берегов Южной Америки, на подводном гребне Томсона, соединяющем Англию с Фарерскими островами.

Прекращение морских течений или изменение их направления и силы немедленно вызовет накопление сначала песчаных, а очень скоро и глинистых осадков на ранее обнаженных коренных породах подводных скал. При этом получатся взаимоотношения, очень похожие на взаимоотношения, вызываемые трансгрессиями, но не имеющие к ним никакого отношения и обусловливающиеся рецессиями, описанными на стр. 26.

Приведенные шесть типов фаций скал и камней не исчерпывают всего их разнообразия, но и их достаточно для того, чтобы убедиться, насколько

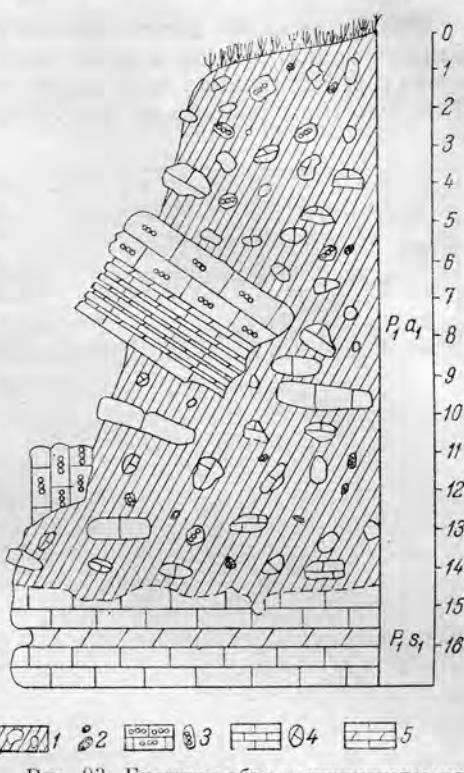


Рис. 93. Брекчия обвала нижнепермского возраста. С. В. Максимова и А. И. Осипова, 1950.

1 — мергель; 2 — гальки изверженных и метаморфических пород; 3 — глыбы и гальки известняков с фауной; 4 — глыбы и гальки немого афанитового известняка; 5 — переслаивание известняка и мергеля (нижнекарбоновые слои).

они широко распространены в современных морях. Нет никакого сомнения, что эти типы фаций также широко были распространены и в морях прошлого; выявление их достаточно трудно, так как они сопровождаются весьма своеобразными стратиграфическими взаимоотношениями.

#### *Фации галечников и гравия*

Распространены достаточно широко как в зоне прибоя, так и в глубинных зонах. В зоне прибоя галечники встречаются в небольших бухточках и заливчиках или прямо между камнями и глыбами (рис. 94). Там, где горы несколько отступают от берега, галечный пляж нередко

тянется на километры. Вообще вдоль береговой линии гористого берега нередко галечниковый пляж преобладает над песчаным в противоположность тому, что наблюдается вдоль равнинного берега. Так, например, в Крыму, вдоль гористого южного берега, пляж почти исключительно галечный; вдоль же западного, равнинного берега, у Евпатории и в других местах, он почти исключительно песчаный.

Галечный пляж Лименской бухты на южном берегу Крыма (рис. 94) описан Н. А. Беловым (1938) и более кратко — В. П. Зенковичем (1946). Другие галечные пляжи описаны М. В. Кленовой (1948), Д. Г. Пановым (1948), В. П. Зенковичем (1937, 1948, 1954), Буркаром (Bourcart, 1952).

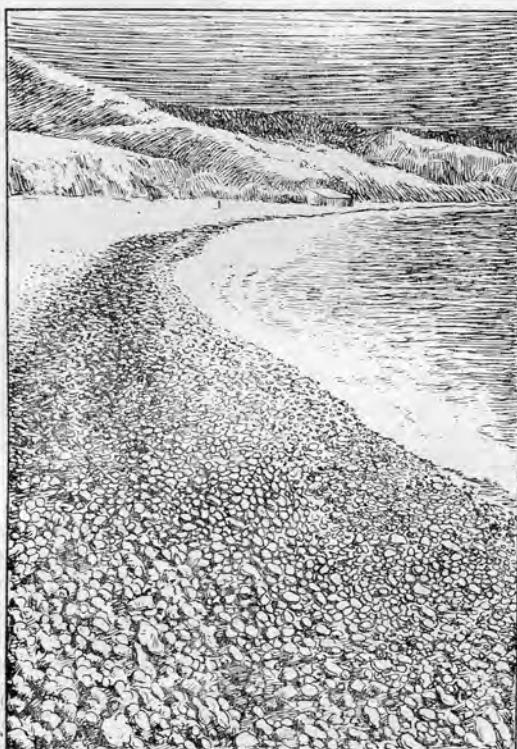
Современные галечники и мелкие камни, а также искощаемые конгломераты, пуддинги и брекции можно разбить на две большие группы — подвижные и неподвижные.

#### *Подвижные конгломераты и брекции*

Рис. 94. Галечный пляж в бухте Лимены, Крым.

связаны с зоной сильного прибоя, где действие волн настолько сильно, что камни и гальки непрерывно перекатываются. При перекатывании они ударяются друг о друга, перетираются, проходя все стадии — от небольших остро угловатых камней, через угловатые валуны, к круглой, вполне окатанной гальке, постепенно все более и более уменьшающейся в диаметре.

Изучение петрографического состава показало, что в состав галек современных скоплений нередко входят такие породы, которые совершенно отсутствуют в прибрежной полосе. Объясняется это тем, что галечники, а иногда и валуны, образуются не только за счет разрушения



берега, но и за счет выноса реками. Особенно велико количество выносимых гальки и камней вдоль гористых берегов с хорошо развитой речной системой. Горные реки выносят в море колоссальные массы валунов и галек. В таких областях главная масса конгломератов обязана своим происхождением выносу реками.

Там, где реки отсутствуют или их течения очень медленны, галечники и брекчии образуются за счет разрушения прибоем скал и камней и непосредственно к ним примыкают, иногда передвигаясь на значительное расстояние.

Такие конгломераты и брекчии распространены спорадически, с большими перерывами, на отдельных сравнительно небольших площадях. Только галечники, связанные с выносами рек, тянутся вдоль гористого берега иногда на очень большие расстояния. Но это бывает редко, и протяженность площадей развития конгломератов и брекчий, как правило, небольшая, причем отдельные площади отделены друг от друга иногда большими перерывами. Поэтому конгломераты не могут служить хорошим опорным горизонтом, прослеживающимся на более или менее значительное расстояние.

Пример зависимости состава конгломерата от состава пород, слагающих берег, приведен В. Д. Наливкиным (1949). На западном склоне Среднего Урала развита абдрезяковская свита среднего карбона, в основании сложенная конгломератами двух типов. У с. Еланы развиты известняковые брекчии с прослойками и линзами песчаников и сланцев, вверху переходящие в конгломераты (табл. 16). Общая мощность около 60 м. Эти конгломераты и брекчии отлагались у берега, сложенного известняками, подобно капысовским конгломерато-брекчиям (стр. 266). К северо-востоку еланинские конгломераты по простиранию сменяются турсакальскими конгломератами резко отличного состава, с преобладанием хорошо окатанных и отсортированных галек и кремня; содержание галек известняка не более 6 %. Мощность турсакальных конгломератов около 400 м; они образовались не столько в результате разрушения берега, сколько за счет приноса рекой.

Неподвижные, или затопленные, конгломераты и брекчии залегают на различных глубинах от 20—40 м и до 200—400 м. Они представляют собой скопление окатанных или неокатанных валунов и галек, неподвижно лежащих на морском дне и занимающих сравнительно небольшие площади. Пространство между гальками заполнено песчаным или глинистым цементом.

Неподвижные конгломераты нередко заключают богатую и разнообразную фауну. Поверхность галек и валунов исключительно удобна для прирастающих и прикрепляющихся форм кишечнополостных, пелеципод, брахиопод, мшанок, криноидей и т. п., размножающихся в больших количествах.

В песке и глине между валунами селятся разнообразные пелециподы, гастроподы, черви и др.

По поверхности ползают не менее разнообразные и многочисленные гастроподы, морские ежи и морские звезды.

По своему происхождению затопленные конгломераты и брекчии связаны с деятельностью сильных донных течений, вымыvших гальки из нижележащих пород или предохранявших их от занесения песчано-глинистыми частицами. Соответственно можно выделить три типа неподвижных конгломератов и брекчий: 1) вымывания; 2) затопления; 3) обваливания.

Таблица 1

**Состав еланинских и турсакальных конгломератов (в процентах)**  
**Размер галек 3 см. (По В. Д. Наливкину, 1949)**

| Местонахождение                  | Кварциты    | Кремни      | Эффузивы   | Песчаники и сланцы | Известняки |
|----------------------------------|-------------|-------------|------------|--------------------|------------|
| <b>Е л а н и н с к и е</b>       |             |             |            |                    |            |
| Еланы . . . . .                  | 14          | 16          | 14         | 2                  | 52         |
| То же . . . . .                  | 30          | 30          | —          | 6                  | 34         |
| Тугузлы . . . . .                | 14          | 39          | —          | 5                  | 40         |
| <b>Средний состав .</b>          | <b>19.3</b> | <b>28.3</b> | <b>4.7</b> | <b>4.3</b>         | <b>42</b>  |
| <b>Т у р с а к а л ь с к и е</b> |             |             |            |                    |            |
| Арасланово . . . . .             | 20          | 70          | —          | 6                  | 4          |
| Абрязяково . . . . .             | 29          | 61          | —          | 6                  | 4          |
| Самарово . . . . .               | 40          | 56          | —          | —                  | 4          |
| Новобелокатайская . .            | 32          | 54          | —          | 8                  | 6          |
| Турсакая . . . . .               | 76          | 8           | —          | 14                 | 2          |
| Каронтрав . . . . .              | 51          | 45          | —          | 3                  | 1          |
| Р. Урайм . . . . .               | 74          | 10          | —          | 18                 | 3          |
| <b>Средний состав .</b>          | <b>46</b>   | <b>43.4</b> | <b>1.4</b> | <b>7.3</b>         | <b>3.4</b> |

*Фации песков и алевритов*

В основном такие же, как и в сервии равнинный берег. Отличие заключается в том, что вдоль равнинного берега преобладают прибрежные пески, а вдоль гористого — глубинные пески; прибрежные пески сравнительно редки.

Эта особенность в отложениях прошлого неизвестна, и мы не можем указать какую-нибудь толщу или горизонт, в котором глубинные пески имеют большее распространение. Причина этого заключается не в редкости глубинных песков, а в том, что в геологической практике их не могут отличить от береговых песков.

Другая особенность песков сервии гористый берег — это широкое распространение песков однородного состава (мономиктовых), образующихся в результате абразии.

Как пример морских береговых песков, состав которых зависит от абразии, Кайё (Сауэх, 1929) приводит пески побережья Ла-Манша.

Устья Соммы берег сложен утесами белого мела с кремневыми конкрециями. Тончайшие частицы мела полностью вымываются из песка, но обломки и зерна кремня, вместе с обломками раковин, встречаются в значительном количестве.

Песок тонкозернистый серый с черными и бурьими пятнами от зерен глауконита и кремня, величина зерен в среднем 0.25—0.3 мм.

Преобладают зерна кварца, имеющие самую различную окатанность. На втором месте стоят зерна кремня, также различной степени окатанности. На третьем месте — обломки раковин. Подчиненную роль играют зерна глауконита. Тяжелые минералы — гранат, магнетит — и более

редкие — циркон, турмалин, ставролит, рутил, корунд — составляют 2.17%.

При переходе к более крупнозернистым пескам увеличивается число больших, хорошо окатанных зерен кварца и обломков раковин.

Второй пример — пески Кальвадоса образуются у подножия глинистых обрывов, называющихся «Черными Коронами»; наверху развиты сильно глауконитовые сеноманские отложения. Многочисленные ручейки размывают их и выносят зерна глауконита на пляж. Вследствие этого песок пляжа отличается значительной известковистостью, примесью глауконита и тонкозернистостью. Средняя величина зерен около 0.3 мм. Преобладают зерна кварца, имеющие различную степень окатанности, чаще всего угловатые, неправильной формы.

Глауконит изобилует в виде сравнительно больших (0.5 мм) округленных, простых зерен зеленого и черновато-зеленого цвета.

Довольно много зерен кальцита (около 6%), представленного обломками раковин моллюсков, иглами ежей и губок и раковинками фораминифер.

К категории песков, связанных с абразией, относятся также пески с повышенной концентрацией тяжелых минералов.

Концентрация тяжелых минералов в береговых песках представляет широко распространенное явление. Она наблюдается на каждом песчаном пляже, в каждой зоне береговых дюн и в каждой полосе сильных донных течений, но промышленных размеров достигает значительно реже.

Этому вопросу посвящена обширная литература, частично приведенная в наиболее современной сводке, составленной Ламке (Lamcke, 1937). К сожалению, она не является исчерпывающей полной, так как автор уклонился от детального рассмотрения золотоносных, платиноносных и оловоносных песков, считая их, в основном, приуроченными к рекам, а не к морю.

Обогащение тяжелыми минералами происходит в тех участках, где пески переотлагаются водой или ветром: 1) на песчаном пляже, выше и ниже зоны прибоя; 2) в зонах сильных береговых течений; 3) в зонах сильных глубинных течений; 4) в зонах береговых дюн.

Источником тяжелых минералов являются породы, слагающие берег и разрушающиеся прибоем, и пески, выносимые реками. Первые имеют большое значение и связь их с участками, обогащенными тяжелыми минералами, отмечалась неоднократно.

Такие обогащенные участки можно называть «морскими россыпями». Они образовывались во все эпохи прошлого и образуются в современную эпоху. Поиски их пока не привлекли к себе должного внимания.

Чаще происходит обогащение песков магнетитом, обычно в сопровождении ильменита. Крупнейшие залежи магнетита известны в Северной Америке, у устья р. Св. Лаврентия, на западном берегу Новой Зеландии (с запасами в 5 000 000 т) и в Японии, на о. Хоккайдо. Более мелкие залежи распространены повсеместно.

На втором месте стоят гранатовые пески. Они обнаружены по берегам Балтийского моря, например на полуострове Хела, в Северной Германии, по берегам Англии, в Нортумберленде, а также на о. Цейлон.

По берегам Аляски известны золотоносные морские россыпи, содержащие 41% магнетита, 20% граната, 5% вольфрамита и 2.13% шеелита. По берегам Гренландии найдены также пески, обогащенные одновременно магнетитом и гранатом.

Более редки морские россыпи, обогащенные цирконом, рутилом, монацитом и вольфрамитом. Известны цейлонские россыпи с ильменитом и монацитом и такие же россыпи на берегу Индии, у Траванкора. Монацитовые пески найдены на Мадагаскаре, в Бразилии и Колумбии.

Этот краткий перечень ясно показывает, что морские россыпи могут иметь крупное промышленное значение. Особенно интересны они по содержанию редких металлов. Однако систематические поиски их не производились. Наибольшее значение морские россыпи имеют вблизи от выходов изверженных пород соответствующего состава. Организация научно поставленных систематических поисковых работ в этих районах может дать хорошие результаты.

#### *Фации илов*

По сравнению с фациями илов сервии равнинный берег отличаются более пестрым распространением. Вдоль равнинного берега илы располагаются в виде сплошной зоны, постепенно переходящей в континентальный склон и связанный с более или менее значительным удалением от берега. Вдоль гористого берега илы встречаются как у самого берега, так и на любом расстоянии от него, везде, где глубина достаточна для ослабления деятельности волн и где отсутствуют донные течения. В илах прибрежных впадин нередко встречаются отдельные обломки и глыбы, свалившиеся или сползшие с крутого берега. На более значительных глубинах и в удалении от берега, где донные течения достигают большой силы, зона илов нередко прерывается зонами песков, камней и скал. Иногда эти перерывы бывают очень большими, в сотни километров, особенно на перегибе шельфа и на подводных барьерах.

Все же илы равнинных и гористых берегов, несмотря на некоторые различия, обладают общими признаками.

Первый признак заключается в широком развитии илов в сравнительно глубоководных частях всех бассейнов. В связи с этим мощные толщи почти немых глубинных глин встречаются в отложениях всех систем и всех бассейнов.

Второй признак (отчасти относящийся к пескам) — соотношения с известняками в зависимости от климатических условий. В ряде бассейнов прошлого, располагавшихся в тропических областях, значительным развитием пользовались известняки, особенно в зоне шельфа. В бассейнах того же времени, но расположенных в областях умеренного и холодного климата, известняки замещались глубинными глинами и отчасти только песками.

Уже давно отмечено резкое различие в составе мезозойских и, в частности, триасовых отложений Средиземноморской и Западно-Тихоокеанской геосинклиналей. В первой преобладают разнообразные известняки, а во второй — глины и реже пески. Вероятно, что это различие объясняется климатическими условиями. В Средиземноморской геосинклинали тропические условия — отлагаются известняки, в Западно-Тихоокеанской — умеренные и холодные, и вместо известняков отлагаются глубинные глины и реже пески.

#### *Фации известковых илов, рифов и ракушняков*

Обладают теми же особенностями, что и в сервии равнинный берег. Отличие заключается только в различном распространении.

Надводные ракушняки береговых валов, обычные для равнинных берегов, на скалистых берегах почти отсутствуют, так как ракуша перетирается, переходя полосу галечника.

Наоборот, подводные ракушняки, связанные с деятельностью течений, более распространены. Части и банки, образованные устрицами и другими животными.

На скалах, у уровня моря, в более защищенных участках, широко распространены известковые водоросли. На глубинах в несколько десятков метров часто встречаются скопления известковых водорослей и мшанок, образующих пологие возвышения на морском дне.

### Сервия подводная долина

Современные примеры. Подводные долины, расположенные на продолжении наземных долин некоторых больших рек, уже давно известны, например подводные долины у устья рек Гудзон и Конго. Однако, только региональные океанографические исследования последних десятилетий с применением эхолотов показали действительное, широкое распространение подводных долин, вызванное опусканием целых материков.

Исключительно полные данные по западному побережью Соединенных Штатов Америки и по долине р. Конго приведены в работе Витча и Смита (Veatch and Smith, 1939); по побережью Калифорнии в не менее интересной работе Шипарда и Эмери (Shepard and Emery, 1941). В этих работах, а также в сводках Кюнена (Kuenen, 1947, 1950), Джонсона (Johnson, 1939) и Шипарда (1951), приведены полные списки литературы.

Из работ советских исследователей можно назвать работы Л. С. Берга (1946), М. В. Кленовой (1948), Д. Г. Панова (1948). В зарубежных работах условия образования описали Белл (Bell, 1942), Дэли (Daly, 1936, 1942), Эриксон и др. (Erickson, 1951, 1952), Ивинг (Ewing, 1946), Джонсон (Johnson, 1939), Кюнен (Kuenen, 1947, 1950, 1953), Шипард (Shepard, 1952).

Подводные долины описали: Португалии — Андраде (Andrade, 1937, 1938); Норвегии — Холтедаль (Holtedahl, 1940), Льюис (Lewis, 1935), Стрем (Ström, 1939); Европы — Буркар (Boucquart, 1952); восточного побережья Северной Америки — Бючер (Bucher, 1940), Иордан (Jordan, 1951), Шипард (Shepard, 1931, 1933, 1938), Стетсон (Stetson, 1936); Тихоокеанского побережья — Кохи (Cohee, 1938), Кроувелл (Crowell, 1952), Мэррей (Murray, 1945); Новой Гвинеи и Южной Австралии — Спирринг (Sprigg, 1947).

В настоящее время сотни подводных долин найдены вдоль восточного берега Соединенных Штатов Америки, на Большой банке и банке Георга к востоку от Ньюфаундленда, на Багамских островах, у Кубы и Гаити, у берегов Колумбии и Перу и вдоль всего западного берега Северной Америки, включая Аляску. Далее они обнаружены на восточном берегу Японии, в Индонезийском архипелаге, у о. Борнео, вдоль берегов Индии, у Мозамбика, у устья р. Конго, вдоль берегов Португалии, в Бискайском заливе, у берегов Англии и Норвегии.

Подводные долины и каньоны расположены на продолжении следующих больших рек: Конго, Инд, Ганг, Нигер, Таг (Португалия), Адур (Франция), Юкон, Фрэзер (Колумбия), Миссисипи и Гудзон.

Долина Оби продолжается на дне моря в виде глубокой и узкой впадины, идущей вдоль восточного берега Новой Земли и открывающейся в Северный Ледовитый океан. Долины Северной Двины, Мезени, Печоры

и многих рек Кольского полуострова продолжаются под уровнем Белого и Баренцева морей и соединяются вместе в одну гигантскую подводную долину, открывающуюся в Атлантический океан.

**Характерные особенности.** Связь подводных долин с наземными чрезвычайно ясна и фактически нет ни одной подводной долины, которая не начиналась бы на суше, за исключением тех долин; которые берут начало на подводных банках.

Размеры подводных долин различны и иногда громадны. Длина их определяется шириной шельфа и обычно не превышает нескольких десятков километров, но в отдельных случаях, например у наших северных рек, она превышает 500—600 км; а у рек Гудзона и Конго она выше 150 км.

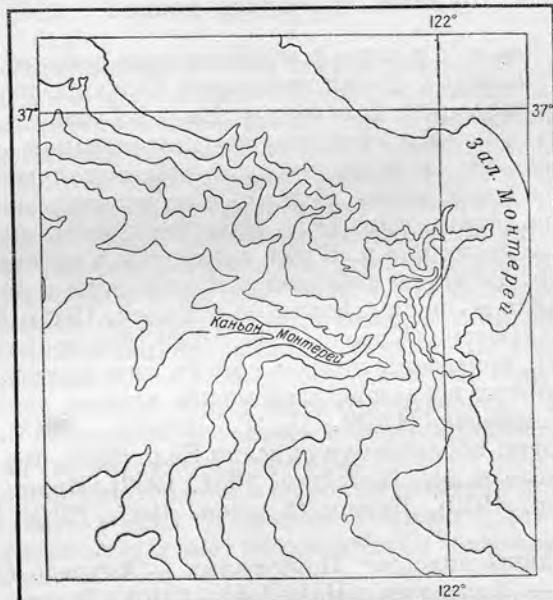


Рис. 95. Подводный каньон Монтерей, у берега Калифорнии. По Шипарду, 1951.

Гигантских размеров достигают ширина и глубина долин. Некоторые подводные каньоны у берегов Калифорнии глубже и шире знаменитого Большого Каньона Колорадо. Так, например, глубина подводного каньона (рис. 95) Монтерей выше 1600 м и каньона Конго около 1500 м.

Весьма содержательный очерк подводных долин приведен в работе Шипарда (1951). Он сопровождается картами подводных каньонов. Интересны гигантские размеры некоторых из них.

Совершенно необыкновенные размеры и величие Большого Каньона Колорадо общеизвестны, но подводный каньон Монтерей шире и глубже его, обладает таким же ступенчатым рельефом и почти вертикальными обрывистыми стенами (рис. 96).

Связь образования подводных долин с недавними очень большими опусканиями, по мнению Шипарда (1951), подтверждается многочисленными случаями нахождения на больших глубинах галечников, валунов и раковин мелководных животных.

Углы наклона склонов подводных долин весьма различны: от пологих почти до вертикальных, как в наземных каньонах.

Глубина расположения устьев подводных долин указывает на величину опускания континента; у берегов Северной Америки чаще всего она не превышает 1800—2000 м, в редких случаях достигая 2800—3000 м.

Слоны подводных каньонов сложены коренными породами. Изучение образцов, вынутых драгами, показало, что эти породы (у западного берега Соединенных Штатов Америки) мелового, палеогенового, неогенового и четвертичного возраста. Слоны плоских долин покрыты илом, а иногда песком с гальками. Гальки встречаются на очень больших глубинах и представляют собой галечник затопленного речного русла.

На склонах подводных долин часто происходят оползни, иногда весьма значительных размеров.

Теории образования подводных долин многочисленны. Наиболее обоснована теория, считающая подводные долины затопленными наземными долинами. Необходимое для этого опускание континента достигало 1500—2000 м, реже 3000 м. Происходило оно в конце четвертичного периода.

Другие теории, объясняющие образование подводных долин деятельностью: речных потоков, размывающих морское дно, подводных карстовых источников и приливных волн, связанных с землетрясениями, и, наконец, результатом подводных оползней, мало вероятны.

Нарушения залегания отложений, наблюдающиеся в подводных долинах, описаны выше.

Интересный пример ископаемой подводной долины приведен в работе И. М. Губкина, посвященной Нефтяно-Ширванскому месторождению в Майкопском районе. Поверхность эоценовых фораминиферовых слоев здесь размыта; при этом образовался ряд удлиненных углублений, вытаянутых в одном направлении и следующих друг за другом. И. М. Губкин считал эти углубления подводной долиной, заполненной нефтеносной майкопской олигоценовой свитой.

Возможный пример ископаемого морского подводного каньона, заполненного речными, скорее всего дельтовыми песками и глинами, описан Борнхаузером (Bornhauser, 1948). Он вскрыт в южной части штата Луизиана в США тремя глубокими буровыми скважинами. Мощность речных отложений, заполнивших глубокий каньон, врезанный в морские третичные отложения, достигает 1100 м.

Кроме подводных долин речного типа, описанных выше, Шипард (1951) указывает на существование еще двух типов подводных долин — подводных трогов и подводных грабенов.

По его данным, подводные троги, или корытообразные долины, широко развиты на шельфе тех частей континентов, которые были покрыты четвертичным ледниковым покровом, в частности, по берегам Северной Америки, Скандинавии и Гренландии. Развиты они и в наших полярных морях, например долина, идущая на продолжении устья Оби вдоль Новой Земли и открывающаяся в Полярный бассейн, в некоторых



Рис. 96. Сравнение профилей Большого Каньона Колорадо и подводного каньона Монтерей. По Шипарду, 1951.

местах переуглублена, что указывает на ее моделировку льдом. Это подтверждается и нахождением на ее дне скоплений обломков моренного типа.

Другим типичным примером гигантской подводной долины служат Каттегат, Скагеррак и их продолжение, окаймляющее южную окраину Скандинавии. В средней части Скагеррaka долина переуглублена до 800 м (рис. 97). Другие примеры подводных трогов приведены в работах Шипарда (1931, 1951).

Подводные троги ничем не отличаются от наземных и обладают всеми их особенностями: 1) корытообразным поперечным сечением; 2) волнистым, почти горизонтальным продольным профилем; 3) местными значительными

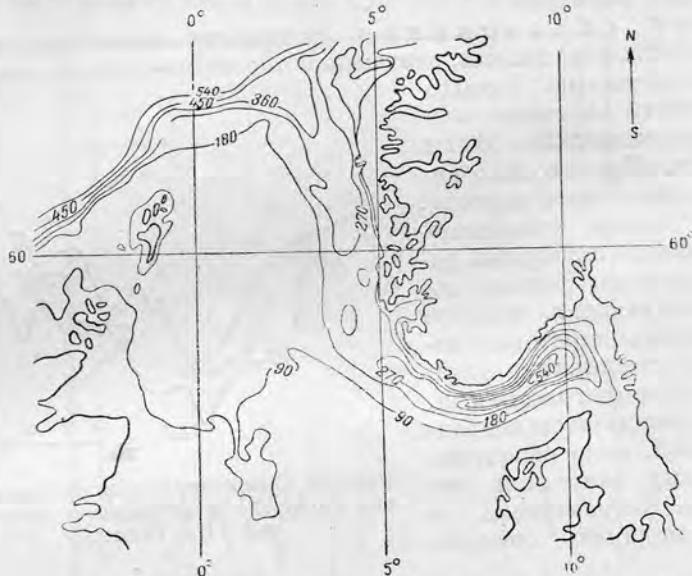


Рис. 97. Южнонорвежский подводный трог с котловиной в Скагерраке. По Шипарду (Shepard, 1931).

переуглублениями в средней части долин, 4) прямым или плавно изогнутым направлением долин.

Размеры подводных трогов различны; обычно они близки к размерам наземных трогов, но иногда наблюдаются гигантские долины, длиной в сотни километров и шириной в десятки километров, выпаханные льдом почти на горизонтальной поверхности континентов.

Отложения в подводных трогах представлены илом недавнего происхождения, но местами из под него обнажается морена. По склонам часто наблюдаются подводные оползни.

Подводные грабены встречаются реже подводных речных долин и трогов, но в областях наиболее подвижных они довольно обычны, например по берегам Японии, Калифорнии, Центральной Америки, Тихоокеанских островов, Индонезийского архипелага и т. п. Они развиты не только на шельфе, но и на континентальном склоне и на ложе мирового океана.

По своему происхождению и форме они тождественны с наземными грабенами, например с африканским рифтом, впадиной Мертвого моря, впадинами Байкала и Косогола. Чаще всего это узкие, длинные провалы с очень крутыми склонами.

Примером их может служить громадный провал Бартлита (Bartlett) в Карибском море, описанный Табером (Taber, 1931). Этот провал в виде пологого изогнутой дуги проходит от о. Сан-Доминго, между Кубой и Ямайкой, к Юкатану (рис. 98). Его длина около 1500 км, ширина — 100—150 км, максимальная глубина — 6412 м. Слоны его крутые, иногда почти вертикальные; дно почти плоское. Вся область активно-сейсмическая.

Ряд подобных подводных грабенов известен у берегов Японии. Некоторые из них изображены в работе Шипарда (Shepard, 1931) о подводных

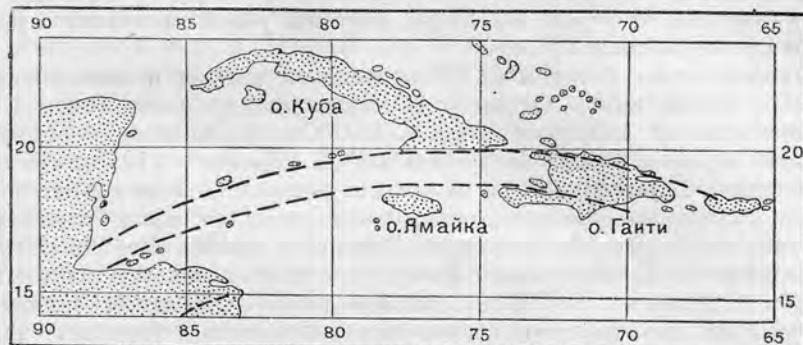


Рис. 98. Подводный грабен Бартлита, к югу от о. Куба, в Антильских островах. По Таберу (Taber, 1931).

трогах. Грабены у берегов Калифорнии закартированы Шипардом и Эмери (Shepard and Emery, 1941).

В ископаемом состоянии подводные троги и грабены неизвестны. Первые принимаются за синклинали или речные долины; вторые — неотличимы от наземных грабенов.

Возможный пример ископаемого морского подводного каньона, заполненного речными, скорее всего дельтовыми песками и глинами, описан Борнхаузером (Bornhauser, 1948). Он вскрыт в южной части штата Луизиана в США тремя глубокими буровыми скважинами. Мощность речных отложений, заполнивших глубокий каньон, врезанный в морские третичные отложения, достигает 1100 м.

### Серия подводная возвышенность

Почти горизонтальная, слабо наклоненная поверхность шельфа не только прорезается подводными долинами, но на ней расположены и возвышенности различных размеров. Многие из них поднимаются выше уровня моря в виде островов. Другие расположены ниже уровня моря.

В ряде областей и районов на ложе мирового океана располагаются большие возвышенности и высокие горы, верхняя часть которых поднимается выше 2000—3000 м и входит в батиальную зону. Их отложения обладают всеми признаками батиальных отложений.

К таким возвышенностям, по Кюнену (Kuenen, 1950), относятся гребни узкие и длинные, поднятия — длинные и широкие и вздутия — такие же, как поднятия, но меньшей высоты. Некоторые из них, например Среднеатлантическое поднятие, прослеживаются на тысячи километров. Некоторые грабены, в частности, соединяющие группы островов, поднимаются до высот 400—600 м. Подводные плато также достигают значительных раз-

меров, например Сейшельское плато и Азорское плато, на которых лежат острова того же названия. Меньшую площадь занимают подводные горы и пики и гюпты — подводные горы со срезанной, плоской вершиной, представляющие собой опущенные атоллы, по данным Гесса (Hess, 1946).

На склонах всех этих подводных возвышенностей возникают донные течения, ускоряющиеся кверху и на вершинах достигающие таких скоростей, что остаются только обломки пород и грубоизвестный песок, как например на гребне Томсона, соединяющем Шотландию с Фарерскими островами, на глубинах 600—800 м. Иногда, как например на плато Пурталеса, у восточного берега Флориды, течения уносят все осадки и даже наблюдается подводная эрозия.

У тихоокеанских берегов СССР подводные хребты и возвышенностей открыты во время глубоководных исследований, проводившихся Институтом океанологии Академии Наук СССР. Они схематически описаны и изображены в работе П. Л. Безрукова и Г. Б. Удинцева (1953). «Глубоководная впадина Берингова моря оказалась разделенной на две котловины огромным подводным хребтом, протягивающимся от мыса Олюторского на юг почти до Алеутских островов. Для этого хребта предлагается название „хребет П. П. Ширшова“. Высота хребта над ложем моря достигает 2500—3000 м, длина около 700 км, ширина до 160—200 км». Больших размеров достигает столовая подводная «возвышенность Обручева», названная в честь акад. В. А. Обручева. Она располагается к югу от о. Беринга и имеет длину около 500 км, ширину до 200 м, высоту над дном моря 2000—2500 м и лежит на глубинах выше 2500 м.

В ископаемом состоянии батиальные подводные возвышенностей неизвестны, очевидно, потому, что их принимают за громадные складки — антиклинали и даже антиклиниории. Решающим признаком для их различия служит резкое огрубление осадков на вершинах возвышенностей.

**Современные примеры.** Наибольших размеров достигает Большая Ньюфаундлендская банка, расположенная на наиболее восточном выступе шельфа Северной Америки, у острова Ньюфаундленда. Ее длина 600—800 км; ширина 300—400 м; очертания неправильные. Глубина отдельных участков не выше 20—40 м; в одном месте скала Богоматери торчит из воды; глубина других участков 50—70 м. По северной и южной окраинам банка переходит в континентальный склон и далее в ложе океана с глубинами в 3000—4000 м, а во впадинах до 6000 м. Поверхность банки покрыта песком и камнями, прогревается солнцем, омыается течениями и привлекает громаднейшее количество рыбы, особенно трески. Это известнейшая рыболовная площадь, описанная в научной и художественной литературе.

Южнее ее, к востоку от Бостона, тоже на краю шельфа располагается другая большая банка — Джордж-банк, также широко известная. Ее длина около 150 км, ширина около 100 км, глубина 20—40 м, а местами всего 4 и 11 м. Банка окружена глубинами в 200—300 м, а к востоку она переходит в континентальный склон с глубинами до 2500—3000 м.

Шельф южной оконечности Африки заканчивается Агульхас-банкой (Agulhas-bank), неоднократно упоминающейся в литературе. На ее поверхности, промываемой течениями, происходит образование фосфоритовых стяжений и глауконитового песка. Банка имеет треугольную форму, острием направленную в море. Основание треугольника около 300 км, высота 275 км; глубина 150—170 м. В ее средней части располагается возвышенность с глубинами 50—80 м; ее длина 100—120 км, ширина 50—

60 м. Со всех сторон банка переходит в континентальный склон с глубинами 2000—3000 м.

Не менее известен в Немецком море Доггер-банк, излюбленное место английских и голландских рыболовов. Эта банка представляет собой окраину большой террасы с глубинами 20—30 м. На банке глубины падают до 15—20 м; длина ее 150 км, ширина 100 км. К северу от нее расположена другая терраса с глубинами 60—70 м.

Кроме этих больших банок, пользующихся мировой известностью, существуют многие сотни и тысячи банок меньших размеров, разбросанные по шельфам всех континентов. Особенно детально они описаны в работе Шипарда и Эмери (Shepard and Emery, 1941) для шельфа Калифорнии и показаны на картах подводного рельефа.

Из работ по банкам на русском языке можно отметить работы П. Л. Безрукова, Шипарда (1951) и М. В. Кленовой (1948). В зарубежных работах банка Георга описана Шипардом и соавторами (Shepard и соавторы, 1934) и Стетсоном (Stetson и соавторы, 1936), другие возвышенности — Мэрреем (Murray, 1941) и Траском (Trask, 1947).

Интересно детальное описание банки Рэнджер (Ranger-bank), расположенной в Тихом океане, у средней части полуострова Калифорния, к северу от островов Сан-Бенито. С запада банка постепенно переходит в континентальный склон с глубинами 3000—4000 м; с других сторон она ограничена шельфом с глубинами 250—300 м. Наименьшая глубина на поверхности банки 122,5 м.

Весьма существенны большие размеры площади, занятой коренными породами, на которых никаких осадков не отлагается. Остальная часть поверхности банки покрыта песком.

Специальное подводное фотографирование показало, что на каменистом грунте к камням всегда прирастают известковые водоросли, мшанки, гидроиды. Многие фотографии изображают песчаное дно, по которому ползают морские звезды. Нередко хорошо видны знаки ряби, вызванные действием волн или течений.

Обломки пород обнаружены в 12 пробах из 30. Все они меньше 10 см и более или менее окатаны. Поскольку сейчас гальки лежат неподвижно, что видно по прирастающим организмам, то окатывание их произошло ранее, когда поверхность банки располагалась на значительно меньших глубинах. Эти гальки служат типичным примером неподвижной затопленной конгломерато-брекчии.

Весьма своеобразной особенностью банки Рэнджер, сближающей ее с банкой Агульхас, является большое количество фосфоритов, обнаруженных в половине образцов и иногда преобладающих над другими породами. Фосфориты выходят в состав как грубообломочных осадков, так и песков. Они тождественны с фосфоритами Южной Калифорнии (Dietz, Emery and Shepard, 1942), светло- или темнокоричневого цвета, с блестящей желваковатой поверхностью, пятнами окислов марганца, прерывистыми слоями накопления и включениями обломков пород, глауконита, киролитов, костей, раковин и фораминифер.

Характерно также частое нахождение зерен глауконита, особенно в грубозернистых песках на поверхности банки. Заслуживает внимания совместное нахождение фосфоритов и глауконита.

На склонах банки пески очень быстро переходят в илистые осадки, окружающие банку со всех сторон. Скорость накопления илов гораздо больше, чем фосфорито-глауконитовых осадков поверхности банки, накапливающихся крайне медленно.

Эмери (Emery, 1948) правильно подчеркнул важное значение для понимания палеогеографии взаимоотношений, существующих между осадками на банках Рэнджея, Агульхас и других подобных подводных возвышенностях.

Такие взаимоотношения широко развиты в верхнеюрских и нижнемеловых отложениях Русской платформы, с ее давно известными фосфорито-глауконитовыми пачками сокращенной мощности, залегающими среди толщ глины. Очень возможно, что зоны развития сокращенных фосфорито-глауконитовых пачек соответствуют вершинам подводных поднятий того времени.

После облекания этих поднятий более молодыми отложениями они должны приобрести вид и строение антиклинальных складок. На платформе каждая такая складка является возможным резервуаром для нефти и газа.

При длительном существовании подобных поднятий, омыемых сильными течениями, они могут вызвать не только образование сокращенных слоев, но и полное выпадение из разрезов целых горизонтов. Это важно для понимания разрезов ряда антиклинальных структур платформы, в которых на перегибе выпадают отдельные свиты и горизонты, например выпадение турнейского яруса в ардатовской структуре.

Такое выпадение указывает на то, что в соответствующую ему эпоху антиклиналь представляла собой подводную возвышенность.

Поскольку банки развиты в пределах шельфов, отложения которых чаще всего встречаются в ископаемом состоянии, то современное большое их распространение должно указывать на такое же большое распространение и в прошлом. В то же время в геологической литературе указания на нахождение банок весьма редки. Нет сомнения, что и в этом случае отложения, залегающие на поверхности банок, принимаются за антиклинальные структуры.

Нужно учитывать, что склоны банок, как общее правило, весьма пологие; обычно углы падения не превышают  $1-3^\circ$ , падая до десятков минут; очень редко они доходят до  $10-15^\circ$ . Поверхность банок неровная, волнистая.

Характер отложений, покрывающих банки, различен. Довольно часто это более или менее крупнозернистый песок, иногда с гальками. Так бывает тогда, когда дно банки находится на глубинах не более 20 м и хорошо промывается большими волнами или на любой глубине, но в области действия сильных донных течений. В этих случаях банку в ископаемом виде легко узнать по изменению литологического состава пласта; однако, в геологической практике это изменение будет объяснено, как приближение к береговой линии. Для того, чтобы найти банку, ее надо искать, иначе ее очень легко принять за другие явления, в частности, за приближение к береговой линии или за антиклиналь.

В тех случаях, когда банка находится на глубинах выше 20 м и вне деятельности течений, она вся будет покрыта однообразным илом, и в ископаемом виде будет неотличима от антиклинали. Весьма вероятно, что многие брахиантиклинали, особенно пологие и большие, неправильной формы, на самом деле являются структурами облекания банок или просто самими банками.

В изучении банок в отложениях прошлого геологи очень сильно отстают; отстают потому, что не учитывают их широкого распространения.

Банки образуются, во-первых, путем погружения под уровень моря уже выработанного наземного рельефа; во-вторых, вследствие накопления

отложений на дне моря морскими течениями; в-третьих, реже всего вследствие размывания морского дна течениями.

К подводным возвышенностям относятся также подводные вулканы и погруженные рифы, но это уже совершенно другая категория явлений, чем обычные банки, и поэтому они будут рассмотрены в особых разделах.

Близки к банкам онкоиды, описанные выше, на стр. 284. Когда они отмирают в результате перекрывания песчано-глинистыми осадками, образуются настоящие банки.

Своебразные подводные столовые возвышенности описаны Траском и Стетсоном (Trask and Stetson, 1947). Они расположены у края шельфа Мексиканского залива, вдоль берегов штата Луизиана, и круто поднимаются над окружающей их илистой подводной равниной на высоту 90—120 м. На крутых склонах залегает тонкозернистый известковистый песок. Вершины плоские и покрыты шарообразными известковыми водорослями и местами — кораллами. Изучение этих водорослей показало, что они нарастают со всех сторон и что шары их перекатываются и омываются течениями и волнами, уносящими все илистые и песчаные частицы. После погребения под более молодыми осадками такие возвышенности примут вид своеобразных сундучных антиклинальных складок.

Подобные сундучные складки облекания будут отличаться от настоящих сундучных складок тем, что подножие складок будет сложено илистыми отложениями, склоны — песчанистыми, а плоские вершины — грубобломочным материалом или сокращенными слоями. В случае перерыва в отложениях складки примут вид диапировых

### Сервия открытый пролив

Она обладает наименьшим распространением, но все же встречается достаточно часто в современных морях и в ископаемом состоянии.

Открытые проливы располагаются между большими островами и континентом или между островами, соединяя отдельные бассейны шельфа, например Ла-Манш. Другая группа проливов соединяет внутренние моря с океанами или между собой, располагаясь между континентами или внутри их, например Гибралтарский пролив, Скагеррак, Босфор и др.

Ла-Манш располагается на шельфе между островами Великобритания и континентом. Его длина около 600 км; ширина 100—150 км; глубина 40—70 м. Наиболее узкая часть его называется Па-де-Кале; длина его 100 км, ширина 40 км, глубина 30—50 м. У южного конца его располагается ряд узких, длинных банок, вытянутых по простираннию пролива, с глубинами всего 7—11—15 м. Отложения и рельеф Ла-Манша описаны в работах Буркара (Bourcart, 1947) и Данжара (Dangeard, 1929, 1939).

Система проливов, соединяющих Балтийское море с Атлантическим океаном, на востоке начинается несколькими узкими проливами, между островами и континентом. Наибольший из них — Большой Бельт — имеет длину 100—120 км, ширину 20—30 км и глубину 20—40 м. Бельт открывается в Каттегат, длина которого 200 км, ширина 100 км, глубина на юге 20—40 м и на севере, ближе к Скагерраку, 60—100 м. Длина Скагеррака 200 км, ширина 100—120 км, глубина к устью возрастает до 100—300—600 и даже 800 м. Скагеррак представляет собой затопленную глубокую долину, окаймляющую Скандинавский массив. Он описан Нансеном (Nansen, 1904).

Проливы Гибралтарский, Флоридский и другие обладают глубинами свыше 400 м, а Мозамбикский — даже глубинами в 2000—3000 м. Они располагаются вне шельфа и будут рассмотрены в других разделах. Данные о других проливах приведены в сводках М. В. Кленовой (1948), Шипарда (1951) и Кюнена (Kuenen, 1950).

Основная особенность открытых проливов в зоне шельфа заключается в развитии быстрых донных течений. Цифровые данные приведены выше, на стр. 17—19. Из них видно, что в Каттегате и Скагерраке течения настолько сильны, что даже на глубинах 450 м отлагается чистый песок, а на глубине 165 м — грубоэзернистый песок. На дне Ла-Манша, на глубинах 20—40 м, уносится даже песок, и дно покрыто гальками.

Важно отметить, что наибольшей скорости донные течения достигают в определенных частях проливов, которые можно назвать русловыми или стрежневыми. В полосе стрежня пролива его дно покрыто песком или даже песком с гальками, а иногда и одними гальками. Ближе к берегу скорость течения ослабевает и отлагаются алевриты и илы, и только у самого берега, в зоне прибоя, снова появляется узкая полоса песков и гальки. Если мы встретим стрежневую часть пролива где-нибудь в обнажении, то немедленно примем ее за береговую линию; алевриты и илы, отлагающиеся ближе к берегу, на меньших глубинах, будут трактоваться нами как отложения более значительных глубин, удаленные от берега, т. е. как раз противоположно тому, что происходит в действительности.

### Сервия остров

Большие острова с хорошо развитой речной системой, дельтами, озерами, горными возвышенностями, например Великобритания и Шотландия, ничем не отличаются от больших полуостровов, например Скандинавского или Пиренейского. Это типичные материки, и рассматриваться они будут с материиками.

Небольшие острова, наоборот, теснейшим образом связанные с морем, вызывают существенные изменения в составе морских отложений и не сопровождаются образованием континентальных отложений.

Небольшие острова очень близки к банкам, и, подобно им, образуются, во-первых, путем обособления от материка в результате совместного действия абразии и эрозии; во-вторых — путем опускания уже выработанного наземного рельефа; в-третьих — путем намывания песка и гальки береговыми течениями и, в-четвертых — путем поднятия складок на дне моря.

В истории островов громадное значение имеют тектонические поднятия и опускания. Поднятия вызывают быстрое увеличение размеров островов, и наконец, слияние их с материиком. Опускания, преобладающие в области шельфа, обусловливают исчезновение и разрушение островов, перекрывание их морскими осадками и переход в банки.

Поверхность острова является областью разрушения, и никакие осадки на ней не отлагаются. Вокруг острова, в береговой зоне, накапливаются грубые осадки — глыбы, обломки, валуны, гальки, гравий и грубоэзернистый песок. Далее от берега идет зона песков и алевритов, шириной от нескольких километров до 10—15 километров; еще далее она переходит в нормальные илы шельфа.

При прослеживании какого-нибудь горизонта в районе острова будет наблюдаваться следующая последовательность: вдали от острова развиты глины и известняки, ближе к нему в них появляются прослои песков,

которых становится все больше и больше и, наконец, весь горизонт слагают одни пески, иногда с галькой. Это — береговая линия острова. Еще дальше от острова все отложения данного горизонта исчезают, и на более древние отложения с перерывом ложатся более молодые. Затем снова появляются пески прослеживаемого горизонта; в них наблюдаются прослои глин и известняков и еще дальше прослеживаются только глины и известняки.

Подобная картина наблюдается в турнейских отложениях западного склона Южного Урала.

Здесь большой интерес представляет Карагауский остров. Пески, отлагавшиеся вдоль его берегов, могут служить важным нефтеносным горизонтом в прилегающих частях Русской платформы. Существование Карагауского острова доказывается изменениями в разрезах турнейского яруса и, в частности, появлением алатауской песчано-глинистой свиты. На юге, в долинах рек Сиказы и Зиган, алатауская свита полностью отсутствует, и весь разрез сложен одними известняками (рис. 99). Далее к северу, в долинах рек Ряузяка и Усолки, появляются первые прослойки,

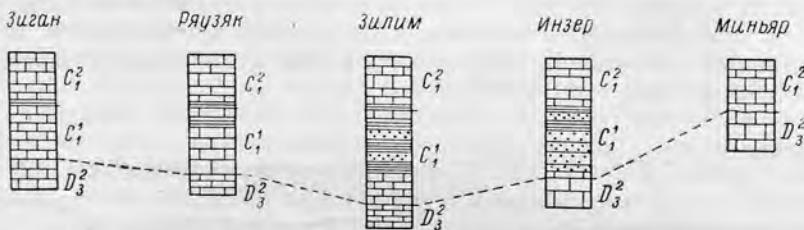


Рис. 99. Разрезы нижнего карбона в районе Карагауского острова.

сложенные терригенными осадками. Здесь они представлены еще глинами и мергелями небольшой мощности с морской фауной. В долинах р. Мендыма и его притока р. Сикасты мощность алатауской свиты значительно увеличивается и достигает 60 м, но самое важное заключается в том, что в ней появляются первые прослой песчаника, правда, еще небольшой мощности.

В долине р. Зилим мощность песчаников увеличивается и появляются пласти бурых железняков. Наконец, в долинах рек Инзер и Лемеза, в 150 км севернее р. Зиган, известняки почти полностью исчезают, весь турнейский ярус сложен песчаниками и глинами. Первые достигают уже большой мощности, в десятки метров, и нередко грубозернисты. Их характер указывает на близость берега. Еще далее к северу, в районе Кара-Тау, в долинах рек Сим и Миньяр, турнейские отложения полностью отсутствуют и нижневизайские известняки непосредственно залегают на нижнефаменских доломитизированных известняках. Это указывает, что в турнейскую эпоху был перерыв в образовании осадков. Из сопоставления с разрезами Южного Урала видно, что этот перерыв вызывался существованием суши в районе Кара-Тау.

Сопоставление с разрезами Среднего Урала, где снова появляются сначала песчано-глинистые отложения, а затем турнейские известняки, показывает, что эта суши была островом, который можно назвать Карагауским. Очертания острова намечаются только на востоке. Как далеко идет он на запад, можно установить только глубоким бурением (Д. В. Наливкин, 1943).

Весьма интересны формы залегания, получающиеся при поднятиях и опусканиях островов. Они описаны выше, на стр. 65.

Развитие фризландских островов описано Бакхаузом (Backhaus, 1937). Погрузившиеся острова Тихого океана описаны Гессом (Hess, 1946).

### Северия область ледниково-морских и ледово-морских отложений

Это обширная область, включающая в себя Арктику и Антарктику и прилегающие к ним широты. Отложения, связанные с нею, очень близки по литологическому составу, но различны по генезису и распространению.

Ледниково-морские отложения образуются в приполярных областях, где мощные ледяные потоки спускаются в море, как например у берегов Шпицбергена, Новой Земли, Гренландии и т. п. Ледники, спускаясь в море, приносят с собой значительные массы моренного материала: остроугольные обломки и глыбы, песок и тончайший ледниковый ил (рис. 100). Моренный материал смешивается с морскими осадками и морской фауной. В результате на значительной площади образуются своеобразные отложения, обладающие признаками и морских и ледниковых отложений. Эти своеобразные отложения и называются ледниково-морскими.



Рис. 100. Ледник, спускающийся в море. На дне — ледниково-морские отложения.

Ледниково-морские отложения в настоящее время широко распространены в Северном и Южном Ледовитых океанах. Частично они образуются и сейчас, но в значительной степени связаны с четвертичным оледенением и лежат на морском дне уже вне развития современного оледенения. Примером этого может служить Белое море, Мурманское побережье, Карское море и т. п.

Ледниково-морские отложения легко узнаются как в свежем, так и в ископаемом состоянии. Они представлены обычными глинистыми и песчаными осадками с нормальной морской фауной, но в основной массе осадков всегда наблюдаются угловатые обломки, резко отличные от них. Число и размеры этих обломков весьма различны. Дальше от впадения ледника в море количество обломков значительно, и они встречаются в основной массе осадка редко, в виде отдельных валунов. Размеры их — от нескольких сантиметров до нескольких метров в поперечнике. Ближе к впадению ледников количество обломков значительно, и, наконец, у самого ледника ледниково-морские отложения постепенно переходят в морену, или флювиогляциальные отложения.

Особенно полно и широко развиты ледниково-морские отложения у берегов Аляски, где они изучены Блэквудлером (Blackwelder, 1909). У о. Ньюфаундленда встречаются холодное полярное течение, несущее айсберги, и теплый Гольфстрим. Вследствие этого происходит интенсивное таяние айсбергов, и заключенные в них обломки падают на дно, образуя ледниково-морские отложения, описанные Кайндлем (Kindle, 1931). Эти отло-

жения интересны тем, что образуются на расстоянии сотен километров от ближайших ледников.

Наибольшего развития ледниково-морские отложения достигают у берегов Антарктического материка. По данным Стетсона и Упсона (Stetson and Upson, 1937), «дно моря Росса покрыто ледниковых обломками, на которые море не оказалось никакого отборочного влияния. Осадок отложился в том самом состоянии, в каком он освободился при таянии льда. Расстояние от кромки льда и глубина не оказывают влияния на состав осадка. Антарктический континент окружен зоной ледниково-морских отложений шириной от 350 до 800 км, развитой на шельфе и континентальном склоне. Эти отложения могут быть названы морской валунной глиной. Процент глинистых и коллоидных частиц необыкновенно высокий. Характерно полное отсутствие сортировки».

Ледниково-морские отложения широко распространены и в Арктике.

Примеры ископаемых ледниково-морских отложений неизвестны. Возможно, что некоторые отложения, считающиеся моренами, на самом деле представляют собой ледниково-морские отложения.

Своебразный тип ледниково-морских отложений получается при размывании морем четвертичных морен и переотложении получающихся продуктов разрушения. Подобный тип, описанный Стетсоном и Шалком (Stetson and Schalk, 1935), найден в Массачусетском заливе, на западном берегу Северной Америки. Нет сомнения, что подобные отложения распространены вдоль берегов наших северных морей.

Интересны данные, приводимые В. Б. Шостаковичем (1941), о влиянии материала, образующегося при таянии айсбергов, на морские глубоководные отложения. Эпохи появления большого количества айсбергов соответствуют ритмическим изменениям в составе морских илов. Это указывает на существование нового фактора в накоплении глубоководных илов, ранее почти не учитывавшегося, и значительно увеличивает площадь распространения ледниково-морских отложений.

Краткие сводки по ледниково-морским отложениям имеются в руководствах М. В. Кленовой (1948) и Кюнена (Kuenen, 1950).

Ледово-морские отложения образуются при таянии береговых льдов (припоя), взламываемых весенними штормами и уносимых течениями вглубь моря. Гальки и обломки пород, слагающих берега, впаиваются в слой берегового льда и вместе с ним уносятся на значительное расстояние от берега. При таянии льда они падают на дно и смешиваются с осадками самых различных глубин, иногда весьма больших.

Честь открытия и установления широкого распространения ледово-морских отложений принадлежит советским океанологам и, в частности, сотрудникам Института океанологии Академии Наук СССР. Они кратко описаны в работе А. П. Лисицына (1951).

По его данным, «льды захватывают каменный материал главным образом при взламывании берегового припоя и пополняются им при движении на банках и галечных мелководьях до глубины 20—30 м. При своем движении ледовые поля следуют струям течений». Грубообломочный материал уменьшается в количестве и распределяется в виде узких полос и языков, протягивающихся от береговых обнажений на морские глубины.

### Сервия область эолово-морских отложений

Эолово-морские отложения, наоборот, связаны с жаркими областями, с побережьем пустынь. Песчаные бури, самумы выносят в море громадные

количества эолового песка. Особенно велико влияние бурь в определенные периоды года, когда ветер дует с суши на море. Эоловый песок смешивается с морским илом и песком. Этот факт заставляет осторожно относиться к определению условий образования осадков по форме зерна. В эоловоморских отложениях эоловые зерна будут находиться в типичных морских осадках. Другая особенность эолово-морских отложений — это периодичность образования. В периоды затишья или в периоды ветров с моря на суши в море будут отлагаться илистые осадки. В периоды бурь с суши в море будут отлагаться песчаные осадки. В результате получится многократное чередование илистых осадков с песчаными. Этот факт показывает, что в образовании периодических, чередующихся толщ, аналогичных ленточной глине, образующим фактором может быть принос не только

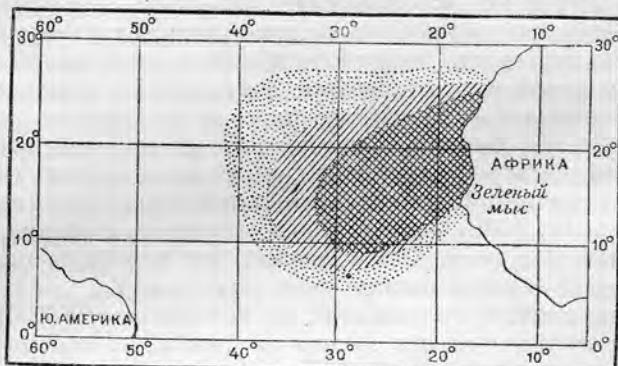


Рис. 101. Вынос пыли в Атлантический океан. По Кюнену (Kuenen, 1950). Три градации соответствуют очень частому, частому и редкому выпадению пыли.

речными водами, но и ветрами. В геологической литературе до сих пор этот фактор почти не учитывался.

По данным Б. А. Аполлова (1927), значительную роль играет песок, заносимый ветром в северную часть Каспийского моря.

Эолово-морские отложения северо-западных берегов Африки описаны Тулэ (Thoulet, 1910), Радчевским (Radczewski, 1939), Пратье (Pratje, 1934), Леуксом (Leuchs, 1932), Земмельхаком (Semmelhack, 1934), Шоттом (Schott, 1942) и в сводке Кюнена (Kuenen, 1950).

На схеме распространения их (рис. 101) видно, что частицы, переносимые ветром, проникают в Атлантический океан дальше его середины.

Пески, связанные с заносом зерен бурями из пустынь в море, все же имеют ограниченное распространение.

Гораздо больше распространены эолово-морские пески, образующиеся на пляжах, вдоль которых расположены дюны. Такие пески встречаются часто, но их смешанный, эоловый и морской характер отмечается редко, чаще всего их просто считают морскими, что, по существу, неправильно.

Как отмечает Кайё (Сауэх, 1929), такие пески легко определяются по смешанному составу зерен. Наряду с морскими зернами, угловатыми или слабо окатанными с матовой поверхностью, часто встречаются округленные зерна высокой степени окатанности с полированной поверхностью, эолового происхождения.

При этом нужно учитывать, что пески дюн тоже будут иметь примесь угловатых зерен морского происхождения. В тех и других будет развита косая слоистость и некоторые другие общие признаки.

Поэтому обособление таких песков дюн от песков пляжа в ископаемом состоянии будет представлять большие затруднения. На практике и те и другие относят к морским, но это, конечно, неправильно. Наличие наземных, дюнных песков, особенно среди базальных песков, весьма возможно и должно учитываться.

В качестве примера песков пляжа смешанного, золово-морского происхождения Кайё (Сауэх, 1929) приводит пески Аркашона, на побережье Бискайского залива. Это чистые желтовато-серые кварцевые пески, довольно крупнозернистые, преобладают зерна размером 0.5—0.35 мм, но встречаются и более крупные.

Характерно развитие зерен двух типов — золовых и морских. Обломки раковин и зерен кальцита почти полностью отсутствуют.

Тяжелых минералов, среди которых встречены: мусковит, магнетит, гранат, андалузит, ставролит, турмалин, корунд и другие, довольно много — 2.57%.

Золово-морские пески пляжа представляют собой постепенный переход к пескам береговых дюн.

Пески, слагающие прибрежно-морские дюны, нередко отличаются высокой окатанностью зерен, например дюны Аркашона. Эта окатанность сопровождается почти полным отсутствием свежих, стекловатых изломов. Все изломы матовые вследствие непрерывного трения зерен друг о друга.

Сравнительно однообразна величина зерен, обычно 0.4—0.5 мм. Состав песков характеризуется почти полным отсутствием зерен кальцита и значительным количеством тяжелых минералов того же состава, что и расположенные вблизи пески пляжа, описанные выше (на стр. 231). Интересно, что зерна тяжелых минералов, например зерна магнетита, ставролита, андалузита, округлены так же, как и зерна кварца.

По данным Кайё (Сауэх, 1929), описавшим дюны Аркашона, такая высокая степень окатанности не является обязательной. Расположенные в том же районе (Гасконь) дюны Сулака отличаются меньшей окатанностью, и излом зерен нередко бывает свежим, стекловатым. Но и в этих дюнах песчинки обладают полированностью.

Еще менее окатаны зерна песков, слагающих дюны берегов Ла-Манша. В одном районе песок, в основном, состоит из угловатых зерен кварца, но все грани зерен полированы и нередки зерна высокой округленности. Нередки также окатанные обломки кальцита. Размеры зерен от 0.12 до 0.45 мм; наиболее часты 0.2—0.3 мм. По разнообразию размеров зерен такой песок не отличается от морского песка. В другом районе количество округленных зерен еще меньше.

Все эти пески можно рассматривать как морские, малопереработанные ветром, в отличие от песков Аркашона. Пески дюн северных берегов Франции нередко обладают значительным содержанием кальцита в виде зерен и обломков раковин. Иногда количество зерен кальцита достигает 10—30% и даже 55—60% (табл. 17).

Такие пески в ископаемом состоянии мы уже назовем песчанистым известняком.

Таблица 17

## Известковистый дюнный песок Северной Франции

| $\text{SiO}_2$ | $\text{Al}_2\text{O}_3$ | $\text{Fe}_2\text{O}_3$ | $\text{CaO}$ | $\text{MgO}$ | $\text{K}_2\text{O}$ | $\text{Na}_2\text{O}$ | $\text{TiO}_2$ | $\text{P}_2\text{O}_5$ | $\text{CO}_2$ | $\text{H}_2\text{O}$ |
|----------------|-------------------------|-------------------------|--------------|--------------|----------------------|-----------------------|----------------|------------------------|---------------|----------------------|
| 31.10          | 4.06                    | 0.79                    | 30.55        | 1.20         | 1.07                 | 1.51                  | Следы          | Следы                  | 25.20         | 3.25                 |

### Сервия область псевдоабиссальных отложений

Весьма своеобразные отложения, развитые преимущественно в более глубоких областях открытого шельфа, но встречающиеся также в нижних (обособленный шельф и рифовая область).

В середине прошлого столетия некоторые глубоководные океанографические экспедиции собрали очень интересный и полный материал по глубоководным осадкам. Эти данные произвели большое впечатление. Многие геологи стали сравнивать современные глубоководные осадки с отложениями прошлого и находить их аналоги. Постепенно увлечение глубоководными отложениями достигло значительных размеров. Хорошим примером этого увлечения является «Курс исторической геологии» Ога, в котором во всех системах выделены батиальные и даже абиссальные отложения. К сожалению, увлечение не сопровождалось фациальным анализом, и ряд параллелизаций был произведен только на основании литологического и фаунистического сходства. Более тщательные исследования, сопровождающиеся учетом всех условий образования осадков, показали, что все примеры абиссальных отложений (за единичными исключениями) на самом деле оказались отложениями шельфа. Более распространены батиальные отложения, как это мы увидим ниже.

Отложения шельфа, которые обладают рядом признаков абиссальных отложений, называют псевдоабиссальными. Их характерные особенности: 1) преобладание в фауне радиолярий или пелагических фораминифер и водорослей, 2) тонкозернистость осадка, 3) близость химического состава к составу аналогичных абиссальных отложений.

Наиболее распространены два типа псевдоабиссальных отложений: радиоляриевые и фораминиферовые.

Радиоляриевые псевдоабиссальные отложения и яшикоурыльские яшмы. Примером могут служить хорошо известные южноуральские яшмы. Ранее их считали глубоководными абиссальными отложениями, аналогами радиоляриевого глубоководного ила. Действительно, по фауне, литологическому характеру и химическому составу яшмы очень близки к радиоляриевому илу. Но анализ условий образования показал, что яшмы непосредственно связаны с грубозернистыми песками и конгломератами, залегают в толще прибрежных отложений, достигают громадной мощности и являются типичным примером псевдоабиссальных отложений.

Вторым примером могут явиться зеленоватые харьковские глины, развитые в Воронежской области, описанные М. М. Васильевским (1911). Они совершенно лишены известия, местами заключают своеобразную фауну, состоящую только из радиолярий, диатомей и спикул кремневых губок. Состав фауны и литологический состав очень близки к радиоляриевому илу. Но условия нахождения, расположение на окраине моря, перекрывание наземными полтавскими песками не оставляют сомнения в том, что они образовались в прибрежных заливах и лагунах.

Третьим примером служат лидит и фтанит.

Лидит, сравнительно редкая порода, по данным Кайё (Cayeux, 1929), встреченная во Франции только в Черных горах (Montagne Noire) и в Пиренеях, в основании нижнекаменноугольной, угленосной толщи. В Черных горах лидиты переслаиваются с известняками, образуя тонкие линзовидные прослой черной кремнистой породы, обладающей блестящим и неправильным изломом. Переслаивающаяся пачка, мощностью около 10 м, залегает среди сланцев. С ней связаны фосфоритовые конкреции.

В Пиренеях лидиты, переслаиваясь с фосфоритами, образуют основание нижнего карбона. Здесь они также изобилуют фосфоритовыми конкрециями.

По внешнему виду лидит представляет черную плотную однородную кремнистую породу, с раковистым изломом, чрезвычайно тонкозернистую, с полным отсутствием кварцевых зерен.

Под микроскопом порода состоит из радиолярий, превращенных в халцедон, расположенных среди черного и коричневатого глинисто-кремнистого цемента, проникнутого тончайшими углистыми частицами. В пиренейских образцах цемент фосфоритово-глинисто-кремнистый.

Интересно, что химические анализы обеих пород показали отсутствие фосфора (табл. 18). Повидимому, в Пиренеях это исключение, так как пиренейский лидит содержит до 16—17% фосфорной кислоты.

Лидиты Черных гор (1) и Пиреней (2)  
(Кайё, 1929)

Таблица 18

| Образец | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | CaO  | MgO  | Na <sub>2</sub> O | TiO <sub>2</sub> | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | CO <sub>2</sub> | H <sub>2</sub> O |
|---------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|-----------------|------------------|
| 1       | 92.35            | 3.35                           | 1.35                           | 0.60 | —    | 0.40              | 0.20             | —                             | —               | 2.25             |
| 2       | 91.80            | 4.30                           | 0.95                           | 0.45 | 0.21 | 0.70              | 0.30             | —                             | —               | 1.10             |

Условия образования французских лидитов не вполне ясны. Кайё считает, что они представляют отложения открытого моря и сравнительно больших глубин, скорее всего батиальной области, возможно, даже области радиоляриевого глубоководного ила. Он доказывает это полным отсутствием зерен кварца. Однако постоянная связь с фосфоритами указывает на меньшие глубины, не противоречит этому и отсутствие зерен кварца, наблюдающееся на различных глубинах. Скорее всего лидиты, подобно белому мелу, являются псевдоабиссальными отложениями или отложениями лагун. Все найденные радиолярии относятся к пелагическим формам.

Фтанит, по описанию Кайё (Сауэх, 1929), резюмированному М. С. Швецовым (1948), представляет собой типичную кремнистую морскую породу, метаморфизованный радиолярит или лидит. В докембрийских фтанитах Бретани Кайё нашел древнейшие радиолярии, отличающиеся малой величиной. В силурийских фтанитах, кроме радиолярий, встречены иглы губок.

#### Характерные особенности фтанитов:

1. Наличие в цементе глинистых и графитистых частиц. Последние придают породе черный цвет и, вероятно, представляют собой продукт дальнейшей стадии метаморфизации углистых частиц, характерных для лидитов.

2. Высокая метаморфизация минералов кремнезема. Они представлены уже не халцедоном, как в яшмах и лидитах, а кварцем.

3. Более или менее ясная слоистость. Этот признак послужил причиной самого названия, происходящего от греческого слова «фтано» — предвкушу, предсказываю — переход в сланцы.

Химические анализы, приводимые Кайё (5 анализов), дают содержание (в %): SiO<sub>2</sub> 95.05—98.00; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0.82—1.22; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 0.23—3.43 и ничтожные количества CaO, MgO и щелочей.

Докембрийские фтаниты в виде пластов, мощностью от 0.01 до 1.0 м, переслаивааясь со сланцами, образуют весьма выдержанную пачку, обладающую большим распространением. По данным Барруа, фтаниты встречены по всей Бретани в различных толщах: в гнейсах, в слюдяных и метаморфических сланцах.

В СССР указаний на нахождение фтанитов еще нет; вероятно из-за недостаточной изученности древних толщ.

Примером морских псевдоабиссальных диатомитов в Кайё (Сауэх, 1929) считает диатомит Орана в Северной Африке. Это светлая желтоватая тонкозернистая, очень легкая, пористая, нежная порода, переслаивающаяся с мелоподобными известняками.

Характерно большое количество диатомей, достигающее 70% всей породы. Кроме того, довольно много фораминифер (*Globigerina*) и скелетов рыб великолепной сохранности.

Условия образования фтанитов неясны, но довольно большое количество рыб хорошей сохранности указывает на небольшие глубины, отсутствие движения воды и большую скорость накопления осадка.

Другой пример псевдоабиссальных диатомитов, приводимый Кайё, также происходит из Северной Африки, из района Гафса (Gafsa). Этот диатомит Кайё называет фосфоритовым, так как цемент настолько изобилует фосфором, что вся порода разрабатывается как фосфорит. Количество диатомей весьма велико, и они преобладают. Кроме них, встречены радиолярии, фораминиферы, остатки рыб и раковины больших толстостенных устриц (*Ostrea edulis*), которые живут на глубинах не меньше 30 м. Они определяют породу как осадок, состоящий из пелагических форм, но накопившийся на небольших глубинах. Отсутствие зерен кварца указывает на отсутствие приноса терригенного материала и движений воды. Скорее всего фосфоритовый диатомит образовался в лагуне или обособленном заливе.

Наиболее известным примером фораминиферовых псевдоабиссальных отложений служит белый мел. По фауне, состоящей из пелагических фораминифер, литосфер и коккосфер, и химическому составу мел передко близок к абиссальному фораминиферовому илу, которым его долгое время и считали. Однако, более детальный палеогеографический анализ показал, что в мелу передки большие зерна кварца и отдельные галечки, встречаются толстостенные устрицы и иноцерамы, мел переслаивается с грубозернистыми прибрежными песками и переходит в них. Сейчас мел считают типичным осадком шельфа, отлавливавшимся в условиях как небольших глубин прибрежной области, так и более значительных глубин шельфа и, возможно, в верхней части континентального склона.

Краткую, но содержательную сводку по условиям образования мела составил Л. Ш. Давиташвили; эта сводка приведена в курсе Л. В. Пустовалова (1940). Указав, что Н. М. Страхов (1932), А. Д. Архангельский и др. авторы «Очерка геологической структуры СССР» (1937) считают, что белый мел представляет собой пелагический осадок, отложившийся на глубинах не менее 1000 м, Л. Ш. Давиташвили рассмотрел фораминиферы, на основании которых было сделано это заключение, и пришел к выводу, что идея об абиссальных глубинах верхнемелового моря, как основанная на устаревших и неверных данных о микрофауне, совершенно отпадает. С этим выводом можно вполне согласиться.

Интересный пример образования современных псевдоабиссальных отложений приводит Фукс (Fuchs, 1905). Исследование осадков на дне

лагуны одного кораллового острова в системе Гебридских островов показало, что они и фаунистически и литологически тождественны с фораминиферо-птероподовым абиссальным илом. Оказалось, что пелагические планктонные фораминиферы и птероподы, плавающие по поверхности океана, заносились течениями в лагуну и там гибли. Раковины их опускались на дно лагуны и накапливались в больших количествах. В результате образовался тонкозернистый известково-илистый осадок, обогащенный раковинами фораминифер и птеропод, являющийся примером псевдоабиссального осадка.

Аналогичные примеры образования осадков, фаунистически и литологически весьма близких к абиссальным, на дне лагун и обособленных, застийных заливов и проливов широко распространены в современных бассейнах. Не менее широко они были распространены и в бассейнах прошлого. Этот факт заставляет весьма осторожно относиться к определению глубины образования ряда тонкозернистых илистых отложений, заключающих пелагическую, планктонную фауну.

Следует назвать еще работу Крикмая, Лэдда и Гофмейстера (Crickmay, Ladd, Hoffmeister, 1938) по мелководным глобигериновым известнякам о. Фиджи, книгу Рихтера (Richter, 1937), освещавшую палеогеографию верхнего мела Восточных Альп, работы Диксона (Dixon, 1911) и Тромпа (Tromp, 1948) по радиоляритам Англии и Турции и работу Волнью (Woolnough, 1942) по псевдоабиссальным отложениям.

### Современные примеры нимии открытый шельф

Примером нимии открытый шельф, включающей в себя почти все описанные сервии, может служить шельф Калифорнии у Лос-Анджелеса.

Шельф Калифорнии у Лос-Анджелеса и его отложения описаны в содержательной работе Траска (Trask, 1931). В этом районе шельф обладает сильно расчлененным рельефом, почти таким же, как и современный берег. В его пределах существуют впадины, глубиной свыше 1800 м, гористые острова, высотой свыше 500 м, подводные долины; берег то песчаный равнинный, то скалистый, то гористый.

Изменения величины зерна осадков определяются положением островов и впадин. Около островов преобладает песок с средним диаметром зерен 0.1—0.2 мм; он распространяется до глубины 180—540 м. Местами на таких же глубинах развит каменистый грунт. В глубоких впадинах залегает наиболее тонкий ил со средним диаметром частиц 0.004—0.006 мм. На дне открытых проливов, между островами, песок распространяется на глубины 500—800 м.

Траск (Trask, 1931) подчеркивает, что величина зерен осадка определяется не только глубиной, но и в неменьшей степени рельефом дна и приводит многочисленные примеры. Один образец грунта с глубины 360 м целиком состоял из округленных галечек диаметром 20—30 мм. Местами драга вытаскивала куски миоценовых горючих сланцев, едва прикрытых песком. Причиной такого распределения осадков являются течения, так как действие волн ограничивается глубиной 150 м.

Наблюдается весьма интересное явление. Величина зерен наиболее тонких осадков не падает ниже 0.004—0.006 мм. В то же время в устьях больших рек диаметр зерна не превышает 0.003 мм, падая до 0.0005 мм. Траск объясняет это тем, что берега Калифорнии имеют сильно расчлененный гористый рельеф. Он считает, что подобные явления в осадках

прошлого могут служить указаниями для определения рельефа берегов морских бассейнов.

Содержание кальцита различно, но в общем меньше на небольших глубинах и повышается в глубоких впадинах, достигая 16%, повидимому, вследствие обилия фораминифер. Местами на подводных гребнях и в участках сильных течений содержание кальцита резко повышается из-за скопления ракуши, достигая 20—25%. Нив одном районе шельфа не образуется осадок, который можно было бы назвать мергелем или глинистым известняком, не говоря уже о более или менее чистых известняках.

Весьма ценные многочисленные анализы на содержание органического углерода и тем самым органических веществ. Наименьшее содержание органического углерода, от 0.2% до 1.1%, наблюдается в прибрежных песках, подвергающихся непрерывным движениям; наиболее высокое — в областях с наименьшим движением воды, где его содержится 3—4.5%, а в отдельных случаях — 5.6%. Содержание органического вещества, по данным почвоведов, получается при умножении содержания органического углерода на 1.7. Содержание 4.5—5.5% уже приближается к содержанию органического углерода в горючих сланцах свиты Монтерей (Monterey), развитых на побережье.

## НИМИЯ ОБОСОБЛЕННЫЙ ШЕЛЬФ

### Общая характеристика

В эту нимию входят участки шельфа, обособленные от открытого моря. Они весьма различны по размерам. По своей площади и распространению эта нимия значительно уступает нимию открытый шельф, но все же она встречается достаточно часто.

Отличительная особенность описываемой нимии — резкое ослабление прибоя и полное отсутствие течений, вследствие чего илистые осадки получают исключительное распространение, иногда они покрывают все дно бассейна и даже слагают его берега. Зона песка в этой нимии очень узка. В илистых осадках часто наблюдается плохая сортированность. Морская фауна встречается часто.

### Сервия бухта и фиорд

К ней относятся многочисленные и разнообразные водоемы. Их общей особенностью является нормальная или почти нормальная соленость, обусловливаемая постоянным соединением с морем.

Очертания бухт крайне изменчивы. Длина их колеблется от нескольких сотен метров до многих десятков километров при значительно меньшей ширине.

Течения в бухтах отсутствуют; прибой резко ослаблен, но в больших бухтах достаточно силен для образования узких песчаных пляжей, а иногда и небольших скоплений галек. В прибрежной зоне бухт со скалистыми берегами развиты скопления угловатых обломков и глыб, чаще всего залегающих среди глинистых осадков. Слабый прибой обуславливает плохую окатанность и сортированность грубозернистых осадков. Особенно отчетливо последний признак выражен в илистых осадках, которые все относятся к категории береговых илов или глин.

Примеры современных бухт. Севастопольская бухта детально описана С. А. Зерновым (1913).

В заливах вдоль берегов Бретани отлагается своеобразный известковый осадок, называемый «танг» (*langue*). Он описан в работе Буркара (Bourcart, 1944). Танг представляет собой слоистый, пористый, как песок, но плотный осадок. Образован он материалом, приносимым в заливы донными и приливными течениями. Отлагается на небольших глубинах. Интересен как пример слоистых известняков, образующихся на небольших глубинах вблизи береговой линии и в обособленных заливах и проливах.

Свообразны бухты восточного берега Адриатического моря в Югославии — узкие, длинные, вытянутые параллельно берегу. Здесь берега и ограничивающие их перешейки сложены известняками, реки развиты слабо и в основном тоже текут по известнякам. Поэтому илистые осадки весьма обогащены  $\text{CaCO}_3$  и в скопаемом виде представляют собой мергели или даже известняки. Последовательность фаций и их биоценозы подробно описаны в работе Лоренца (Lorenz, 1863); сводка его данных приведена на стр. 411.

Примером отложений полуоткрытого залива могут служить осадки залива Трекового мыса (Cape Cod bay), описанные Гью (Hough, 1942). Этот залив расположен на восточном берегу Северной Америки, к югу от Бостона, и отгорожен от моря сначала песчаным мысом, а затем отмелю. Ширина и длина залива около 25 км; наибольшие глубины 30—50 м. В статье приведено детальное описание литологии всех типов осадков, изменяющихся от валунов и галечников до черного ила, развитого в средней наиболее глубокой части залива.

Гью (Hough, 1942) отмечает ряд своеобразных особенностей в распределении осадков. В строении берегов залива принимает участие валунная глина. Волны и течения, размывая ее, обнажают валуны, встречающиеся даже на глубинах около 50 м. Такие глубинные галечники легко отличаются от береговых малой окатанностью и сортированностью и залеганием среди ила.

Ископаемый черный глубоководный ил лежит непосредственно на флювиогляциальных песках и никакого перерыва в разрезе не наблюдается. В то же время изменение условий образования значительно.

Черный ил наибольших глубин в скопаемом виде представляет собой черные тонкослоистые породы (сланцы) с небольшим количеством органического вещества и более значительным — пирита. Местами в нем развит глауконит. Пластиночки слюд образуют поверхности напластования. Слоистость намечается также изменением крупности зерна и послойной ориентацией раковин, обычно маленьких и тонких.

В хорошо сортированных и промытых песках ракуша отсутствует или очень редка вследствие последующего растворения.

Зональность распределения осадков нормальная: у берега галечники и пески, глубже — ил.

Еще более своеобразны фиорды. Это длинные, глубокие, узкие с высокими крутыми, скалистыми берегами, сложно ветвящиеся долины, пересекающие горы Норвегии и других стран. Они соединены с морем, продолжаются на шельфе и континентальном склоне в виде подводных каньонов. Длина фиордов различна и достигает 187 км, например Согнефиорд. Глубина их очень большая. Глубина Согнефиорда у устья 1242 м; но такие глубины удерживаются на небольших протяжениях. Обычны глубины 200—300 м. Следует отметить, что глубины фиордов больше, чем глубины шельфа. Эта переуглубленность объясняется выпахиванием дна ледниками и тектоническими опусканиями. Фиорды отгорожены от моря перемычками. Фиорды Норвегии детально описаны Норденшельдом (Nordenskjöld, 1903).

denskjöld, 1900). Кроме Норвегии и Кольского полуострова, фиорды развиты в Шотландии, Гренландии, Ирландии, Новой Зеландии, Чили. Общее число фиордов значительно (многие сотни), и можно сказать, что для гористого берега фиорд представляет распространенное явление. В то же время в исследованном состоянии мы не знаем ни одного фиорда, вероятно, потому, что их принимают и описывают, как грабены.

Фиорды интересны как пример фаций, связанных с определенными тектоническими и климатическими эпохами. Одновременно они представляют собой пример временно существующих фаций, периодически появляющихся и исчезающих в истории Земли.

Фиорды появляются и существуют в эпохи больших поднятий и климатических изменений, создающих мощные материковые ледяные покровы. Языки этих покровов, спускаясь к морю, выпахивают долины фиордов.

Прекращение поднятий и исчезновение ледяных покровов обусловливает уничтожение ранее возникших фиордов и перерыв в их дальнейшем образовании. Поэтому в течение длительных периодов, разделяющих эпохи оледенений, фиорды и их отложения будут отсутствовать.

Осадки на дне фиордов своеобразны. В основании, а местами на перегородках и на самой поверхности дна, лежат моренные отложения. На них и на плотной серой глине залегают темные вязкие илы, обогащенные сероводородом. Мощность этих глин сравнительно невелика, так как образование фиордов путем затопления речных долин морем произошло недавно, несколько тысяч лет тому назад.

Осадки фиордов описаны в работе Стрема (Strøm, 1936). По его данным, черный вонючий ил, обогащенный органическим веществом (до 23.4% органического углерода) и сероводородом, образует слой различной мощности, от немногих сантиметров до нескольких метров. Местами в нем наблюдается неправильная слоистость и только в одном фиорде — правильная ленточная слоистость. Подсчет ритмов определяет возраст черного ила в 1300 лет. Ил залегает на плотной глине, образованной в условиях хорошего обмена кислородом.

Интересно, что поверхностные слои воды в фиордах из-за впадающих в них рек пресные или солоноватоводные и береговая зона населена пресноводными или солоноватоводными животными. На небольшой глубине вода нормальной солености (2.1—3.5%), застойная и заражена сероводородом, поэтому донная фауна отсутствует. Донный ил содержит только раковины пелагических форм, да и они часто растворяются под воздействием сероводорода.

Таким образом, в фиордах представляет интерес сочетание черных пиритовых, почти немых глин, обогащенных органическим веществом, и обычных прибрежных песчано-глинистых отложений с пресноводной или солоноватоводной фауной.

В СССР фиорды известны на севере Кольского полуострова и на Чукотском полуострове. Возможно, что Маточкин шар представляет собой два соединенных фиорда.

Данные о распределении осадков на дне одного из фиордов Кольского полуострова приведены в монографии М. В. Кленовой (1948) (рис. 102). Вдоль берега тянется узкая полоса скал, галечников и песков. Вглубь фиорда она распространяется только на подводном пороге, в северной части фиорда. К этой полосе приурочены основные районы развития ракушнико-литотамниумов и других органических остатков. Центральная часть фиорда, особенно в глубоких впадинах, занята илом, обычно песчанистым.

Механический состав осадков южной части фиорда, по данным М. В. Кленовой (1948), приведен в табл. 19. Номера станций в таблице соответствуют номерам станций на карте (рис. 102). Станция 1 расположена в области течения; 2 — на склоне подводного порога; 3 — у берега, в зоне быстрого течения; 4 — под защитой выступа берега, вне течения; 5 — в средней части впадины.

Интересно, что во всех образцах отмечено большое количество песчаных частиц.

Профиль берегов фиордов Мурмана описан В. П. Зенковичем (1937).

Бухты и фиорды Европы описаны Буркаром (Bourcart, 1952); фиорды Зеландии — Гансеном (Hansen, 1944); бухта Ваказа в Японии — Хироши (Hiroshi, 1950), Санфранцисского залива — Лаудербаком (Lauderback, 1940).

### Сервия губа и эстуарий

Общая характеристика. Фиорды образуются в скалистых берегах, сложенных мощными твердыми породами. Там же, где берега более низкие или равнинные и сложены рыхлыми породами, образуются губы.

Губа — это старинное русское название. За границей чаще употребляется название «эстуарий».

Губа представляет собой затопленную морем расширенную устьевую часть долины реки, в которой не происходит значительного накопления осадков. Этим она отличается от дельт.

Крупные губы описаны в монографии И. В. Самойлова «Устья рек» (1952) и работах В. П. Кальянова (1934), М. В. Кленовой и Л. А. Ястребовой (1938).

Эстуарии Франции описаны Фрэнсис-Бефом (Francis-Beuf, 1947) и Гланжо (Glanjeaud, 1938); эстуарий Северна в Англии описан Солласом (Sollas, 1883).

Современные примеры. Размеры и очертания губ весьма различны; наибольшие — у наших северных рек. Обская губа является

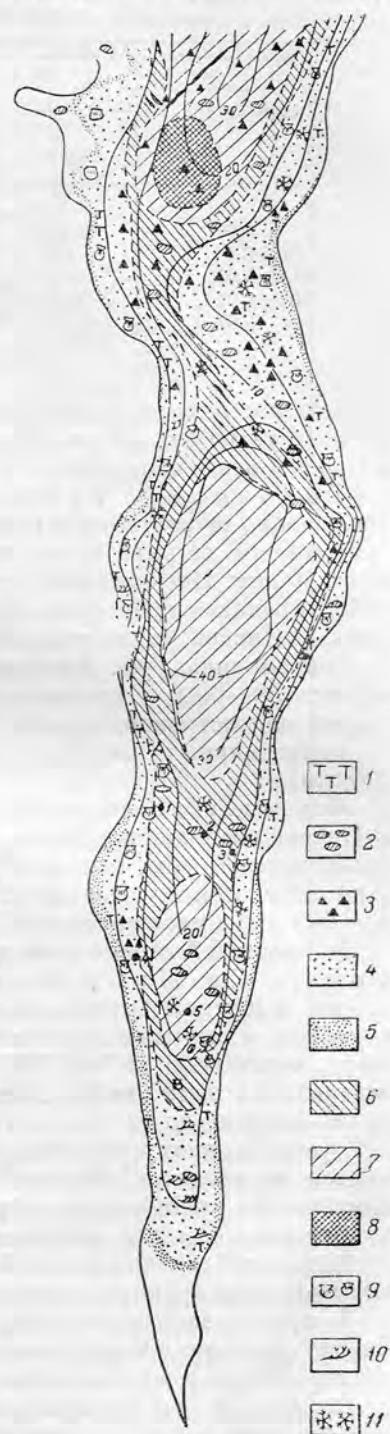


Рис. 102. Осадки одного из фиордов Кольского полуострова. По М. В. Кленовой, 1948.

1 — камень; 2 — валуны; 3 — галька и щебень; 4 — песок; 5 — пылеватый песок; 6 — глинистый песок; 7 — песчанистый ил; 8 — ил; 9 — ракуша; 10 — водоросли; 11 — кораллы и литотамний.

Таблица 19

**Механический состав осадков фиорда (в процентах)**  
 (по М. В. Кленовой, 1948)

| Фракции в мм | Номера станций и их глубина в м |           |          |          |           |
|--------------|---------------------------------|-----------|----------|----------|-----------|
|              | 1<br>13.7                       | 2<br>26.4 | 3<br>6.9 | 4<br>6.1 | 5<br>13.5 |
| 1.0          | (51.6)                          | (1.2)     | 14.4     | (31.6)   | (48.9)    |
| 1.0—0.1      | 18.6                            | 1.5       | 68.5     | 57.3     | 10.2      |
| 0.1—0.05     | 38.5                            | 49.0      | —        | 34.6     | 38.2      |
| 0.05—0.01    | 12.1                            | 43.3      | 16.5     | 5.3      | 26.4      |
| 0.01         | 10.8                            | 6.2       | —        | 2.8      | 25.2      |

гигантским водоемом; ее длина 800 км, ширина 40—100 км; глубина до 26 м. У устья она почти перегорожена пересыпью. Очертания ее и сливающейся с нею Тазовской губы показаны на рис. 103.

Тазовская губа также достигает очень больших размеров, совершенно не соответствующих размерам самой р. Таз. Длина Тазовской губы 600 км, ширина 80 км, глубина до 15 м. Сама же река имеет длину всего 500 км. Нет сомнения, что современная Тазовская губа представляет собой древнюю губу очень большой реки, скорее всего Оби, но, может быть, и Енисея, лишь недавно изменившей свое течение.

Современная губа Енисея сравнительно небольшая — длина 300 м, ширина 50—60 м. Она заполняется осадками; в ее южной части располагается ряд островов, составляющих дельту Енисея.

Значительных размеров достигает Хатангская губа (длина около 300 км).

Наконец, все Белое море — это ни что иное, как губа Северной Двины и Онеги, распаханная ледником. Несколько иной формы Пенжинская и Гижигинская губы, открывающиеся в Охотское море; они более короткие и расширяются к устью: длина Пенжинской губы 275 км, ширина у устья 90—100 км; Гижигинская губа еще короче и шире.

В Северной Америке громадных размеров достигает губа, или эстуарий, р. Св. Лаврентия. Ее длина около 900 км, ширина у устья 120 км. В Южной Америке очень больших размеров губы Амазонки и Рио-де-ла-Плата; ширина последней у устья достигает 250 км и общая площадь более, чем 40 000 кв. км. Значительно меньших размеров губы западноевропейских рек: Темзы, Сены и Жиронды. Длина губы Жиронды около 50 км, ширина до 12 км и глубина до 30 м.

У устья многих губ образуются песчаные перемычки, которые называются пересыпями, кошками или барами. Чаще всего пересыпь не поднимается до уровня воды, образуя подводный порог, но иногда она принимает вид косы или ряда песчаных островов.

Вода в губах пресная, но ближе к устью проникают приливные волны, вызывая своеобразную смену фаун, в основном солоноватоводного типа.

В приустьевой части губ нередко наблюдается стратификация вод. Вверху располагается пресная вода слоем до 10 м мощности; под ней находится соленая морская вода, с присущей ей фауной.

Осадки узких длинных губ сравнительно небольшой мощности и речного типа, так как в них сильно проявляются речные течения. Осадки

в приустьевой части более широких, расширяющихся к устью рек принимают дельтовый характер, образуя своеобразную подводную дельту. Количество осадков, выносимых большими реками, например Амазонкой,

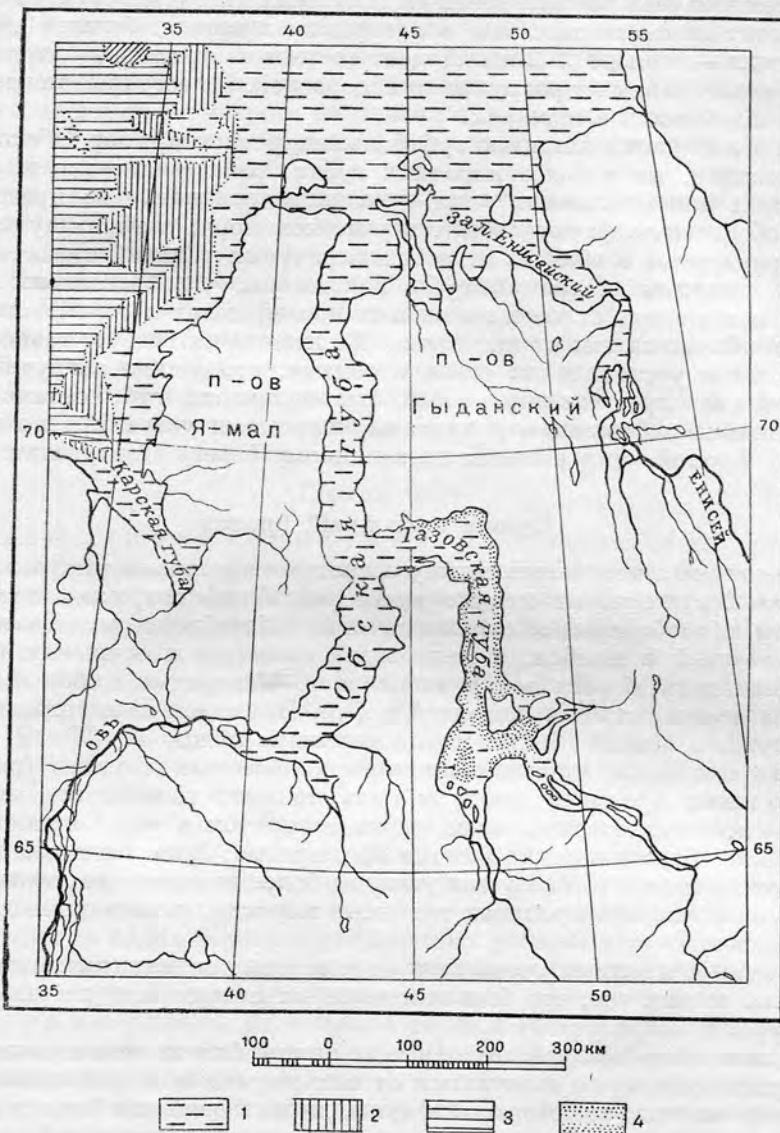


Рис. 103. Обская и Тазовская губы.

1 — глубины до 50 м; 2 — то же до 100 м; 3 — то же до 200 м; 4 — отмели.

громадно. Оно резко изменяется в половодья, увеличиваясь в десять раз. Такие резкие колебания создают тонкую сезонную слоистость.

Среди осадков преобладают тонкозернистые пески, алевриты и глины. Известняки отсутствуют, но местами образуются скопления ракуш. Цвет осадков серый, темный и синеватый, реже желтый или красноватый, в зависимости от цвета осадков, приносимых реками.

В противоположность фиордам, в губах отсутствуют застойные участки, зараженные сероводородом, или они очень небольших размеров и встречаются во впадинах или перед пересыпями.

Буркар изучал ил эстуариев французских рек (Bourcart, 1942). Этот ил состоит из смеси песчаных и алевритовых частиц, больше 0.02 мм, и глинистых — меньше 0.02 мм. Цемент состоит из органического вещества, получающегося за счет разрушения водорослей. Ил эстуария тождественен с илом впадающих в него рек.

Фауна узких длинных губ больших рек, например Обской губы, пресноводная, но в более коротких губах, расширяющихся к устью и доступных для приливных волн — солоноватоводная. Она представляет собой обедненную фауну соседних участков моря, отличающуюся меньшими размерами особей из-за неблагоприятных условий существования.

В ископаемом состоянии губы неизвестны. Отложения их должны весьма напоминать отложения речных долин, дельт и солоноватоводных лагун и обычно за них принимаются. Выделение их требует точного оконтуривания и установления связи с реками, что весьма затруднительно.

Риасы представляют собой разновидность губ, отличающуюся сравнительно небольшими размерами, широкими устьями и почти треугольной формой. Они развиты по западному берегу Португалии и Испании.

### Сервия застойный пролив

В некоторых местностях между островами и континентом, реже между островами, существуют мелкие узкие или более широкие, извилистые проливы, обособленные от открытого моря. Обособление вызывает прекращение течений и прибоя, а мелководье приводит к осушению больших участков вдоль берега во время отливов. Центральная, большая часть пролива всегда остается покрытой морем. Примером таких проливов может служить Малый Бельт, расположенный между о. Фён и Данией, а также некоторые другие вблизи расположенные проливы (рис. 104).

Дно таких проливов почти сплошь покрыто тонкозернистыми осадками — преимущественно илом, реже алевритом и тонкозернистым песком. Даже берега нередко бывают глинистыми. Если же вдоль них развита полоса песка, то она очень узка, не более немногих десятков метров.

Фауна и флора в проливах типичные морские, характерные для береговых илов.

Застойные проливы очень близки к ваттам, описанным ниже, но отличаются от них тем, что большая часть их поверхности всегда остается ниже уровня моря.

По литологии осадков застойные проливы близки к лиманам и обособленным бухтам, но отличаются от них нормальной соленостью и присутствием нормальной морской фауны, характерной для береговых илов. По обоим концам пролива илистые осадки постепенно переходят в песчано-илистые или известковистые осадки открытого шельфа. Этим они также отличаются от лиманов, со всех сторон ограниченных косами и песчаным берегом. Кроме того, отличием их служат вытянутые, узкие очертания.

Среди отложений прошлого бокситы и покрывающие их сланцы эйфельского яруса Петропавловского бокситоносного бассейна на Северном Урале можно рассматривать как осадки обособленного пролива.

Эти бокситы и сланцы залегают в основании трансгрессивной серии известняков эйфельского возраста; они образовались в начале наступления эйфельского моря на прибрежную область Европейского континента,

сложенную лудлоускими рифовыми известняками. Такие эпохи весьма благоприятны для образования застойных бассейнов.

Залежь бокситов представляет собой линзовидное тело длиной в несколько десятков километров, вытянутое в меридиональном направлении. К западу и востоку линза выклинивается и ограничивается выходами силурийских эфузивов, представляющих собой сушу. На севере и юге бокситы постепенно переходят в нормальные морские отложения. Этот переход и заставляет смотреть на бокситовую залежь, как на отложения пролива, а не залива или озера. Верхняя часть залежи сложена зеленовато-серыми слоистыми бокситами, нередко содержащими значительное количество пирита; это доказывает, что пролив был застанным. Лежащие на бокситах черные листоватые сланцы содержат большое количество битуминозных веществ, даже заключающих капельки жидкой нефти и иногда переходят в горючие сланцы. Подобные сланцы также представляют типичные отложения застанных бассейнов.

Зеленовато-серые бокситы и черные сланцы повсеместно заключают в себе бедную, однообразную, но довольно обильную морскую фауну, среди которой чаще всего встречаются амфиборы и гастроноды. Эта фауна подтверждает прямую связь бокситов с морскими бассейнами.

### Сервия ватт

**Общая характеристика.** Ваттами (от слова das Watt) называют прибрежные низины, покрытые жидким илом, обнажающиеся во время отлива и покрытые морем во время прилива. Ватты развиты вдоль западного берега полуострова Ютландия и южного берега Немецкого моря (рис. 104).

Описание ваттов дано М. В. Кленовой (1948). В зарубежной литературе Динеманном (Dienemann, 1931), Дирксеном (1942), Эрхардтом (1937), Пратье (Pratje, 1934), Ватершоотом (Waterschoot, 1944) и Винклером (Winckler, 1936). Приливные бассейны берегов Техаса и Луизианы описаны Прайсом (Price, 1947).

Вдоль западного берега Ютландского полуострова протягивается цепь высоких песчаных дюн. За этой цепью располагаются болотистые равнины или мелкие озера. К югу от о. Фён в результате опускания континента цепь дюн превращается в цепь низких, длинных песчаных островов, вытянутых вдоль берега и разделенных узкими мелкими проливами.

Расположенные за дюнами низины заливаются морем, но на глубину, не превышающую 3—4 м. Вследствие этого во время отливов они обнажаются; вся поверхность их покрыта черным вязким илом. Эти илистые приливные низины и называются «ваттами» или ошибочно «ваттенами» (от множественного числа «Watten»).

Общая протяженность ваттов около 440 км; ширина различна, обычно около 8—15 км, но местами доходит до 20—25 км. Северная часть их отгорожена Северными Фризландскими островами, среди которых наибольший — Силт — достигает длины 90 км. Затем идет часть, соответствующая устьям рек: Везера, Эльбы и Жаде (Jade). Острова здесь почти размыты, но площадь ваттов не менее широка, причем ватты прорезаны многочисленными руслами речных протоков глубиной в несколько метров, образующих сложную, постоянно меняющуюся сеть.

Далее вдоль берега располагаются Восточные Фризландские острова, почти без перерыва сменяющиеся Западными Фризландскими. Последние отгораживают полосу ваттов, пересеченную сложной сетью каналов,

к югу от которой лежит обширное мелкое озеро-море Зюйдерзее, осушенное голландцами (рис. 105).

Ватты интересны для нас потому, что условия их образования очень близки к условиям образования нижнекаменноугольных угленосных толщ,

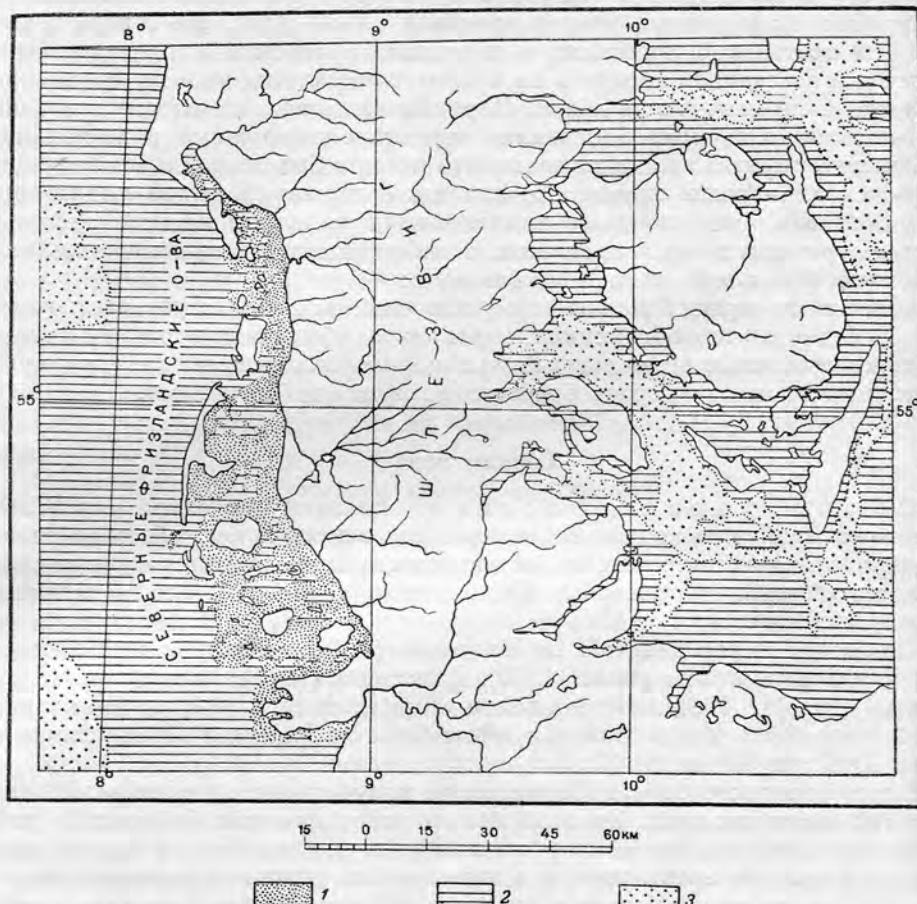


Рис. 104. Ватты — северная часть и застойные проливы у берегов полуострова Ютландия.

1 — ватты; 2 — глубины до 20 м; 3 — глубины от 20 до 50 м.

да и других угленосных толщ, отлагавшихся в прибрежных низинах, у берега моря.

Сводка данных по осадкам ваттов составлена Ганцшелем (Häntzschel, 1939, 1 и 2). Преобладает темный мягкий, вязкий, напитанный водою ил. Особенно тонок он в обособленных заливах и в участках наивысшего стояния уровня моря, где приливная вода наиболее слаба. В участках низкого стояния уровня воды и в протоках развиты алевриты и тонкозернистые пески (табл. 20).

Нередко породы обогащаются остатками растений и даже переходят в торф.

Химический анализ ила (обр. 1), взятого у входа в гавань Вильгельмсгафен, показал следующие результаты (в %):  $\text{SiO}_2$  — 49.08;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 8.75;

$\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 7.70;  $\text{CaO}$  — 7.75;  $\text{MgO}$  — 1.89;  $\text{K}_2\text{O}$  — 1.83;  $\text{Na}_2\text{O}$  — 3.53;  $\text{S}$  — 0.12;  $\text{SO}_3$  — 1.90;  $\text{P}_2\text{O}_5$  — 0.08;  $\text{CO}_2$  — 5.57;  $\text{Cl}$  — 3.02;  $\text{N}$  — 3.29; органическое вещество — 1.99; потеря при прокаливании — 1.53.

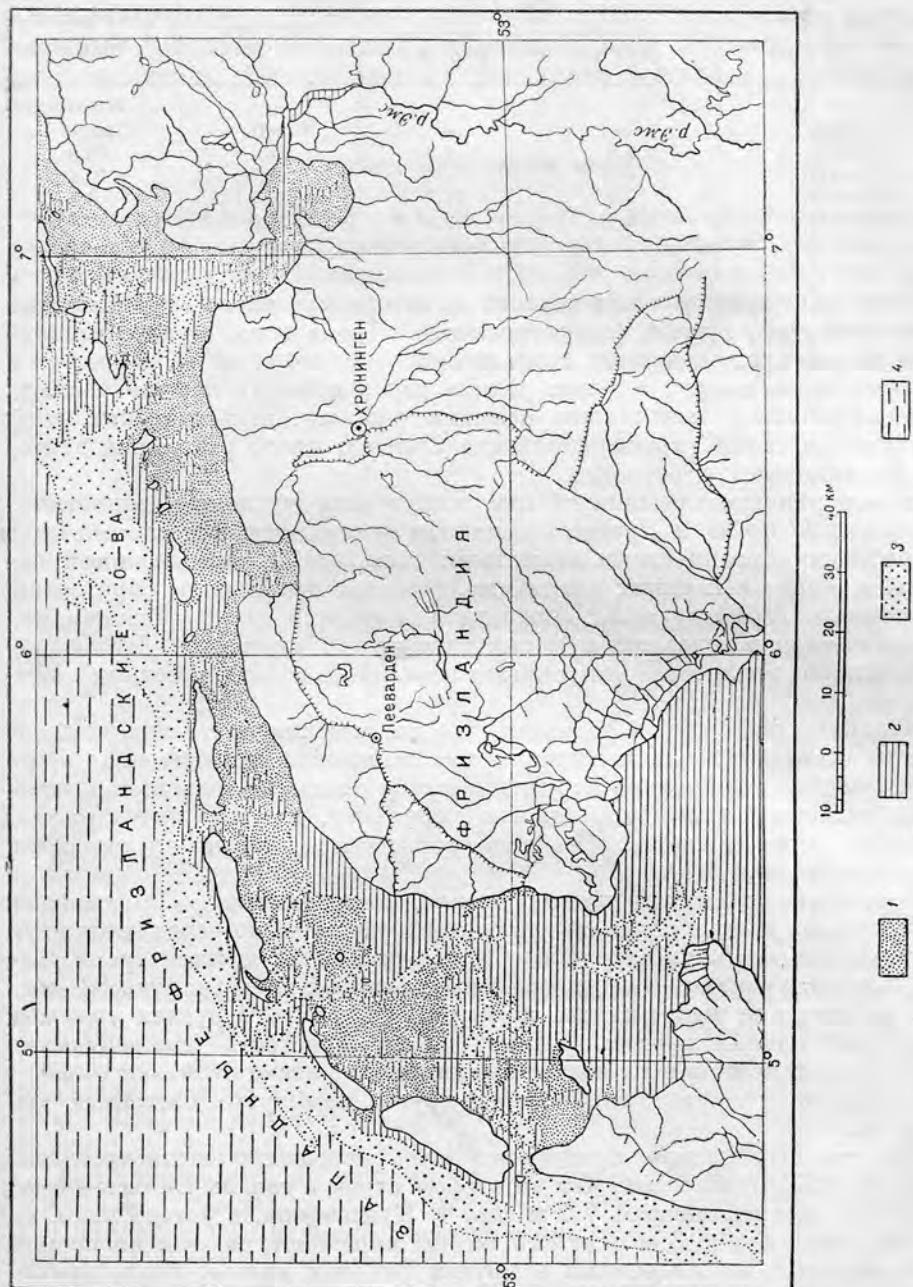


Рис. 105. Ватты — южная часть.  
1 — ватты; 2 — глубины до 5 м; 3 — глубины от 5 до 20 м; 4 — глубины от 20 до 50 м.

В свежем виде ил (обр. 2) содержит до 58.6% воды, 0.2% органического вещества и 40—38% неорганического вещества. Содержание органического вещества в количестве 2% является низким.

Таблица 20

## Механический состав осадков ваттов (в процентах)

| Размеры зерен<br>в мм | Ил     |        | Алеврит | Тонкозерни-<br>стый песок |
|-----------------------|--------|--------|---------|---------------------------|
|                       | обр. 1 | обр. 2 |         |                           |
| 0.5—0.2               | —      | —      | Следы   | Следы                     |
| 0.2—0.1               | 6.8    | 4.8    | 23.1    | 76.8                      |
| 0.1—0.05              | —      | —      | 41.5    | 16.4                      |
| 0.05—0.02             | 17.2   | 11.7   | 10.3    | 0.7                       |
| 0.02—0.005            | 76.0   | 83.5   | 25.1    | 3.8                       |

Синевато-черный цвет ила зависит не от органического вещества, а от тонкорассеянного железа (гидротроилита). Кроме того, железо присутствует в виде коллоидальных гидроокисей.

Кроме зерен кварца и более редких зерен полевых шпатов и слюд, в иле встречаются мельчайшие обломки раковин, иглы морских ежей и остатки растений (преимущественно *Zostera*); много раковинок диатомей, фораминифер и остракод.

На поверхности приливного ила живут многочисленные животные. Гастроподы *Littorina* и *Hydrobia* питаются поверхностными слоями ила, обогащенными органическим веществом; полихеты и зарывающиеся пелепидоподы живут в верхних слоях ила. Местами целые поля образованы скоплениями *Mytilus edulis*; последние питаются микроорганизмами, содержащимися в воде, которую они пропускают через себя. Необычно большое количество микроорганизмов живет в поверхностных слоях ила.

Детальные наблюдения показали, что ил, местами почти целиком, состоит из экскрементов самых различных животных. Экскременты представляют собой мельчайшие округленные или овальные тельца, так называемые пеллеты. Черный ил, подобно чернозему, местами почти нацело состоит из таких пеллетов. Особенно тонкий пеллетовый ил окружает участки скопления *Mytilus*.

Слоистость отложений ваттов тонкая, неправильная. Линзовидные пласти темных глин и более светлых песков непрерывно чередуются друг с другом. Мощность прослоек обычно измеряется миллиметрами. Такая слоистость связана с чередованием приливных волн различной силы. Большое значение имеют волны, нагоняемые бурями. В руслах протоков в песчаных пачках нередко развита косая слоистость. Неправильные очертания прослойков и их частое выклинивание легко отличают отложения ваттов от ленточных глин озер и других замкнутых бассейнов, без приливов.

Скорость накопления приливного ила совершенно исключительна. Ганцшель (1939) указывает, что во втором входе в гавань Вильгельмсгафен за три года отложилось 7.5 м ила. У Куксгагена, в устье Эльбы, за один год отложилось 3 м ила. Эти цифры поражают, но они полностью подтверждаются наблюдениями в других районах ваттов. Везде приходится проводить крупные и непрерывные землечерпательные работы для поддержания входов в гавани и основных судоходных путей. Большая часть этих колоссальных масс ила приносится во взвешенном состоянии реками.

В ваттах широко развито непрерывное перемывание и переотложение волнами и течениями.

Значение явлений, происходящих в ваттах, для познания отложений прошлого хорошо охарактеризовано в статье Вейгельта (Weigelt, 1923) и в работах Рихтера (Richter, 1920—1926, 1936). По данным последнего, типичным примером ископаемых приливных илов служат девонские гунсрюкские сланцы Бунденбаха, которые ранее считались глубоководными осадками.

### Сервия мангровая заросль

Общая характеристика. В тропических областях в устьевых частях рек и вдоль примыкающих к ним защищенных берегов моря в воде развивается своеобразная флора. Эта так называемая мангровая флора состоит из деревьев, иногда значительных размеров, с сетью воздушных корней, которые обнажаются во время отлива. Сам ствол дерева и корона всегда остаются над уровнем воды. Мангровые деревья образуют

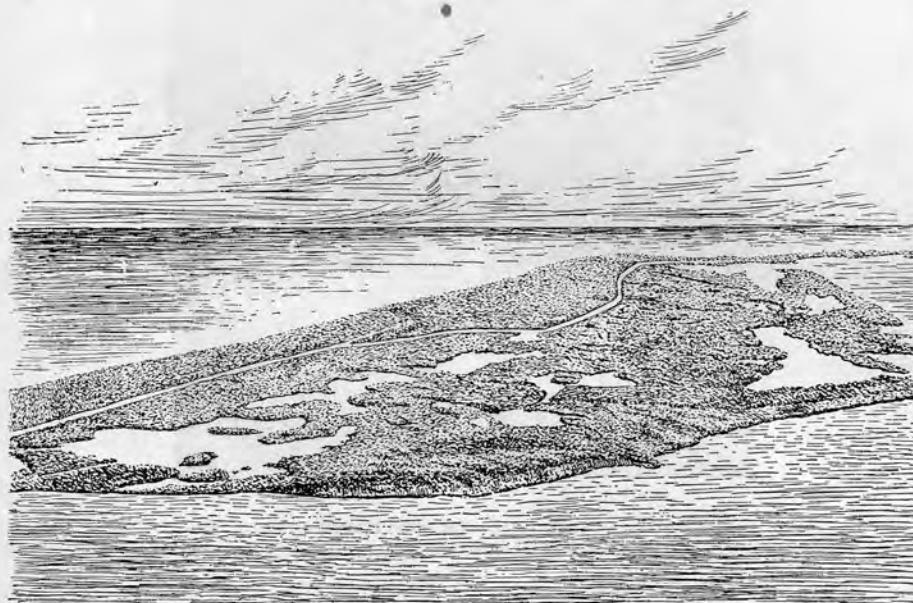


Рис. 106. Мангровые леса и болота на о. Ямайка. Стирс (Stears, 1940).

сплошную густую заросль, которая в виде зеленой ленты тянется вдоль берега. Ширина полосы мангровых зарослей иногда достигает нескольких десятков километров (рис. 106, 107).

Мангровые заросли уничтожают действие прибоя. Вследствие этого и в пределах самой заросли, и по морскому берегу отлагаются значительные массы черного вонючего вязкого песчанистого ила, весьма обогащенного растительными веществами.

На корнях мангровых деревьев, между ними и в илу селится своеобразная фауна, состоящая из прирастающих — устрицы, *Mytilus* — и зарывающихся форм. По берегу моря фауна морская, в дельтах — солоноватоводная.

По корневищам и стволам деревьев ползают многочисленные *Neritina* и *Littorina*, поднимающиеся до самых листьев. По илу везде быстро бегают многочисленные и разнообразные крабы.

Мангровые заросли служат главным местопребыванием своеобразной рыбы «бомми» (*Periophthalmus*) (рис. 108). Во время прилива она плавает в воде, во время отлива ползает по илу и даже поднимается на корни деревьев при помощи сильно развитых плавников. Очень вероятно, что темные глинистые породы, в которых нередко встречаются девонские кистеперые рыбы, по образу жизни очень близкие к *Periophthalmus*, представляют собой мангровые отложения.

Современные примеры. Согласно сводке Вальтера (1893—1894), в мангровых зарослях устья Конго встречены *Balanus*, *Teredo*, *Gelasinus*; у берегов Панамы — *Potamides*, *Purpura*, *Auricula*, *Arca*, *Cyrena*, *Potamomya*, на Тиморе — *Periophthalmus*, *Auricula*, *Potamides*, *Cyrena*, *Gelasinus*.

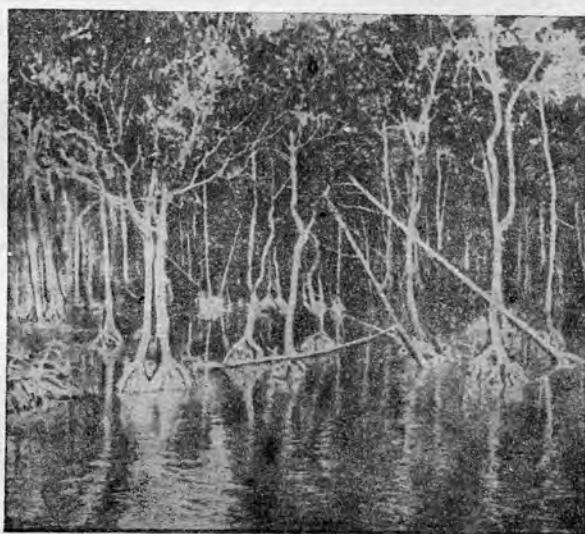


Рис. 107. Мангровый лес во время отлива, берег Центральной Африки. Мартонн (Martonne, 1913).

Необычайным типом мангровых зарослей являются леса «Шора» (Schorawäldern), развитые по западному берегу Красного моря. Они состоят из своеобразных деревьев и кустов, растущих обычно у самого уровня моря. Реже распространяются они при помощи специальной корневой системы в область, затопляемую морем во время приливов. Между ними также развит черный вонючий ил, обогащенный гумусом, по которому бегают бесчисленные крабы.

По северному берегу Явы мангровые леса приурочены к дельтам рек, впадающих в мелкое море. Они кратко описаны Бушкилем (Buschkiel, 1937). Ширина мангровых лесов местами достигает нескольких километров. Между ними и берегом или внутри их образуются озера. Вода в этих озерах солоноватая, почти пресная; фауна однообразная — рыбы, близкие к селедкам (*Chanos chanos*) и ракообразные. Дно озер покрыто зарос-

лями синезеленых водорослей и морской травы с массами диатомей. Ил черный вонючий. Такие озера являются аналогами тех бассейнов, в которых накапливались остатки растений — будущий каменный уголь.

Наибольших размеров мангровые заросли достигают на западном берегу Африки, особенно в дельте р. Нигер. Здесь они покрывают свыше половины всей площади дельты, образуя пояс шириной до 40—50 км.

Распространение мангровых зарослей по побережью тропиков очень велико. Они развиты по западному побережью Флориды (Vaughan, 1909), по восточному побережью Центральной и Южной Америки. Мангровые заросли занимают большие площади в дельте Амазонки. Почти непрерывной полосой они тянутся вдоль западного побережья Центральной Африки, резко расширяясь в дельтах рек. В Индийском океане они развиты по берегам Индостанского полуострова, Индо-Китая и Индонезийского архипелага, преимущественного развития достигая в дельтах рек — Инда, Ганга, Брамапутры, Иравади и многих других.

Площадь, занятая мангровыми зарослями, громадна, но еще важнее то, что непосредственно за этими зарослями, обладающими небольшой высотой, до 10—15 м, следует еще более широкий пояс прибрежных пальм, достигающих огромной высоты; за этим поясом идет обычный непроходимый тропический лес. Таким образом, ширина пояса сплошных лесов достигает 100—200 км в ширину и многих сотен и тысяч километров в длину. В этом пояссе количество отмирающих деревьев и скапливающейся древесины исключительно велико.

Сами мангровые заросли интересны тем, что они растут только в соленой морской и солоноватой лагунной воде. Как только воды становятся пресными, мангровая флора замещается другой.

**Геологическое распространение.** Заросли типа мангровых были широко распространены и в прошлом — в силуре, девоне и нижнем карбоне. Большое развитие они получили в верхнем палеозое и мезозое.

В ископаемом состоянии отложения мангровых зарослей представлены песчано-глинистыми отложениями с растительными остатками, нередко углистыми или даже с небольшими линзами и прослойками нечистых углей и с морской фауной.

Возможно, к ним относятся некоторые песчано-глинистые угленосные толщи средней и нижней юры Кавказа и Крыма, заключающие в себе небольшие прослойки углей, многочисленные растительные остатки и в то же время морскую фауну.

Очень важно то, что мангровые заросли являются древнейшей, первичной областью появления надводных растений, нижняя часть которых на-



Рис. 108. Рыба (*Periophthalmus*), выползшая на корни мангровых деревьев.

ходилась в морской воде, а верхняя — над поверхностью моря. Остатки таких растений известны в нижнем девоне Казахстана и даже в среднекембрийских известняках Сибирской платформы, где остатки их стволовиков, диаметром 1.5—2.0 см, найдены вместе с трилобитами, очевидно, заместившимися ныне современными крабами.

Споры таких надводных растений служат весьма важными руководящими окаменелостями в средне- и нижнепалеозойских отложениях и, возможно, даже в верхнем протерозое.

Отложения мангровых зарослей мезозойского и палеозойского возраста еще не выделены из общей массы морских илистых прибрежных отложений. Обособление их — одна из важных будущих задач биостратиграфии.

### Сервия иловая впадина

Все перечисленные выше сервии, относящиеся к застойным бассейнам, — бухты, губы, фьорды, ватты, мангровые заросли — тесно связаны с береговой линией и располагаются вблизи нее. Все они давно известны. Давно известны также застойные бассейны, связанные с большими глубинами, глубокими областями шельфа и верхней частью континентального склона.

Но за последнее время изучена еще одна группа застойных бассейнов, которые не связаны с береговой линией и в то же время располагаются на поверхности шельфа на небольших глубинах. Это — сервия иловая впадина.

Иловой впадиной называется обособленная впадина, дно которой покрыто илом; расположена она на шельфе, на большем или меньшем расстоянии от берега. Такие впадины распространены повсеместно. Размеры и формы их изменяются значительно, в зависимости от ширины шельфа и его общего рельефа. На нашем северном шельфе, отличающемся исключительно большими размерами и сравнительно плоским дном, огромные иловые впадины обладают сравнительно небольшой глубиной и неправильными округленными очертаниями. В северной части восточного берега Северной Америки, где на дне шельфа со хранился моренный ландшафт, впадины удлиненные, сравнительно узкие и глубокие, перпендикулярные по отношению к берегу. У западного берега, где шельф узкий и сравнительно плоский, впадины небольших размеров и глубины, узкие, округленные, вытянутые вдоль берега (рис. 77).

Так же различен характер склонов впадин. Иногда борта впадин сравнительно крутые и узкие, а дно плоское; нередко склоны впадин очень пологие, постепенно сливающиеся с поверхностью шельфа, например в шельфе Норвегии (рис. 91). Иловые впадины на дне фьорда показаны на рис. 102; они расположены вблизи от берега. На поверхности открытого шельфа иловые впадины располагаются вблизи от берегов, значительно чаще на некотором удалении или большом расстоянии от них, у борта континентального склона.

Различна и глубина впадин, не превышающая обычные глубины шельфа. Чаще всего она измеряется немногими десятками метров, иногда единицами метров, но почти никогда не достигает больших размеров. Впадины с глубинами в сотни метров возможны как результат сбросовых опусканий и даже как результат карстовых провалов, но в литературе они не описаны. Неизвестны они и в ископаемом состоянии.

Размеры иловых впадин колеблются в больших пределах. В единичных случаях они достигают длины в несколько сотен километров и ширины

в десятки километров. Чаще длина и ширина измеряются десятками километров. Встречаются впадины диаметром всего в несколько километров и меньше.

Осадки в них обычно представлены черным илом, а в ископаемом виде — темными глинами и сланцами. Почти всегда наблюдается примесь частиц более крупного размера, алеврита и песка. Характерно присутствие в различных количествах и взаимоотношениях трех других компонентов — органического вещества, кремнезема и карбонатов. Вследствие этого образуются горючие и битуминозные сланцы, битуминозные известняки, кремнистые сланцы и известняки, часто битуминозные известняки и глинистые тонкозернистые известняки с раковистым изломом.

В осадках иловых впадин всегда развита правильная слоистость, нередко тонкая, иногда толстая, с мощностью пластов до метра и больше. По простирианию они во всех направлениях переходят в нормальные морские осадки, более крупнозернистые — алевриты и пески. Иногда впадины окаймляются скалами или каменистым грунтом.

Осадки впадин подстилаются и покрываются илистыми осадками, глинами или известняками, реже алевритами и песками.

Чаще всего иловые впадины представляют собой застойные бассейны с восстановительной средой. В связи с этим илы обогащены сероводородом и пиритом, который встречается в тонкодисперсном состоянии, реже в виде зерен больших или меньших размеров и стяжений. Иногда раковины животных заполнены пиритом, сохраняющим тончайшие детали украшений раковин. В основном концентрация и выделение сероводорода происходит в осадке. Водная же среда содержала небольшое количество сероводорода, позволявшее жить на дне впадин довольно богатой, хотя и однообразной фауне. В отдельных случаях во впадинах существуют условия нормальной аэрации, и тогда донная фауна очень богата и разнообразна.

Фауна и флора иловых впадин сравнительно однообразны и необычны. Для современных впадин они менее изучены, но для ископаемых изучены детально. Флора представлена одноклеточными водорослями, нередко концентрирующимися в колоссальных количествах, почти нацело слагающими некоторые прослои горючих сланцев. Вышие водоросли не сохраняются, но особенности строения некоторых подвешивающихся и прирастающих групп животных не оставляют сомнения в наличии большого количества водорослей, росших на дне впадин или заносимых туда течениями.

Фауна состоит из трех групп животных: планктонных, псевдопланктонных и донных. Характерно большое количество представителей первых двух групп. Среди них можно отметить часто встречающиеся птероподы и цефалоподы, затем радиолярии и пелагические фораминиферы. Псевдопланктон представлен преимущественно своеобразными, беззамковыми формами, подвешивающимися к водорослям. Не исключена возможность, что эти водоросли росли в иловых впадинах. Возможно также и то, что многие головоногие, в частности, аммонеи, жили на дне впадин. Донные формы состоят из зарывающихся и прирастающих форм, обычно с гладкой или малоукрашенной раковиной.

Концентрация битумопроизводящего органического вещества в иловых впадинах достигает значительных размеров, относясь к наибольшим на дне моря. По данным Траска (Trask, 1932), она достигает 4—5%, в единичных случаях 7—8%. Последняя цифра уже приближается к содержанию органического вещества в горючих сланцах.

Концентрация органического вещества происходит вследствие двух причин: деятельности донных течений и отсутствия большого приноса

терригенного материала. Донные течения, омывающие почти всю поверхность шельфа, уносят все мелкозернистые частицы, в том числе остатки планктонных микроорганизмов. Сохраняются они только в иловых впадинах, в которые донные течения или совсем не проникают или проникают значительно ослабленными. Одновременно в иловые впадины терригенный материал приносится в резко уменьшенном количестве, преимущественно в виде ила. В результате и образуются илистые осадки, обогащенные планктонным органическим веществом, — будущие битуминозные и горючие сланцы, материнские породы нефти.

Современные иловые впадины не имеют еще специальных обзорных работ; они описаны в некоторых исследованиях, посвященных рельефу и осадкам шельфа: Шипард (Shepard, 1951, 1932, 1936, 1938), Нансен (Nansen, 1904), Кюнен (Kuenen, 1950), особенно важна работа Шипарда и Эмери (Shepard and Emery, 1941), или концентрации органического вещества в морских осадках: Траск (Trask, 1932); Траск и Патноде (Trask and Patnode, 1942).

Иловые впадины прошлого и их отложения описаны в значительном числе работ, так как к ним относятся многочисленные разновидности горючих сланцев и битуминозных пород. Мы остановимся только на трех примерах: верхнеурских горючих сланцах Русской платформы, доманике и кукерсите.

В определении иловых впадин прошлого решающими являются два признака: литологический состав и географическое распространение осадка. Установление первого признака не представляет затруднений; второй — требует знания строения большой площади, что возможно далеко не всегда. Изучаемый комплекс илистых фаций должен располагаться вдали от береговой линии континента, на расстоянии от нескольких километров до нескольких десятков километров и более. По простиранию он должен переходить в глинистые, алевритовые или карбонатные осадки с нормальной морской фауной.

**Верхнеурские горючие сланцы Русской платформы** обладают своеобразным распространением, показанным на карте, приложенной к работе А. Н. Розанова (1927). Они занимают сравнительно небольшие обособленные площади, разделенные промежутками различных размеров, иногда в сотни километров. Эти площади встречаются на громадном расстоянии, начиная от р. Ижмы на севере и кончая районами Чкалова, Уральска и оз. Эльтон — на юге, т. е. на всей площади эпиконтинентального моря-пролива, располагавшегося на Русской платформе. Во всех случаях они окружены морскими отложениями, преимущественно глинистыми, и удалены от береговой линии на значительное расстояние.

Литологический состав сланценосной свиты характеризуется переслаиванием тонкозернистых илистых пород — темных и серых глин, битуминозных и горючих сланцев и мергелей, иногда сидеритовых. Крупнозернистые породы отсутствуют. По данным Н. М. Страхова (1939), количество частиц  $> 0.25$  мм обычно менее 1%, только в единичных случаях достигает 10%; резко преобладают частицы  $< 0.01$  мм, количество которых колеблется от 60 до 99%. Мощность сланценосной толщи на западе 4.5—6.0 м, на востоке до 16—23 м. Подстилается она мощными темными глинами; покрывается глинами или фосфорито-глауконитовым мергелисто-песчаным слоем.

Среди горючих сланцев можно отметить две разновидности. Первая в свежем виде темная и плотная, но при высыхании светлеющая и распа-

дающаяся на тонкие плитки или разлиствывающаяся. Она содержит большое количество фауны, иногда превращаясь в своеобразный ракушняк. Другая разновидность очень плотная черная, буроватая, с матовым раковистым изломом, неслоистая. При высыхании она светлеет и распадается на скорлуповатые плитки и легко горит. Количество терригенного материала в них 31—70%; органического вещества — 14—49%;  $\text{CaCO}_3$  — 5—26%.

Данные по составу сланцев приведены в работах А. Н. Розанова (1927), Г. Л. Стадникова (1935) и Н. М. Страхова (1939).

Флора горючих сланцев состоит из одноклеточных планктонных и высших водорослей. На присутствие последних указывают химические анализы, по данным Г. Л. Стадникова (1935), а также наличие подвешивающихся животных.

Фауна многочисленна и разнообразна. Много плавающих форм — аммонитов, ползающих — морских ежей и гастропод; нередки прирастающие и подвешивающиеся пелециподы; много зарывающихся форм, например лингул и денталиумов. Обилие и разнообразие фауны указывает на нормальный морской газовый и солевой режим.

Интересно, что одновременно в сланцах наблюдается значительное количество пирита, связанное с наличием сероводорода. Очевидно, заражение сероводородом происходило только во внутренних слоях ила; иначе не могла бы жить такая богатая и разнообразная донная фауна.

**Доманик** — своеобразная толща верхнедевонского возраста, впервые выделенная более ста лет назад и получившая название по небольшой речке Доманик, притоку р. Ухты. Позднее доманик был найден по всему западному склону Урала, на восточной части Русской платформы, в Большеземельской тундре и в Арктике. Аналогичные толщи известны в Северной Америке.

Доманик представляет собой пачку слоистых битуминозных, черных и буроватых пород с гониатитовой и птероподовой фауной. Мощность колеблется от немногих метров до 60—90 м; чаще она около 15—20 м.

За последние годы работами Всесоюзного нефтяного научно-исследовательского геологоразведочного института (ВНИГРИ), проводившимися под руководством В. Д. Наливкина в области между Уралом и Волгой, были оконтурены площади распространения доманика (рис. 109). Эти площади изолированы друг от друга, обладают округленными очертаниями и располагаются внутри шельфа на значительном удалении от береговой линии. Со всех сторон доманик окружен морскими осадками, преимущественно илистыми. Подстилается и покрывается он морскими тонкозернистыми отложениями.

Литологический состав характеризуется преобладанием тонкослоистых битуминозных известняков. Часто встречаются кремнистые сланцы и другие породы со следами окремнения, но редко достигающие значительной мощности. Они всегда чередуются с глинистыми и горючими сланцами и известняками. Глинистые сланцы, слагающие небольшие пачки, всегда известняковые и иногда переходящие в мергели. Горючие сланцы характерны, но развиты не везде. Мощность их не превышает нескольких десятков сантиметров, но в разрезе они появляются неоднократно. Они имеют черный цвет, легкие тонкослоистые, иногда листоватые.

Состав доманика описан в работах С. М. Домрачева (1952), Н. М. Страхова (1939) и Г. И. Теодоровича (1941).

Флора доманика состоит из одноклеточных планктонных водорослей и высших водорослей, росших на дне впадин и поднимавшихся к поверх-

ности моря. На это указал Б. В. Наливкин, исходя из анализа образа жизни пелеципод.

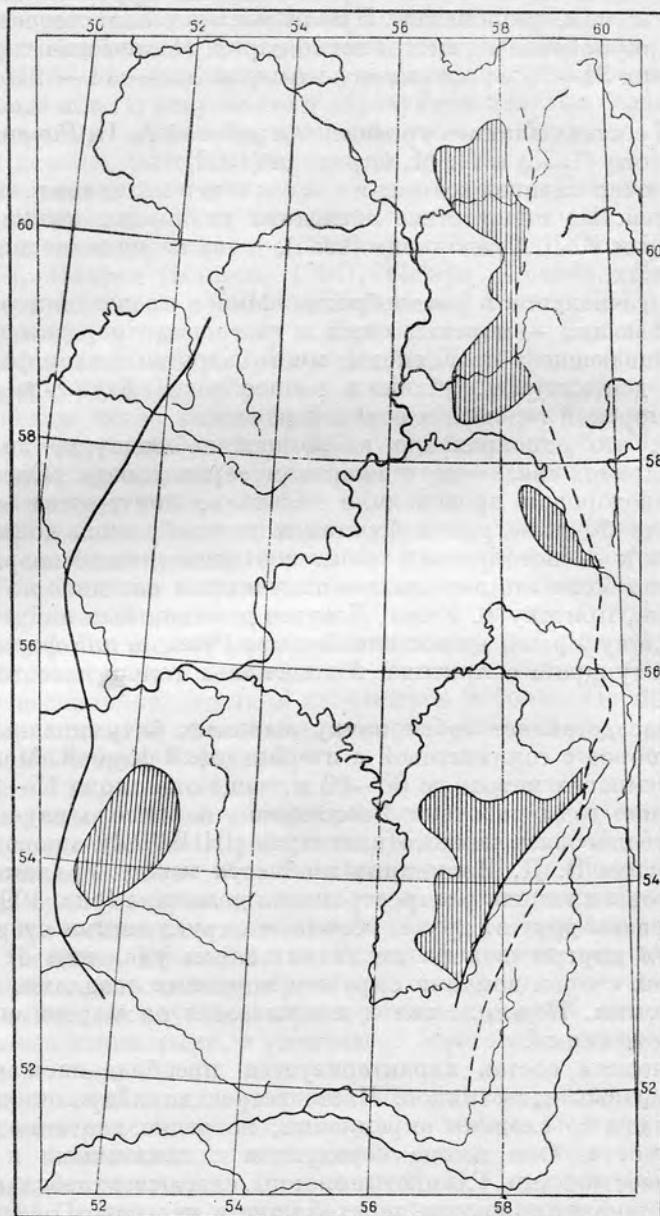


Рис. 109. Площади распространения доманика.

Фауна доманика весьма своеобразна. Она состоит из донных и планктонных форм. Среди донных форм преобладают брахиоподы, особенно лингулы и ринхонеллиды с округлыми плоскими складками; нередки гладкие спирифериды. Донными являются некоторые пелециподы; другие из них прикреплялись к водорослям. По водорослям ползали

сравнительно редкие гладкие гастроподы. Среди водорослей жили многочисленные остракоды. К донным формам необходимо отнести гониатитов и наутилоидей, так как остатки их встречаются в определенных фашиях, а не во всех безразлично, как это должно было быть, если бы они относились к пелагическим или псевдопелагическим формам. Возможно, что к донным формам относятся многочисленные и характерные птероподы — стилиолины и тентакулиты; обычно их относят к планктону.

Резкое преобладание гониатитов, наутилоидей и птеропод служит характернейшей особенностью фауны доманика.

**Кукерсит.** Кукерские, эстонские, гдовские горючие сланцы — так называется пачка верхнеордовических сланцев, наиболее типично развитая в окрестностях с. Кукерс в Эстонии и продолжающаяся в районе Гдова и Веймарна в Ленинградской области; далее к востоку она быстро выклинивается.

Залежь сланцев имеет пластово-линзовидную форму и вытянута в широтном направлении, параллельно общим очертаниям береговой линии. Располагается она в средней части мелководного эпиконтинентального моря на значительном удалении от берега.

По простиранию сланцы переходят в известняки и доломит с нормальной морской фауной, которые покрывают и подстилают сланцы.

Кукерсит в Эстонии залегает в виде пластов сравнительно небольшой мощности, 0,2—0,6 м, среди сланценосной толщи, состоящей из серых или темных битуминозных известняков, общей мощностью 6,0—6,5 м. Ближе к краям залежи мощности сланценосной толщи и прослоев кукерсита, а также их число уменьшаются.

Кукерсит — это красноватая, розоватая или буроватая, очень легкая, плотная, неслоистая или склеруповато-слоистая порода. Она нередко переполнена белыми скелетными образованиями различных животных — брахиопод, трилобитов, наутилоидей, иглокожих и многих других групп, характерных для типичной морской фауны того времени. Ее состав доказывает нормальный газовый и солевой режим водной среды.

Согласно исследованиям М. Д. Залесского (1917), кукерсит в значительной части состоит из скоплений колониальной синезеленои одноклеточной водоросли — глеокапсомормы и других фитопланктональных форм.

Состав кукерсита, по данным Г. Л. Стадникова (1935), следующий: золы 41—53%; общей серы 1,67—2,5%. В золе преобладают  $\text{CaO}$  и  $\text{SiO}_2$ .

Кукерсит отличается от других горючих сланцев красноватым цветом, обилием и разнообразием фауны и меньшим количеством пирита, при общих остальных признаках. Эти отличия обусловлены более нормальным газовым и солевым составом водной среды, что указывает на более свободное движение течений, все же весьма слабых. Возможно, это объясняется отсутствием зарослей водорослей, обычных в других иловых впадинах.

### Сервия застойный бассейн

Застойным бассейном называется участок моря, в котором не происходит движения воды вследствие отсутствия течений и слабого развития волн.

В современных морях застойные бассейны многочисленны и разнообразны. Все они хорошо обособлены. В пределах открытого шельфа такие бассейны представлены иловыми впадинами самых различных очертаний и размеров. Затем, часто вся более глубокая часть шельфа с глуби-

нами свыше 100 м представляет собой застойный бассейн, если донные течения отсутствуют и действие волн не распространяется на глубины выше 100 м. Верхняя часть континентального склона с глубинами до 1000 м при отсутствии донных течений также представляет застойный бассейн. Глубже содержание органического вещества в илах резко сокращается, и они приобретают специфический вид, отличающий их от илов застойных бассейнов шельфа.

Наиболее многочисленны и разнообразны застойные бассейны в нимии обособленный шельф. К ним относятся глубокие части бухт, а иногда и все бухты, губы, застойные проливы, ватты и мангровые заросли. Только отдельные участки этих серий характеризуются появлением прибоя и приливных или речных течений и не относятся к застойным бассейнам.

Широко распространены застойные бассейны и в нимии лагунная область, но они отличаются от морских нормальной соленостью воды и, следовательно, резко измененным составом фауны и флоры.

Если в настоящее время выделение различных типов застойных бассейнов не встречает затруднений, то в ископаемом виде обособление их нередко связано с большими трудностями. Например для того, чтобы установить присутствие иловой впадины, необходимо доказать переход ее илов по простианию по всем направлениям в другие морские отложения. Сделать это бывает возможно сравнительно редко. Не менее трудно отличить отложения застенного пролива от отложений замкнутой бухты.

Трудность выделения различных типов современных застойных бассейнов для эпох прошлого заставила выделить особую серию «застойный бассейн».

Отложения этой серии представлены глинами, глинистыми, битуминозными и горючими сланцами. Цвет отложений преимущественно темный, черный и бурый, реже светлый или красноватый. Гранулометрический состав различный, обычно тонкозернистый; нередко наблюдается плохая отсортированность. В них часто встречается серный колчедан, указывающий на сероводородное заражение, но присутствие его не обязательно. Отсутствие серного колчедана указывает на то, что накопление осадка происходило в условиях нормального газового режима.

Фауна встречается часто, она типично морская, но своеобразного состава, с значительным количеством планктонных форм.

Нередко наблюдается повышенное содержание битумов, и тогда отложения застойных бассейнов становятся важными нефтепроизводящими породами. Это вызвало большое внимание к ним, и литература по ним значительна. В списке литературы помещены только наиболее важные работы.

Примером отложений застойных бассейнов могут служить ордовикские и силурийские граптолитовые сланцы. Весьма широко распространенные толщи, занимающие нередко громадные площади, длиной во многие сотни и даже тысячи километров, достигающие мощности в сотни метров. Эти сланцы имеют всегда темносерый и черный цвет, благодаря обогащению органическим веществом они нередко представляют битуминозные отложения, однако, почти никогда не обогащающиеся до степени горючих сланцев. При метаморфизации становятся углистыми, благодаря чему иногда, например на восточном склоне Урала, принимались за угленосные толщи нижнекаменноугольного возраста. В нескольких пунктах, тоже в областях сильной складчатости, например в Туркестанском хребте, в них были найдены капли нефти.

Почти все граптолитовые сланцы, все без исключения толщи большой мощности, связаны с геосинклиналями. Граптолитовые сланцы встречаются и на материковых массивах, но изредка; примером являются диктионемовые сланцы Прибалтики и Швеции; они небольшой мощности и резко отличаются от громадных толщ геосинклинальных областей, например Алайского и Туркестанского хребтов, восточного склона Урала и Англии.

Намечается также связь граптолитовых сланцев с каледонской складчатостью, точнее говоря с окраинными, береговыми складчатыми хребтами, возникавшими во время проявления каледонской складчатости, главным образом, в ордовичском периоде и в начале силурийского периода. До известной степени граптолитовые сланцы тождественны с флишем альпийской складчатости. Тонкая ритмическая, сезонная слоистость, так характерная для флиша, хорошо выражена у многих, если не у всех, граптолитовых толщ, как это показал Марр (Marr, 1929).

Широкое распространение и своеобразие граптолитовых толщ вызвало появление обширной литературы. Частичная сводка ее дана в монографии Твенхофела (1936) и в работе В. П. Батурина (1939).

Протяженность площадей, занятых граптолитовыми сланцами, громадна. Она измеряется сотнями километров, иногда достигая 1000—1500 км и, возможно, еще больше. Граптолитовые сланцы нижней части силура протягиваются вдоль всего северного склона Алайского хребта, переходят на северный склон Туркестанского хребта, простираются на всем его протяжении и переходят на северные склоны хр. Нур-Ата-Тау, и далее скрываются под песками Кызыл-Кума. Длина этой площади не менее 700 км. Вероятно ее продолжение на восток, в Центральном Тянь-Шане, и на север — в Урал; тогда длина ее будет достигать 2500 км. Граптолитовые сланцы развиты по всему северному склону Туркестанского хребта, переходят на его южный склон, слагают долину Зеравшана и весь северный склон Гиссарского хребта, уходят на его южный склон и скрываются под более молодыми отложениями. Ширина этой площади около 150 км, но в действительности она значительно больше, так как сланцы собраны в ряд сложных складок. Можно определенно говорить о ширине не менее 200—300 км. Того же порядка будут цифры для ордовических граптолитовых сланцев, прослеженных от Таласского Ала-Тау вдоль всего Кара-Тау и уходящих на восточный склон Урала. Они окаймляют складчатые возвышенности Казахского макроперешейка, созданные первыми fazами каледонской складчатости.

Мощность граптолитовых сланцев также громадна: мощности во много сотен метров являются обычными; отмечаются мощности значительно больше 1000 м. Однако нельзя представлять себе эти толщи сложенными совершенно однородными осадками. Черные пачки листоватых глинистых сланцев, обогащенных органическим веществом и обычно содержащих остатки граптолитов, мощностью от нескольких метров до немногих десятков метров, чередуются с пачками более светлых, нередко зеленоватых или красноватых, более толстослоистых и плотных глинистых, известковистых, песчанистых сланцев и алевритов. Эти пачки нередко совершенно немые и не содержат граптолитов.

Все породы, несмотря на их разнообразие и изменчивость, отличаются тонкозернистостью, выдерживающейся на громадных расстояниях. Примесь песчаного и галечного материала, прослои песчаников и конгломератов наблюдаются только в основании толщ, особенно при несогласном залегании, а также по окраинам площадей развития граптолитовых слан-

цев в прибрежной зоне. Здесь небольшие пачки типичных черных граптолитовых сланцев залегают среди песчаников и мелкогалечных конгломератов, как это отмечается для ряда разрезов силура Англии. В отличие от доманика, кукерсита и верхнеюрских сланцев, граптолитовые сланцы гораздо более тесно связаны с прибрежными, грубозернистыми отложениями, переходя в них и чередуясь с ними.

Весьма интересна и теснейшая связь граптолитовых сланцев с кремнистыми отложениями — кремнистыми сланцами и яшмами. Эта связь особенно детально освещена В. П. Батуриным (1939) для Южного Урала. Здесь, в долинах речек Айтпай-Сай и Игинды-Сай, притоков р. Ика, обнажается толща черных кремнистых битуминозных сланцев, ранее называвшихся горючими сланцами. В трещинах этой толщи найдена асфальтоподобная порода, получившая название «велиховит», а в некоторых пачках А. В. Хабаковым найдены силурийские граптолиты. Черные кремнистые сланцы лежат на известняках и мраморах и покрываются глинисто-кремнистыми полосатыми сланцами, на которых лежат зеленые сланцы с песчаниками.

Мощность черных кремнистых сланцев достигает около 500 м, причем нижние 100 м сложены светлыми и красноватыми яшмами. В. П. Батурина (1939) указывает, что и среди черных пород преобладают породы типа яшм, которые он называет битуминозными и пиробитуминозными яшмами, на том основании, что они не рассланцованны.

Такая потеря слоистости является вторичной. Все яшмы обладают хорошо выраженной полосчатостью — бывшей слоистостью. Нередко наблюдается ритмическая микрослоистость, обусловленная чередованием тончайших неправильных прослойков, то темных, обогащенных органическим веществом, то более светлых. На 1 см приходится до 250 слоев. Такая же ритмическая микрослоистость отмечалась Марром (Marr, 1929) для граптолитовых сланцев Англии. Подсчитав число ритмов, он определил, что для образования всей толщи потребовалось около 750 000 лет.

Окремнение представляет региональное явление. По данным В. П. Батурина (1939), тождественные черные кремнисто-граптолитовые сланцы были обнаружены Л. С. Либровичем у ст. Кувандык, к западу от Орска; они развиты также в долине р. Белой, между Качинским и Узянским заводами. Расстояние от них до верховьев Илека около 450 км.

Обогащение граптолитовых сланцев органическим веществом представляет распространенное явление и местами значительно. В ряде пунктов трещины и полости в граптолитовых сланцах заполнены черным блестящим твердым асфальтоподобным веществом. Оно неоднократно принималось за каменный уголь. В двух весьма удаленных друг от друга пунктах — в Гиссарском хребте и на северной оконечности Новой Земли — в граптолитовых сланцах были найдены капельки нефти. К сожалению, цифровые характеристики содержания органического вещества очень редки. В. П. Батурина для илекских сланцев приводит цифры потерь при прокаливании, колеблющиеся от 2.06 до 16.73%. Эти цифры он принимает за содержание органического вещества, что подтверждается содержанием органического углерода, которое в трех образцах составляло: 1.27, 1.48 и 12.38%. Потери при прокаливании соответственно: 2.06, 3.38 и 16.26%.

Условия образования граптолитовых сланцев объяснялись необыкновенно разнообразно. Краткая сводка основных теорий и указания на литературу приведены в монографии Твенхофела (1936). Из нее видно, что Лепуорт (Lapworth) считал граптолитовые сланцы отложениями

глубокого моря. Шуккерт (Shuchert, 1915) считал их отложениями обособленных участков моря и, в случае меньшей площади распространения, отложениями иловых впадин на дне моря, галистаз в понимании Вальтера.

Рюдеманн (Ruedemann, 1911) указывал, что определяющим фактором является не глубина, а отсутствие движений воды. По его мнению, граптолитовые сланцы «указывают на зону между подвижной водой, где отлагаются грубые осадки, и мертвый, стоячей водой глубоководных областей. Их распространение в длину также указывает на береговую линию, которую надо искать на внешней, противоположной стороне грубых прибрежных осадков; такие две полосы, идущие вдоль берега, можно наблюдать в узких проливах, подобных проливу (мульде) Льюиса (Канада)». В более поздней работе (1926) он высказался за глубоководность граптолитовых сланцев.

Ульрих (Ulrich, 1911) считал, что замкнутые бассейны и стоячие воды не являются обязательными для образования граптолитовых сланцев и что последние отложились в длинных проливах, длиной в сотни километров. Это подтверждается мощностью граптолитовых сланцев, их распространением и нахождением в них внутриформационных конгломератов.

Марр (Marr, 1929) снова поддержал мнение о сравнительной глубоководности граптолитовых сланцев.

Джонс (Jones, 1929) указал, что основной областью развития граптолитовых сланцев Англии является глубокий, но сравнительно узкий прогиб (геосинклиналь). В этом прогибе сланцы достигают наибольшей мощности (сотни метров), наибольшей однородности и не переслаиваются с грубообломочными отложениями. По окраинам этого пролива, в мелководье, граптолитовые сланцы местами тоже развиты, но имеют значительно меньшую мощность (десятки метров), переслаиваются с грубообломочными породами и переходят в них по простиранию.

Наиболее своеобразные теории принадлежат Грэбо и Скупину. В своей первой работе (Grabau and O'Connel, 1917) Грэбо указал, что граптолитовые сланцы Шотландии и Южной Швеции представляют прибрежные отложения, поскольку они залегают в нижней части серии, трансгрессивно залегающей на размытой поверхности более древних пород. Это указание вполне правильно и для диктионемовых сланцев нашей Прибалтики. В более поздней работе (Grabau, 1929) он высказал предположение, что граптолитовые сланцы тесно связаны с обширными низменными прибрежными равнинами типа низменностей в нижних течениях и дельтах Хуанхэ, Инда, Ганга, Тигра и Евфрата и отлагались на поверхности этих равнин в эпохи затопления их морем или в примыкающих к ним заливах и лагунах.

Несколько ранее подобное мнение высказал Скупин (Scupin, 1921), считавший диктионемовые сланцы Прибалтики отложениями обширного мелкого водоема, возникшего при ингрессии моря на низменную прибрежную равнину. Этот водоем был отгорожен от открытого моря дюнами оболового песчаника, а сланцы являются типичным сапропелевым образованием.

Сам Твенхофел (1936) уклонился от определенного решения вопроса о происхождении граптолитовых сланцев, указав, что доказанными являются только мелководность отложений, связь их с берегом моря и различие условий отложения.

В. П. Батурина (1939) считал, что там, где «была развита кремнисто-граптолитовая фация, глубины бассейна возрастали, выходя за пределы

шельфа. Терригенный материал поступал сюда уже в небольшом количестве. Главную массу осадков составлял кремнезем в виде скелетов радиолярий и химических пресипитатов, а также терригенный материал в виде тонкого целита. Богатый планктон являлся источником больших накоплений органического вещества. Микрослоистость указывает на периодичность обогащения осадка органическим веществом, т. е. на наличие смены теплых и холодных сезонов. Область накопления битуминозно-кремнистых осадков находилась вдали от береговой линии. Только при этом могли формироваться, на не особенно большой глубине, такие чистые биохимические осадки с небольшой примесью терригенного материала, не менявшего своего состава на протяжении длительного промежутка времени».

Как мы видим, разнообразие теорий настолько велико, что придумать новую становится трудно, да это и не нужно, так как основные условия образования граптолитовых сланцев выявляются достаточно отчетливо:

1. Ослабленные, почти отсутствующие движения воды, приносящие только тонкозернистый, плохо отсортированный материал.

2. Ослабленный принос терригенного материала иногда вызывает повышенную концентрацию органического вещества и химических осадков—кремнистых и карбонатных.

3. Ослабленные движения воды обусловливают развитие микрослоистости и ритмической слоистости.

4. Большое сходство с альпийским флишем, выражющееся в большой мощности и распространении, тонкозернистости и однообразии осадков, тонкой ритмической слоистости и отсутствии донной фауны.

Все это позволяет поддержать предположения Рюдеманна и Джонса о накоплении граптолитовых сланцев в длинных и сравнительно узких прогибах. Нет сомнения, что эти прогибы были предгорными, располагаясь вдоль подножия тогда молодых складчатых каледонских хребтов. Для Урала, Казахстана и Средней Азии это намечается весьма отчетливо.

В центральной части прогибов отлагались одни сланцы, нередко большой мощности и в течение длительного времени. В их краевых зонах сланцы чередуются с ракушечными или грубообломочными отложениями и замещаются ими; при этом мощность сланцев и их распространение резко сокращаются, но все же они отлагаются даже у самого берега, в обособленных тихих заливах и проливах.

Примером сланцевых толщ, отлагавшихся в центральной части предгорного прогиба на значительном расстоянии от берега, служат мощные толщи граптолитовых сланцев Средней Азии и Урала; в частности, битуминозные яшмы Мугоджар и Южного Урала, как это указал В. П. Батурин.

Примером сланцевых пачек прибрежных областей служат диктионетовые сланцы южной Швеции и Прибалтики и ряд сланцевых пачек Англии.

## НИМИЯ ЛАГУННАЯ ОБЛАСТЬ

### Общая характеристика

Основной особенностью лагун служит пониженная или повышенная соленость воды. Вследствие деятельности прибоя, приливов и отливов, поверхностных и глубинных течений вода в океанах и открытых морях

перемешивается настолько, что везде она почти одинакового состава. В частности, постоянна и соленость, вызываемая содержанием в воде 3.5% различных солей. Эта цифра определяет жизнь органического мира, населяющего океаны. Достаточно небольшого изменения солености, чтобы изменился и органический мир.

**Причины изменения солености.** Основной причиной изменения солености в данной части моря является ее обособление от открытого моря. Обособление, изоляция, хотя бы и частичная, сейчас же вызывает нарушение единого мирового кругообмена веществ в море. Нарушение кругообмена выдвигает вперед те факторы, которые раньше им уравновешивались.

Такими факторами служат испарение и принос пресной воды реками.

Испарение вызывает образование горько-соленых бассейнов с повышенным содержанием солей, вплоть до полного насыщения.

Принос пресной воды реками вызывает образование опресненных солоноватоводных бассейнов с пониженной соленостью.

Направление изменения солености зависит от соотношения испарения с притоком пресной воды.

Например Каспийское море лежит в зоне пустынь, обладает повышенным испарением и, казалось бы, должно иметь повышенную соленость, как обыкновенно и думают. Но на самом деле соленость его всего 1.5%, т. е. вдвое меньше нормальной солености — 3.5%. Это объясняется колоссальным приносом пресной воды реками Волгой, Тереком, Уралом, Курой и др.

В Аральском море, расположенному в центре пустыни, соленость еще меньше благодаря Сыр-Дарье и Аму-Дарье.

Балтийское море обособленно от океана только частично, но тем не менее вся восточная часть его обладает пониженной соленостью, а Финский залив — почти пресный вследствие притока пресных вод. Получается интересная закономерность: соленость постепенно увеличивается по направлению с востока на запад, у Каттегата она становится уже нормальной. Параллельно с изменением солености происходит и постепенное изменение фауны — от пресноводной в Финском заливе до нормальной морской на западе.

Даже Черное море вследствие изоляции и притока пресной воды обладает несколько пониженной соленостью — 3%. И эта разница в 0.5% уже вызывает значительное однообразие его фауны по сравнению с фауной Средиземного моря.

С другой стороны, обособление без притока пресной воды сразу вызывает образование горько-соленых бассейнов, например Кара-Богаз-Гола, Сиваша, заливов Комсомолец (Мертвый Култук) и т. п. Интересно, что все эти бассейны представляют собой заливы сильно опресненных морей — Каспийского и Азовского.

**Влияние изменения солености на фауну.** Большинство морских форм — это стеноагалинны, т. е. не выносящие изменений солености. Достаточно изменения солености хотя на полпроцента, чтобы они вымерли. К таким формам относятся цефалоподы, иглокожие, рифообразующие кораллы и большинство родов и видов других групп.

Изменение солености является причиной того, что в опресненных и горько-соленых бассейнах фауна гораздо однообразней, чем в морях.

Первый признак фауны бассейнов с нормальной соленостью — бедность видами и богатство особями.

Второй признак — присутствие в однообразной фауне только одних эвригалинных форм. Эвригалинными формами называются формы, легко переносящие значительные изменения солености. К ним относятся ракообразные, мшанки, пелециподы, гастраподы и в палеозое — некоторые брахиоподы и криноиди и, возможно, цефалоподы. Причем из этих групп выживают только немногие роды и виды.

Третий признак — сильная изменчивость отдельных видов. Форма в условиях нормальной солености весьма постоянная, в бассейнах с неизменной соленостью сразу дает много уклонений и вариаций.

Четвертый признак (второстепенного значения) — наблюдающееся у ряда форм утонение стенок раковины и упрощение скульптуры и замка.

Отложения опресненных бассейнов отличаются от морских главным образом отсутствием рифовых известняков (за исключением мшанковых рифов) и вообще значительно меньшим количеством известняков. Известняки преимущественно представлены ракушняками и мергелистами, и глинистыми разновидностями. В отложениях таких бассейнов широко развиты доломиты и доломитизированные известняки.

Обломочные отложения и их распределение в больших опресненных морях такие же, как и в нормальных морях, так что отличить их можно только по фауне.

В небольших бассейнах, вследствие ослабления прибоя и отсутствия течений, почти отсутствуют конгломераты и значительно меньше распространены пески.

Отложения горько-соленых бассейнов характеризуются, главным образом, большим количеством разнообразных солей, нередко образующих мощные пласти. Среди солей преобладают гипс, ангидрит, мирабилит и каменная соль. Более редко встречаются калийные соли.

Второй признак — замкнутые контуры и небольшая площадь распространения, связанные с небольшими размерами горько-соленых бассейнов.

Третий признак — почти полное отсутствие конгломератов.

Фауна горько-соленых бассейнов обычно состоит из немногих видов ракообразных. В отложениях проплого преобладает род *Estheria*. Но нужно помнить, что *Estheria* с таким же успехом живут в опресненных и пресноводных бассейнах.

Отложения лагунных бассейнов концентрические. В редких случаях принос терригенного песчанисто-глинистого материала в лагуны резко сокращается и даже прекращается. Тогда в них начинается концентрация таких отложений, которые обычно теряются среди терригенных толщ. Нередко эти отложения представляют собой полезные ископаемые.

Общеизвестны концентрации растительных остатков, дающие торф и далее каменный уголь; концентрации животных белков и жиров, дающие горючие сланцы и битумы; концентрации различных солей; концентрации железных и марганцевых соединений.

Менее известны, но не меньшее значение имеют концентрации соединений различных металлов — цветных, редких и рассеянных.

Отложениями лагунных бассейнов концентрации являются некоторые залежи бокситов. Лагунные черные битуминозные сланцы и угли нередко содержат высокие концентрации никеля, молибдена, вольфрама и ванадия.

### Примеры отложений прошлого

В верхнеартинскую эпоху в юго-восточной части западного склона Среднего Урала образовалась обширная прибрежная равнина, окаймленная на востоке и юге молодыми хребтами, на западе — морем.

Почти всегда большая часть этой равнины представляла собой лагуну, то пресную, то горько-соленую; лишь на короткие промежутки времени вся равнина становилась сушей и на ее поверхности отлагались аллювиальные пески и глины. В основном отложения этой равнины типичные лагунные. Они описаны В. Д. Наливкиным (1949), относятся к саранинскому горизонту и состоят из трех свит глинистых афанитовых известняков и мергелей, разделенных двумя свитами гипсонасных песчаников. Залегают эти отложения на морских песчаниках и сланцах саранинского горизонта и покрываются брекчевидными известняками лемазинской свиты наземного происхождения. На западе эти пять свит переходят в таймееевые мергели, окружающие рифовые массивы; на севере — в однородную песчано-сланцевую крыловскую свиту, смешанного морского и наземного состава.

Нижняя, исмагиловская, свита саранинского горизонта сложена ритмично чередующимися серыми афанитовыми известняками, глинистыми сланцами и реже песчаниками. Ритм начинается песчаниками, за которыми следуют глинистые сланцы, и заканчивается известняками. Известняки правильно и ясно слоистые; иногда наблюдается тонкая сезонная слоистость, а иногда — косая. Известняки глинистые (нерасторимый остаток 10—19 %), однородные, плотные, с раковистым изломом, пахнущие битумом, без фауны. Они представляют собой равномерно и тонко-зернистый карбонат, загрязненный глинистым веществом и содержащий рассеянные алевритовые частицы кварца. Наибольшего развития известняки достигают в середине площади своего развития; по краям, особенно на севере и востоке, преобладают песчаники и сланцы. На юго-западе, ближе к открытому морю, появляются дегритовые известняки, полностью замещающие афанитовые известняки и состоящие из битой ракушки гастропод, пелеципод и брахиопод. Дегритовые известняки представляют собой береговой вал, пересыпь, отделявшую почти пресную лагуну, в которой отлагались афанитовые известняки, от открытого моря, где образовывались таймееевые мергели и еще дальше возвышались рифовые массивы. Мощность исмагиловской свиты различна, достигает 80—100 м.

На этой свите залегает каранаевская свита гипсонасных песчаников мощностью до 30—50 м. Сложена она ритмично чередующимися песчаниками, глинистыми сланцами и гипсами. Ритм начинается грубозернистыми зеленовато-серыми, слабо сцепментированными песчаниками, которые через мелкозернистые разности постепенно переходят в глинистые сланцы. Иногда ритм заканчивается прослойем белого кристаллического гипса обычно мощностью в несколько десятков сантиметров, местами до 2.0—2.5 м. В песчаниках и сланцах встречаются многочисленные остатки растений; фауна редка и в виде обломков. Гипсы и гипсонасные песчаники указывают на существование горько-соленых озер-лагун.

Выше следует буранчинская свита афанитовых известняков мощностью до 70—80 м. Она состоит из ритмов, сложенных прослойями песчаников (по краям площади развития), толщиной 0.05—0.2 м, сланцев — 0.02—0.05 м и афанитовых коричневатых битуминозных немых известняков мощностью 0.2—1.0 м. Нередко в известняках встречаются оболитовые и брекчевидные известняки мощностью 1—10 м, представляющие собой

подводные оползни. На юго-западе вся толща обогащается дегритовыми известняками, иногда переходящими в типичный ракушняк — снова отложения пересыпки. Фауна отсутствует, флора многочисленна.

Выше залегает вторая свита гипсонасных песчаников — сабанаковская. Ее мощность около 80—100 м; сложена она средне- и грубозернистыми песчаниками, ритмично чередующимися с глинистыми сланцами; местами в верхах свиты ритм заканчивается доломитовыми мергелями. Гипс обычно приурочен к глинистым сланцам и достигает мощности 15 м (два прослоя); как правило, он обладает сезонной слоистостью. Песчаники, часто гипсонасные, рыхлые, имеют тонкую, но неправильную слоистость, нередко косую. Глинистые сланцы, тонко- и неправильно слоистые, зеленовато-серые, содержащие растительный дегрит. Мощность прослоев песчаника 0.2—3.0 м, глинистых сланцев — 0.05—0.3 м. Фауна отсутствует, флора — обычная.

Разрез заканчивается устьикинской свитой тонкослоистых мергелей мощностью около 50—70 м. Она сложена характерными тонкоплитчатыми, тонкозернистыми доломитовыми мергелями желтовато-серого цвета, обладающими ленточной слоистостью. Содержание нерастворимого остатка 7.8—48, CaO — 22, MgO — 18%. Мергели образуют верхнюю часть ритмов, начинающихся песчаниками и сланцами. В средней части свиты песчаники и сланцы отсутствуют и появляются тонкие (2—10 см) прослои черного горючего сланца. По краям, наоборот, песчаники и сланцы местами резко преобладают. На юго-западе мергели постепенно переходят в мергели таймеевской свиты, которые примыкают к рифовым массивам. Фауна отсутствует, и только в переходной зоне к таймеевским мергелям появляются мелкие фораминиферы. Флора редка, но очень хорошей сохранности.

Выше, обычно несогласно, реже согласно, лежат лемазинские брекчевые известняки наземного или морского происхождения.

Условия образования гипсонасных песчаников и гипсов сабанаковской и каранаевской свит достаточно ясны. Небольшая мощность гипсов и ограниченное линзовидное распространение указывают на их образование в сравнительно небольших, недолго существовавших озерах, часто не связанных с морем. Сопровождающие их песчаники и сланцы, в основном слагающие свиты, отчасти образовались в тех же озерах, что и гипсы, но в значительной мере представляют собой также отложения обширной, слабо наклоненной равнины, располагавшейся между морем и Уральскими горами. Намывались они временными потоками так же, как конгломерато-брекчия, залегающая в основании каранаевской свиты. Связь каранаевской и сабанаковской свит с обширными равнинами подчеркивается однообразием и выдержанностью их на больших расстояниях. Если бы они отлагались в обособленных озерах, то этого не было бы. Континентальное происхождение свит доказывается отсутствием морской фауны и большим количеством растительных остатков.

Этот факт указывает на такое же происхождение трех карбонатных свит — исмагиловской, бурянчинской и устьикинской. Широкое развитие, однородность, большая мощность, тонкозернистость свидетельствуют о том, что афанитовые известняки отлагались в обширной лагуне. Эта лагуна отделялась от моря пересыпью, сложенной обломками ракушки, а иногда и целой ракушней, сейчас имеющими вид дегритовых известняков и ракушняков. Менее ясно существование такой пересыпки для устьикинских мергелей, постепенно переходящих в таймеевские мергели. Вероятно, здесь пересыпь была сложена известково-глинистыми породами.

Таким образом афантитовые известняки и мергели представляют собой не глубоководные отложения, аналогичные черным нижнеартинским глинам, а лагунные. Они подстилаются и покрываются наземными и лагунными отложениями, переходят в них на севере и востоке, а на юго-западе переходят в дегритовые известняки и ракушняки.

Афантитовые известняки нередко бывают битуминозными или кремнистыми, что также указывает на лагунные условия их образования.

Толщи аналогичных афантитовых известняков встречены в верхнем карбоне — ахуновская свита и в среднем карбоне — сергинская и ташминская свиты.

В качестве примера ископаемого водорослевого известняка, образованного в условиях горько-соленых бассейнов, можно привести верхнепалеозойские известняки Приуралья. Михинские бугорчатые доломиты, опи-



Рис. 110. Михинские доломиты артинского яруса Уфимского плато. Фото В. Д. Наливкина.

саные В. Д. Наливкиным (1949), залегают в самом верху филипповских доломитов, завершающих разрез артинского яруса Уфимского плато. Нижняя часть филипповских доломитов заключает еще обедненную фауну брахиопод и пелеципод; средняя часть содержит только редкие пелепицоподы и остракоды; верхняя часть — михинские доломиты — уже совершенно лишена фауны. Последние представлены коричневыми и желтовато-серыми тонкослоистыми доломитизированными известняками с характерной бугристой поверхностью напластования (рис. 110). Высота бугров достигает 5—6 см, при основании в 5 см. Они всегда выступают кверху. По заключению В. Н. Рябинина, эти бугры представляют собой водоросль типа *Collenia*. Мощность михинской пачки 5—8 м, а всех филипповских доломитов — 66—74 м. Нет сомнения, что михинские водорослевые доломиты образовались в условиях резкого нарушения нормальной солености морской воды, возможно, в сторону ее повышения, но не исключена возможность и резкого опреснения.

Другой пример — это водорослевые бугристые и рифовые известняки кунгурского яруса Актюбинского Приуралья, описанные В. П. Пневым. В основании нижнего кунгура развиты актастинские пелитоморфные серые и коричневатые известняки, тонко- и волнисто-слоистые. Они сложены слоевищами синезеленых водорослей, относящихся к группе *Stromatolithi Pia*. Встречаются также наслаждения лепешкообразной формы

типа *Oncolithi Pia*. Фауна отсутствует. Мощность их до 15 м, обычно 3—5 м.

В некоторых районах на этих известняках залегают рифовые массивы мощностью около 500—600 м. Рифообразователями служили синезеленые водоросли, способные выдержать повышенную соленость бассейна.

В верхах среднего кунгура залегают абзальские бугристые оолитовые известняки с прослойками глин и песчаников. Местами известняки замещаются гипсом. Их характерной особенностью является присутствие бугорчатых форм слоевищ синезеленых водорослей, а также обедненной фауны брахиопод, пелеципод, остракод и фораминифер. Интересно, что вся эта фауна очень близка к фауне казанского яруса и указывает на неизвестную соленость бассейна, в котором отлагались абзальские известняки. Их мощность 60—140 м.

В верхнем кунгуре развиты петропавловские остракодовые водорослевые известняки, также с прослойками глин и песчаников. Известняки коричневатые и серые, плотные тонкослоистые, местами волнистые. Мощность их 20—80 м. Фауна состоит из одних остракод, относящихся к родам *Darwinula* и *Volganella*. Петропавловские известняки по простиранию переходят в гипсы и песчаники, а кверху — в красноцветы верхней перми.

Кунгурские водорослевые известняки Актюбинского Приуралья весьма интересны тем, что показывают, каких громадных размеров может достигнуть образование известняков синезелеными водорослями, даже в бассейнах с неизвестной, возможно повышенной соленостью. Рифовые массивы в 500—600 м представляют исключительное явление, не имеющее аналогов в настоящее время. Коричневатые доломитизированные бугристые водорослевые известняки и сейчас образуются по берегам Большого Соленого озера штата Юта, в Скалистых горах. Не исключена возможность, что эти известняки отлагались не в горько-соленом водоеме, а в опресненном типа казанского моря; на это указывает сходство фауны. Распространение карбонатов в отложениях современных лагун описано Н. М. Страховым (1947).

### Сервия лагуна

Лагуной называется обособленная часть моря, отделенная от него скалистым или песчаным перешейком. Вследствие обособления вода в лагуне солоноватая или горько-соленая. Соединение с морем осуществляется проливами или перебрасыванием воды моря через перешеек во время сильных бурь. Некоторые лагуны хотя и изолированы от моря, но морская вода просачивается в них через песчаный перешеек. Наконец, существуют лагуны, полностью обособленные от моря и превратившиеся в пресные или горько-соленые озера.

Лагуны не связаны с речными долинами.

Лиманом называется часть речной долины, затопленная морем и обособленная от него перешейком. По истории развития и другим признакам лиман очень близок к лагуне и, по существу, может рассматриваться, как ее разновидность.

Лагуна обычно вытянута вдоль берега; лиман — перпендикулярно к нему. Из этого правила есть много исключений, одно из них — Днепровский лиман.

В ископаемом состоянии отложения лагун и лиманов почти неотличимы друг от друга и на практике называются лагунными отложениями.

Ввиду широкого развития лиманов на юге Европейской части СССР и большого значения их для изучения неогеновых отложений, они выделены в особую серию.

Обзор лагун и лиманов дан Креднером (Credner, 1888).

Типы лагун. Лагуны весьма разнообразны по физико-географическим особенностям и условиям образования. Среди них можно выделить следующие основные типы:

1. Намывные
2. Островные
3. Дельтовые
4. Впадинные
5. Кратерные
6. Рифовые

1. Намывные лагуны наиболее распространены и достигают наибольших размеров. Их отличительная особенность — песчаный перешеек, намытый волнами и течениями. Типичные примеры опресненных лагун — Курский залив (Куриш-Гаф), Венецианская лагуна и лагуна Пэмлико; горько-соленых лагун — Сиваш и Кара-Богаз-Гол.

Опресненные лагуны образуются тогда, когда сток воды реки, впадающей в лагуну, превышает испарение и приток морской воды через пролив. Наибольших размеров они достигают на восточном побережье Северной и Южной Америки. Лагуна Мадре (de la Madre) непрерывно тянется вдоль берега Мексиканского залива, от дельты р. Бразос до дельты р. Рио Гранде, на протяжении 400 км. Далее, к югу она прерывается небольшой дельтой р. Рио Гранде, но скоро снова продолжается под названием Мадре Австра (de la Madre Austral) на протяжении 300 км. С юга и с севера к ней примыкают другие лагуны, меньших размеров, так что общая длина достигает 1200 км. Ширина их не превышает 20—40 км и только в устьевых лиманах — 50—60 км; ширина низменности, примыкающей к лагунам, вместе с ними, достигает 70—80 км.

Зона лагун вдоль восточного берега Северной Америки также имеет значительные размеры. Лагуна Пэмлико (Pamlico sound) отгорожена песчаным перешейком, тянувшимся выше 500 км, и вода в ней, ближе к проливам, почти нормальной солености, значительно опресняясь ближе к устьям рек.

Зона лагун Северной Италии, куда входит и известная лагуна Венеции, достигает длины 120 км. За ней следует дельта р. По, имеющая в поперечнике около 40 км, и далее лагуна-озеро Комаччио шириной 30 км. Таким образом, общая протяженность лагунной зоны здесь около 200 км, а ширина, с прилегающими низинами, около 40—50 км.

Вдоль южного берега Балтийского моря, от Клайпеды до Рюген, тянется зона лагун длиной в 600 км и шириной в 20—30 км. Наибольшая лагуна, входящая в пределы СССР, — Курский залив (Куриш-Гаф) — имеет длину около 100 км и наибольшую ширину 30 км (рис. 111).

Таким образом, зоны лагун и лиманов достигают громадной длины — многих сотен километров, а иногда 1200 км. Ширина их не превышает нескольких десятков километров, а с прилегающими низинами — 100—120 км. Развиты они широко и повсеместно. Поэтому нахождение зоны намывных лагун в ископаемом виде дает существенные указания на форму рельефа прибрежной части континента, к которому они примыкали.

Глубина лагун различна, но преимущественно небольшая, от нескольких метров до немногих десятков метров.

Соленость лагун также различна, обычно она пониженная. Ближе к проливам соленость почти нормальная; ближе к устьям рек вода почти пресная. Более или менее изолированные лагуны, лишенные многоводных притоков, становятся горько-солеными, вплоть до самоосадочных. Наоборот, изолированные лагуны, в которых приток пресной воды от рек или дождей превышает испарение, становятся пресными озерами. Очень часто в них развивается богатейшая растительность, и они превращаются сначала в болота, а затем в торфяники.



Рис. 111. Курский залив (Куриш-Гаф) и Вислинский залив (Фриш-Гаф).

После заполнения осадками или высыхания, лагуна превращается в прибрежную низину, сначала болотистую, а затем в цветущие луга.

Ритм развития лагуны протекает и при полном отсутствии тектонических движений, но особенно усиливается и ускоряется он при поднятиях и опусканиях. Поскольку поднятия и опускания представляют обычное явление, они играют весьма существенную роль в образовании и исчезновении лагун.

Отложения намывных лагун исключительно изменчивы и в то же время характерны однообразием гранулометрического состава и окраски. Резко преобладают тонкозернистые осадки — глины, алевриты и тонкозернистые пески. Грубозернистые пески и галечники встречаются, но редко и на небольших узких участках; они образуют линзовидные, быстро выклинивающиеся слои в зоне прибоя больших широких лагун и в руслах притоков с наиболее быстрыми течениями.

Нередки застойные участки, обогащенные сероводородом. Примером такой застойной лагуны, на дне которой отлагается черный ил с многочисленными зернами и стяжениями пирита, обусловленными наличием сероводорода, может служить лагуна То (*étag du Thau*), расположенная на северном берегу Лионского залива, к западу от устья Роны, и описанная Сюдри (Sudry, 1910).

Цвет осадков однообразный, преимущественно темносерый и серый, но варьирующий от черного почти до белого, нередки также коричневатые и зеленоватые оттенки. Цвет обусловливается примесью тончайшего органического вещества, размельченных растительных остатков и соединений железа.

Фауна и флора очень богатые, но тоже более однообразные, чем в открытом море. Их общие признаки описаны выше. Преобладают различные гастроподы и пелециподы; очень много червей и остракод; нередко изобилуют диатомеи. Поверхностные течения, направленные из моря в лагуну, засасывают массы планктона. Вследствие этого, а также богатства собственного планктона, в лагуне концентрируются исключительно большие количества микроорганизмов. Они служат пищей для такого же громадного количества рыб. Остатки и скелеты рыб нередко концентрируются в лагунных глинах, буквально переполняя их.

Концентрация микроорганизмов обогащает осадки белками и жирами, превращающимися в битумы. Этот факт объясняет приуроченность нефтяных залежей к лагунным толщам.

Заросли морской травы и других растений, водяных и земноводных, создают также часто наблюдающееся обогащение осадков клетчаткой, вплоть до образования торфяников. Вследствие этого в лагунных отложениях нередко встречаются углистость и даже пласти угля.

Наиболее однообразны фауна и флора в горько-соленных лагунах: фауна в них состоит из немногих ракообразных и микроорганизмов. Среди ракообразных наиболее известны *Estheria* и формы, близкие к ней. Однако это однообразие не препятствует концентрации организмов в громадных количествах. Поэтому соленосные и гипсоносные толщи, образующиеся в таких бассейнах, нередко обогащены битумами.

Известняки в лагунных отложениях редки и образуют небольшие слои и линзы. Чаще всего они возникают за счет ракушняков и устричных банок. Местами пышно развиваются мшанки, иногда слагающие небольшие массивные тела известняков.

Среди лагун изредка встречаются бассейны концентрации различных металлов, в современном состоянии неизвестные, но, несомненно, существующие.

Переходя к описанию современных намывных лагун, мы остановимся на Курском заливе (Куриш-Гафе), после Великой Отечественной войны включенном в пределы СССР.

Курский залив (Куриш-Гаф) расположен на южном берегу Балтийского моря, в устьевой части р. Немана. Он имеет неправильную треугольную форму (рис. 111). Наибольшая длина равна 93 км; ширина — 44 км; площадь 1619 кв. км, глубина до 6.5 м. Коса-перешеек, отражающая Куриш-Гаф, называется Курской (Куриш-Нерунг). Длина ее 97 км; ширина 0.3—3.6 км. Сложена она песком, намытым на два острова. Курский залив соединяется с Балтийским морем узким проливом в северной оконечности, у Клайпеды. Отложения его детально описаны Пратье (Pratje, 1931), по данным которого составлен помещенный ниже очерк.

Дно Курского залива покрыто песчано-глинистыми осадками темных серых и бурых цветов, реже более светлых. Для них характерна тонко-зернистость; зерна более 0.5 мм составляют единицы процентов, не более 5% состава песков (табл. 21).

В осадках преобладают пески, которые занимают 51% всей площади, т. е. больше, чем все остальные отложения взятые вместе. Распространен-

ние их показано на схеме (рис. 112). На схеме отчетливо видно, что пески окаймляют берега, где расположены устья рек. Берег перешейка в северной части сложен илом и только в южной — песком.

Данные о глубине нахождения, размерах зерен и их окатанности приведены в табл. 21.

Для сравнения приводится характеристика дюнных песков (табл. 22).

Для сравнения весьма интересны данные по речным пескам Немана (табл. 23).

Сравнение этих трех таблиц показывает различие в степени окатанности зерен морских, дюнных и речных песков. Зерна песка состоят на 99% из кварца.

Ил играет подчиненную роль, но все же достаточно широко распространен, занимая площади, показанные на рис. 112 белым. Лагунный ил (Mudd) состоит из глинистых и очень тонкозернистых неорганических частиц и таких же частиц органического вещества.

Органическое вещество, которое Пратье (1931) называет гумусом, тесно связано с илом, и области их максимального развития почти совпадают. Обычное содержание гумуса в илах составляет 5—10%; в отдельных пунктах оно поднимается до 18 и даже 25%. Гумус состоит, главным образом, из растительного вещества.

Содержание  $\text{CaCO}_3$  зависит почти исключительно от присутствия раковинной особенностью Курского залива является большое количество и сплошное распространение раковин.



Рис. 112. Распределение песка в Курском заливе. По Пратье (Pratje, 1931).

Белым, редкой и частой штриховкой показаны площади с содержанием песка 0—40, 40—70, 70—100 процентов.

Цифры — содержание песка в процентах.

шин остракод и моллюсков. Характерной особенностью Курского залива является большое количество и сплошное распространение раковин. Не было ни одной пробы, которая не показала бы большее или меньшее количество раковин. Особенно много остракод. На втором месте стоят *Paludina* (*Valvata*) и *Pisidium*. Такое обилие раковин обусловливает высокое содержание  $\text{CaCO}_3$ . В отдельных пробах оно доходит до 41 и даже 51.25%, обычно же колеблется в пределах от 15 до 25%, в отдельных случаях падает до 3 и 2.5%.

Таблица 21

## Пески Курского залива

| Н о м е р а с т а н ц и й            |         |          |          |        |         |        |
|--------------------------------------|---------|----------|----------|--------|---------|--------|
|                                      | 12      | 13       | 15       | 16     | 17      | 18     |
| Глубина в м . . .                    | 0       | 2.25     | 5.25     | 5.30   | 5.25    | 4.50   |
| Величина зерен<br>в мм . . . . .     | 0.9—0.3 | 0.6—0.18 | 0.18—0 * | 0.02—0 | 0.125—0 | 0.06—0 |
| Круглые в % . . .                    | 32      | 80       | 0        | 0      | 0       | 0      |
| Округленно-угло-<br>ватель в % . . . | 48      | 13       | 5        | 0      | 5       | 0      |

\* 0 обозначает частицы меньше одного микрона.

Таблица 22

## Донные пески Курского залива

| Н и л д с и , 1                      |             |                   |             | Н и л д с и , 2   |             |                   |             | П е с т ф р и д х о ф |             |                   |             | Р о с с и т е н |  |
|--------------------------------------|-------------|-------------------|-------------|-------------------|-------------|-------------------|-------------|-----------------------|-------------|-------------------|-------------|-----------------|--|
| Количество<br>в %                    | Размер в мм | Количество<br>в % | Размер в мм | Количество<br>в % | Размер в мм | Количество<br>в % | Размер в мм | Количество<br>в %     | Размер в мм | Количество<br>в % | Размер в мм |                 |  |
| Круглые . . . . .                    | 33          | 0.32—0.05         | 27          | 0.7—0.2           | 60          | 0.77—0.25         | 52          | 0.6—0.08              |             |                   |             |                 |  |
| Округленно-угло-<br>ватель . . . . . | 45          | 0.27—0.04         | 38          | 0.8—0.35          | 10          | 0.77—0.35         | 32          | 0.6—0.08              |             |                   |             |                 |  |
| Угловатые . . . . .                  | 22          | 0.59—0.34         | 35          | 0.55—0.075        | 30          | 1.0; 0.5—0.05     | 16          | 0.5—0.08              |             |                   |             |                 |  |

Речные пески устья Немана

Таблица 23

| Форма зерен                  | Номера станций |             |                |             |                |             |                |
|------------------------------|----------------|-------------|----------------|-------------|----------------|-------------|----------------|
|                              | 21             |             | 37             |             | 1              |             | 29             |
|                              | Количество в % | Размер в мм | Количество в % | Размер в мм | Количество в % | Размер в мм | Количество в % |
| Круглые . . . .              | 6              | 0.1         | 25             | 0.25—0.08   | 0              | —           | 35             |
| Округленно-угловатые . . . . | 41             | 0.23—0.1    | 20             | 0.125—0.05  | 16             | 0.2—0.05    | 10             |
| Угловатые . . . .            | 53             | 0.18—0.02   | 50             | 0.05—0      | 85             | 0.01—0      | 55             |

Фауна состоит из пресноводных форм с небольшой примесью солоноватоводных, например *Dreissensia polymorpha* Pall. и *Neritella*. Среди гастропод преобладают *Paludina (Vivipara)*; более редки *Hydrobia (Bithynia)*, *Limnaea*, *Physa*, *Planorbis*, *Neritella*. Среди пелеципод преобладают *Dreissensia* и *Pisidium*; более редки *Anodonta*, *Unio*, *Sphaerium*, *Musculium*.

Среди планктона резко преобладают весьма многочисленные диатомеи.

С востока к Курскому заливу примыкает дельта Немана с многочисленными протоками. Для нее характерны большие площади торфяников и речных песков. С юга к лагуне почти подходят обнажения четвертичных валунных глин и суглинков. Коса в южной части сложена этими же глинами, частично перекрытыми дюнными песками, в северной части — новейшими намытыми песками.

Бурение показало, что Курский залив и его коса представляют собой весьма молодые геологические образования. На косе четвертичные отложения залегают на глубинах от 0 до 16 м; около Клайпеды — на глубинах 20—25 м. В колонках буровых скважин над четвертичными отложениями намечается двух- и даже трехкратное чередование морских отложений с отложениями лагуны и косы.

2. Островные лагуны представляют собой редкое явление. Они образуются тогда, когда остров, расположенный недалеко от материка, соединяется с ним двумя косами, между которыми лежит лагуна.

3. Дельтовые лагуны, наоборот, широко распространены и иногда достигают значительных размеров. Они образуются путем возникновения песчаных перешейков — кос, отгораживающих участки моря. Очень часто эти косы образуются в результате совместного действия рек, выносящих песок в море, и морских течений и волн, распределяющих и намывающих этот песок.

Особенно больших размеров эти лагуны достигают в дельте р. Миссисипи, отличающейся своими неправильными очертаниями. Лагуна-озеро Пончартрен достигает ширины 35 км и длины 70 км. Наиболее детально изучена лагуна Баратария (Barataria Bay), расположенная у западной окраины дельты Миссисипи. Ее длина около 30 км, ширина 20 км, глубина обычно 1.5—2.0 м, изредка достигает 5 м. Отложения этой лагуны детально описаны Крумбейном (Krumbein, 1937, 1939).

Осадки лагуны он подразделяет на пять групп: 1) пески берегов и зоны прибоя; средний диаметр частиц 0.125 мм; 2) пески с небольшой

примесью глинистых частиц, развитые в каналах с наиболее сильным течением; средний диаметр частиц 0.1 мм; 3) глинистые пески, содержащие 50% песка; они окаймляют главные каналы и местами занимают довольно большие площади на средних глубинах, около 0.5—1.0 м; средний диаметр частиц 0.062 мм; 4) песчанистый ил с 25% песка, отлагающийся

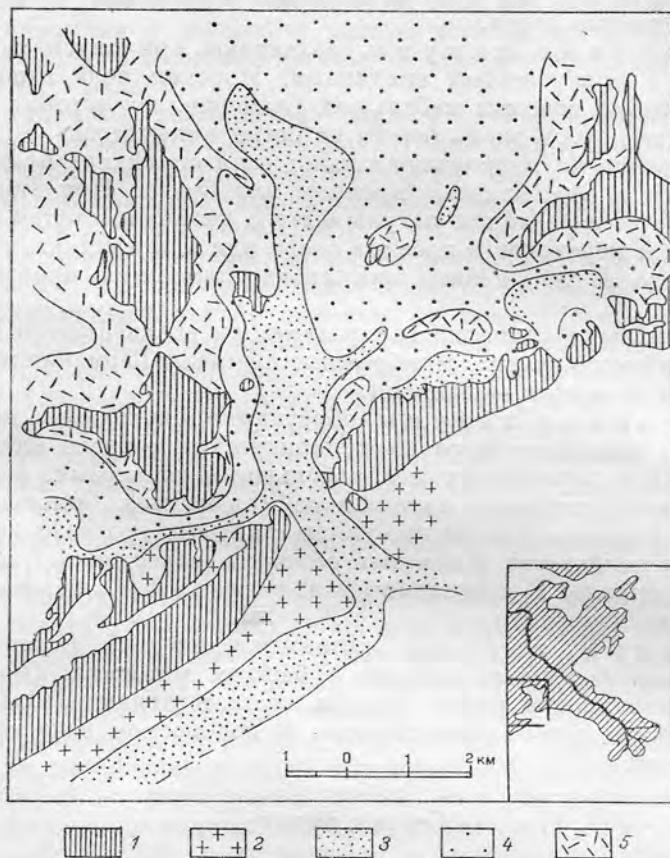


Рис. 113. Отложения лагуны Баратария в дельте Миссисипи. Положение лагуны показано сбоку. По В. В. Веберу, 1947, из Крумбейн (Krumbein, 1939).

1 — надводные части лагуны; 2 — чистые пески; 3 — пески с незначительной примесью глинисто-алевритового материала; 4 — осадки с равным содержанием песчаного и глинисто-алевритового материала; 5 — глинисто-алевритовые осадки.

в удаленных от течений частях, главным образом, вокруг внутренних островов; средний диаметр частиц 0.037 мм; 5) почти чистые глины с примесью песка около 15%; они занимают береговую зону низменных внутренних островов; средний диаметр частиц 0.016; примесь органического вещества значительна.

Интересно, что в лагуне Баратария так же, как и в Куриш-Гафе, отлагаются только сравнительно тонкозернистые осадки в очень пестрых взаимоотношениях. Свообразны внутренние острова, сложенные глиной, включая и береговую зону, также занятую глиной. Примесь песка в глине увеличивается по мере удаления от островов и по мере увеличения глуб-

бины. Распределение осадков по среднему диаметру зерна показано на рис. 113.

Примесь песка нередко зависит от ветров с моря, сдувающих песок с косы на лагуну. Большие изменения в распределении осадков в илистых фациях производят сильные бури и, особенно, ураганы.

В дельтах наших рек лагуны небольших размеров и представляют собой обособленные озера.

4. В падинные лагуны возникают при опускании равнинного берега с прибрежными впадинами. Морская вода заполняет эти впадины, образуя водоемы небольших размеров, но которые могут тянуться друг за другом вдоль берега на сотни километров.

Существование их непродолжительно; если опускание продолжается, они переходят в обособленные проливы или бухты. При стационарном положении береговой линии лагуны быстро ошнуровываются песчаными перешейками и переходят в пресные озера или в торфяники, или в самододочные озера. В дальнейшем они снова становятся прибрежной низиной.

Впадинные лагуны широко распространены вдоль берегов Немецкого моря и Бискайского залива. Прибрежные низины в Германии называются маршами, во Франции — ландами.

5. Кратерные лагуны образуются при прорыве моря в кратер вулкана, расположенного на вулканическом острове или у береговой линии. Они характеризуются небольшими размерами, округлой формой, большой глубиной и нормальной соленостью. Отложения их не изучены, но, вероятно, это черные глины с пиритом, содержащие большее или меньшее количество угловатых обломков изверженных пород, скатившихся со склона. В ископаемом виде такие глины с обломками будут называться аггломератом.

6. Рифовые лагуны возникают внутри атоллов, между барьерным или береговым рифами и берегом материка. Они описаны в разделе о коралловых рифах. Осадки их представляют собой тонкозернистые, слоистые карбонатные породы. В ископаемом виде встречаются довольно часто.

### Сервия лиман

Общая характеристика. Лиман очень близок к намывной и впадинной лагунам, особенно по характеру отложений; отличается от них тем, что представляет собой нижнюю часть речной долины, затопленную морем, тогда как лагуна, как правило, не связана с речной долиной.

В геологической практике на это географическое различие, нередко весьма существенное, не обращают должного внимания. Поэтому отложения лиманов описывают как лагунные, даже для третичных бассейнов. В то же время точное оконтуривание лиманных отложений могло бы дать весьма ценный палеогеографический материал по древним речным системам и по форме морского берега.

Это и было причиной выделения лиманов в самостоятельную серию. Современные лиманы широко распространены и достигают больших размеров по северным берегам современного Черного и Азовского морей. Несомненно, что они также широко были развиты по берегам неогеновых морей прошлого. Последнее еще более заставляет обратить внимание на их изучение.

**Современные примеры.** На востоке лиманы начинаются на Таманском полуострове и развиты в дельте Кубани, по восточному и северному берегам Азовского моря; затем следует Сиваш и большое число лиманов от Днепра и до Дуная и даже далее к югу от дельты Дуная. Число лиманов измеряется многими десятками, они самых различных размеров, вплоть до гигантов в 70 км длиной. Большая часть их является типичными лиманами и заполняет речные долины, но некоторые из них представляют собой типичные лагуны, не связанные с речными долинами, как например Сиваш.

Среди типичных лиманов наибольших размеров достигают лиманы Днепровский, Бугский и Березанский. К этой группе лиманов с юга примыкают Ягорлыцкий залив и Тендырская лагуна, а с запада — солончак Тузлы. Наиболее детально они описаны М. Крендовским (1881), Н. Соколовым (1895) и Е. Бурксером (1928).

Самый большой Днепровский лиман (рис. 114), ограниченный Кинбурнской косой, и сейчас имеет длину около 60 км и ширину около 15 км. В противоположность другим лиманам, он вытянут в широтном направлении. Нет сомнения, что недавно лиман располагался значительно восточнее и доходил до Херсона, где в шурфах обнаружены лиманные отложения с *Adacna*, а может быть, и до устья Ингульца. Это увеличивает его длину до 90—110 км. Возможно, что он сдвигается к западу и что Кинбурнская коса образовалась очень недавно. Молодой возраст имеет и Ягорлыцкая лагуна, бывшая устьевой частью Днепровской долины. По данным М. Крендовского (1881), дельта Днепра за 68 лет, с 1799 по 1867 гг., выдвинулась на запад на 6 км. Вообще количество наносов, выносимое Днепром, громадно.

Вода в восточной части Днепровского лимана пресная; в западной части солоноватая, а в нижних слоях даже морская. Это подтверждается тем, что у Очакова и Кинбури среди моллюсков преобладают морские *Cardium*, *Mytilus* и *Venus*, тогда как в восточной части встречаются только пресноводные формы и *Adacna colorata*.

Осадки Днепровского лимана типичны для черноморских лиманов. В восточной, пресноводной, части дно покрыто преимущественно песками до глубины 3.6 м; ниже развит речной ил с растительными остатками и раковинами пресноводных моллюсков. Северный берег окаймлен отмелью из желтой глины, получившейся от размывания четвертичных суглинков. В западной части дно покрыто зеленым дурно пахнущим илом. У берегов он прикрыт песками или глинистыми песками; в глубоком фарватере, глубиной 17.7 м, развит черный ил с живыми червями *Nereidea*.

Буровая скважина в Очаковском рейде вскрыла (сверху вниз):

1. Известковый ил темносерого и розового цвета; изобилует обломками *Mytilus edulis*. Мощность 4.5 м.
2. Зеленый жидккий известковистый ил с увеличивающимся книзу количеством песка. Обломки *Mytilus edulis*, *Cardium edule*, *Rissoa*, *Cerithium*. Мощность 4.8 м.
3. Серый мелкозернистый, частью иловатый песок, содержащий те же раковины, что и 2-й слой. Пройдено 3.9 м.

Все эти породы указывают на постепенное опускание описываемого района и почти полное отсутствие течений во время образования.

Физико-механические свойства илов восточной части Днепровского лимана детально изучены А. К. Блаттом (1953). Он приводит следующий разрез (сверху вниз):

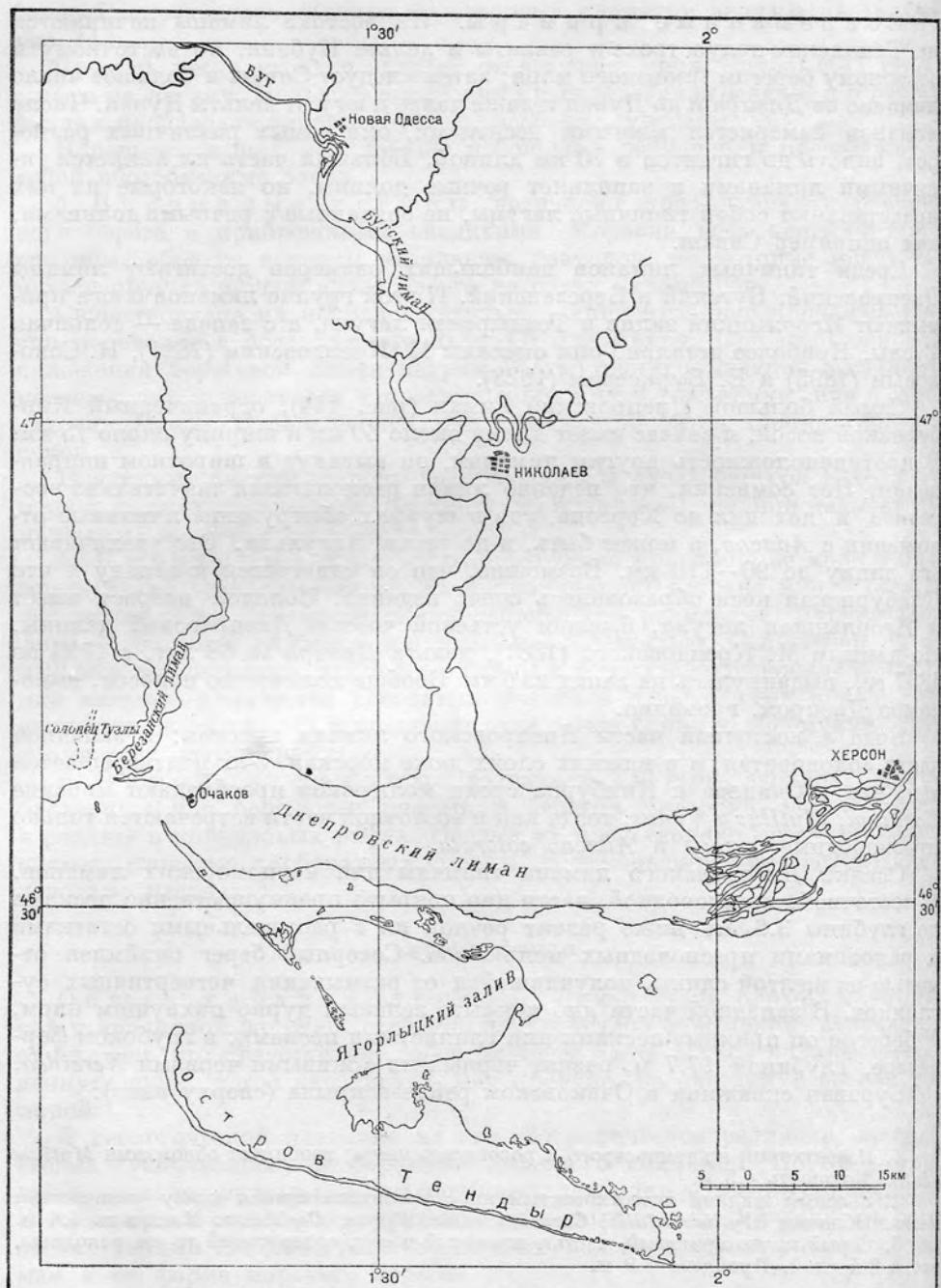


Рис. 114. Лиманы и лагуны Днепровского устья. По Н. Соколову, 1895.

1. Песок тонкозернистый заиленный темносерый известковистый — 1.2 м.
2. Ил черный гумусированный известковистый пластичный с ракушей — 6.3 м.
3. Ил темносерый песчанистый с ракушей — 0.7 м.
4. Ил черный, синеватый гумусированный известковистый — 0.8 м.
5. Песок серый тонкозернистый заиленный — 1.1 м.
6. Песок мелкозернистый древнеаллювиальный — 16.8 м.

В этом разрезе отчетливо видно начало трансгрессии моря, выразившееся отложением песка (слой 1). Затем идет эпоха существования лимана (слои 2—4); песку (слои 5—6) отвечает поднятие.

Весьма своеобразен Бугский лиман (рис. 114). Он представляет собой постепенное заполнение морем узкой и длинной речной долины. Переход лимана в речную долину настолько постепенный, что положение его конца вызывает споры. Н. Соколов (1895) за такой конец принимает Еланецкую отмель, ниже которой отсутствует ледоход и вода становится солоноватой. Тогда длина Бугского лимана достигает 80 км, при ширине в нижней части около 6 км, а в средней, у г. Николаева, около 2 км.

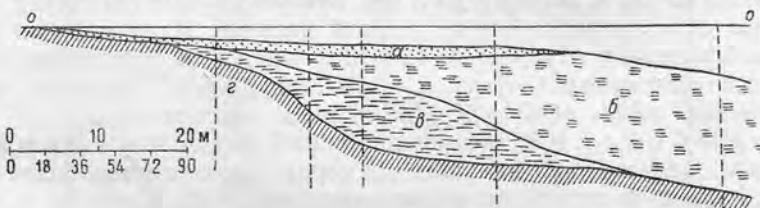


Рис. 115. Разрез дна Бугского лимана, у г. Николаева. По Н. Соколову, 1895.

*a* — песок с раковинами; *b* — жидкий зеленый ил с морскими раковинами;  
*c* — плотный песок; *d* — коренные породы; *o* — уровень лимана.

Глубины этого лимана большие, значительно большие, чем глубины Днепровского лимана, в который теперь впадает Бугский лиман. Даже в верхней части, до Николаева, глубины доходят до 7 м; ниже наблюдаются глубины свыше 9 м.

Главное влияние на движение воды и распределение осадков в лиманах оказывают ветры.

Фауна Бугского лимана типичная солоноватоводная, каспийская. Если у Очакова встречаются *Mytilus*, *Cardium*, *Cerithium*, то к востоку от Очакова сейчас обитают только *Dreissensia polymorpha*, *D. rostriformis*, *Adacna colorata* и мелкие *Gastropoda*. Н. И. Андрусов, нашедший *Dreissensia rostriformis*, указывает также на присутствие *Balanus*. Интересно, что сейчас *D. rostriformis* обитает, главным образом, на больших глубинах, в Каспийском море.

Еще более интересно, что недавно соленость лимана была значительно выше и в новейших ракушняках на берегу лимана найдены *Cardium edule*, *Venus gallina*, *Mytilus latus* и *Nassa reticulata*.

Важное значение имеют данные бурения, проводившегося на дне лимана при постройке Николаевского порта (рис. 115).

Скважины обнаружили следующие слои (сверху вниз):

1. Мелкозернистый известковистый песок с битой ракушей. Преобладают *Dreissensia polymorpha*, *Neretina*, *Paludinella*, *Cythere*; реже встречаются *Adacna*, *Cardium*, *Rissoa*; очень редки *Mytilus* и *Pecten*. Мощность песка около 1 м, вглубь лимана он выклинивается.

2. Зеленый жидкий известковистый дурно пахнущий ил. Преобладают *Mytilus*, *Modiola*, *Adacna*; гораздо реже встречаются *Neretina*, *Rissoa*, *Dreissensia*, *Paludinella*. Скорлупки остракод наблюдаются в большом количестве, особенно

*Cythere valdense*. Нередки морские диатомеи. Количество морских форм увеличивается от берега, указывая на далекое проникновение морской воды, почти с нормальной соленостью. Мощность ила быстро возрастает от берега, как это видно из рис. 115. На расстоянии 70 м от берега одна скважина на глубине 29.4 м не дошла до нижней границы жидкого ила.

3. Плотный, более или менее глинистый песок с битой ракушей. Фауна уже солоноватая. Чаще всего встречаются *Adacna*, *Dreissenssia*, *Cardium edule*, *Rissoa*; очень редки *Mytilus*. Этот песок также выклинивается от берега.

В основании лиманных отложений все скважины вскрыли сарматский известняк.

Расположенный рядом Бerezанский лиман (рис. 114) интересен тем, что его вершина разветвляется так же, как и речная долина, а устье почти перегорожено песчаной пересыпью. Последним он как бы намечает переход к другому типу лиманов, полностью изолированных от моря. К этому типу относятся лиманы: Молочный с очень узкой пересыпью, Тилигульский, Куяльницкий и Хаджибейский.

Наиболее крупный из них Тилигульский лиман имеет длину более 65 км и ширину до 5 км. Это узкий извилающийся бассейн, полностью повторяющий форму речной долины. На севере он мелкий; на юге наблюдаются глубины до 12—13 м и даже до 19 м. Вода солоноватая, с соответствующей фауной — *Cardium edule*, *Mytilus minimus*, *Tellina tenuis*, *Rissoa variabilis*. Дно лимана покрыто илом.

Хаджибейский и расположенный рядом Куяльницкий лиманы, значительно меньших размеров, имеют горько-соленую воду, иногда доходящую до стадии насыщения (рис. 116). Глубина Хаджибейского лимана в средней части около 12—14 м, Куяльницкого — не превышает 3—4 м. Последний временами пересыхает, превращаясь в самосадочное озеро. На его берегу расположена грязелечебница.

Ширина пересыпи Куяльницкого лимана 1.5 км; Хаджибейского — 4.0 км. Хаджибейский лиман лежит на 3.3 м ниже уровня Черного моря, Куяльницкий — на 4.0 м, иногда на 6 м. Пересыпи сложены песком и глинистым песком с морской ракушей. Обособление лиманов произошло несколько сотен лет тому назад.

Фауна весьма своеобразна. Она детально описана П. Бучинским (1885). Он приводит следующий список: *Macrostromum hystrix*, *Artemia salina*, *Branchipus spinosus*, *Daphnia branhiata*, *Cypris sandida*, *Cletocampus*, *Gammarus*, *Grillotalpa*, *Forficula*, *Helochares*, *Paludinella*. Преобладают специфические ракообразные, приспособившиеся к жизни в горько-соленых водах. Представители рода *Cypris* и *Candonia* в жаркое время года буквально кишат в воде. Мелкие красные *Artemia salina* многочисленными стаями собираются в концентрированных рассолах, около соляных промыслов.

Материалом для образования тонкого ила, покрывающего дно Куяльницкого лимана, служат продукты разрушения трав (*Urolactum*) и остатки мелких ракообразных: *Ostracoda* и *Branchiopoda* (*Artemia*) в огромных количествах погибающих осенью. Ил черного цвета, заражен сероводородом. К берегам мощность его уменьшается и он замещается мелкозернистым песком. Бурение в южной части лимана показало, что ил в средней части лагуны достигает мощности около 17 м. Вверху он полужидкий, внизу переслаивается песком и синей глиной.

Интересно, что недавно лиманы обладали резко отличным режимом. Н. Соколов (1895) указывает, что на берегу Хаджибейского лимана им найден ракушняк, намытый волнами, состоящий из раковин *Cardium edule*, *Venus gallina*, *Mytilus latus*, *Nassa reticulata*. И. Синцов в 1893 г. нашел в большом количестве *Donax*, *Solen*, *Pecten*, *Ostera*, которые теперь обитают у южного берега Крыма. По его мнению, весьма вероятному,

в то время, когда жила эта фауна, «одесские лиманы были ничем иным как морскими заливами с типичной морской фауной».

На северном берегу Азовского моря расположена группа лиманов, среди которых Молочный, Миусский и Утицкий достигают значительных размеров; они обладают всеми особенностями упомянутых выше лиманов. Описаны они в работе Н. Соколова (1895) и Е. Буркера (1928).

Весьма своеобразны по своему географическому положению лиманы дельты Дуная. Эти лиманы в настоящее время расположены

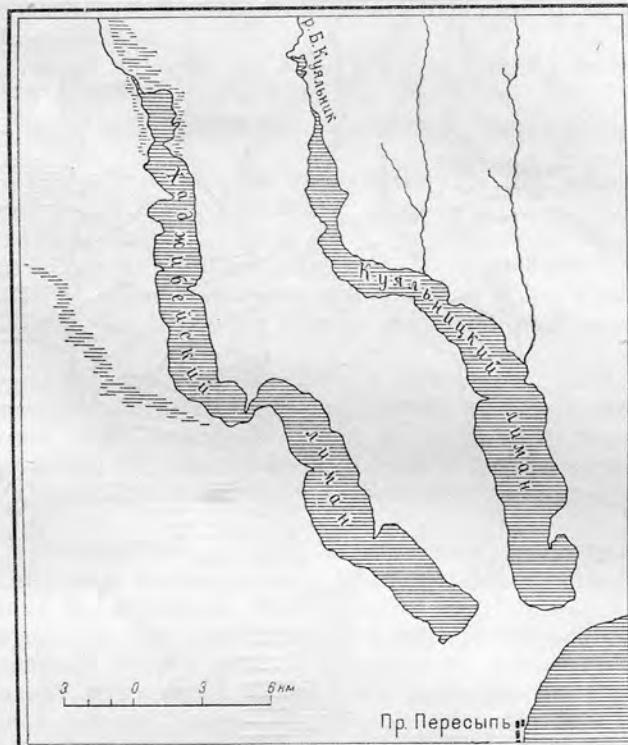


Рис. 116. Хаджибейский и Куяльницкий лиманы. По Н. Соколову, 1895.

женены в глубине материка, на расстоянии 110 км от берега моря (оз. Ка-гул). Они примыкают к долине р. Дуная на участке от г. Галаца и до устья (рис. 117).

Нет сомнения, что ранее они открывались в лиман Дуная, подобно тому, как сейчас Бугский лиман открывается в лиман Днепра. Можно предвидеть, что скоро дельта Днепра заполнит Бугский лиман и он окажется отрезанным от моря так же, как сейчас отрезаны лиманы Дуная. Быстрое заполнение Дунаем своего лимана и более позднее образование дельты обусловили превращение бывших морских заливов в лиманы, а затем в озера. Сейчас эти озера протоками соединяются уже не с лиманами, а с долиной Дуная. С запада на восток это будут озера Каагул, Ялпух, Катлабух и Китай. Сводка данных по ним приведена в работе Г. П. Михайловского (1909) и В. П. Зенковича (1943).

Наибольших размеров достигает оз. Ялпух. Его длина, включая южную часть, называемую оз. Кугурлуй, достигает 50 км, ширина 5—6 км, глубина не превышает 6 м, обычно значительно меньше. Оз. Кугурлуй соединяется с Дунаем протоком, и в половодья вода из Дуная поступает в озеро.

Вода в озере мягкая пресная, несколько мутная.

Фауна состоит из смеси пресноводных и солоноватоводных форм. Она очень богата и местами на берегу образуются громадные скопления



Рис. 117. Лиманы дельты Дуная.

раковин — настоящий ракушняк. Среди пресноводных форм преобладают *Planorbis*, много *Limnaea*, *Unio*, *Anodonta*, *Paludina*. Среди каспийских солоноватоводных форм интересны кариды: *Adacna edentula*, *A. plicata*, *Monodacna pseudocardium*; затем встречены два вида *Dreissenssia*, *Melanopsis*, *Lithoglyphus*, *Hydrobia*, *Neretina*. Эта фауна обнаруживает сходство с фауной бабельских слоев, обнажающихся на берегу озера; последняя фауна отличается только присутствием рода *Didacna trigonoides*. Остальные роды и даже 6 видов тождественны.

В то же время, в древних береговых валах, у с. Таракли и в других местах найдены морские формы *Venus gallina*, *Cardium edule* и даже обломки устриц. На основании этого можно сделать вывод, что в момент максимального развития длина Ялпухского лимана, тогда залива, достигала свыше 80 км.

Бабельская фауна свидетельствует о том, что лиманная фауна сформировалась значительно ранее прорыва Средиземного моря. Во время прорыва она была оттеснена в устья рек и приспособилась к жизни в пресной воде. После изоляции заливов и превращения их в лиманы опреснение воды вызвало гибель морских форм и новое широкое расселение лиманной фауны на всю площадь лиманов.

Следующее, к востоку, оз. Катлабух имеет длину около 20 км и ширину в основании около 6 км, у вершины оно резко сужается. Глубина его не более 2 м, но в половодье достигает 4 м. Озеро тесно связано с Дунаем. Вода в нем зеленоватая, чистая, прозрачная. Дно покрыто богатой подводной растительностью и сложено зеленовато-серым илом, обогащенным растительными остатками.

Среди скоплений ракуш на берегу озера преобладают большие и разнообразные *Planorbis*, много *Limnaea*, *Paludina*, *Neritina*; встречена каспийская *Adacna fragilis*, *Monodacna pseudocardium*, *Micromelania*, *Melanopsis*.

Наиболее восточное оз. Китай имеет длину 21 км, ширину 2—3 км, средняя глубина его не более 1.0—1.5 м, местами достигает 4 м. Дно озера покрыто серовато-зеленым жидким илом, зараженным сероводородом и содержащим много органического вещества. Местами грунт более твердый и состоит из песка, смешанного с серым илом; в песке много маленьких *Dreissensia polymorpha*. Здесь же иногда развит чистый песок с мелкими камнями.

Вода мутная, зеленоватая, затхлая, с гнилым запахом, из-за отсутствия постоянного сообщения с Дунаем. Только во время самых сильных половодий Дуная через каждые 6—7 лет его вода через пересыпь пропекает в озеро, освежая его. Фауна более бедная и однообразная, чем в других лиманах. Преобладают *Monodacna pseudocardium* и *Dreissensia polymorpha*.

Интересна чрезвычайная уродливость раковин этих двух форм. Они ступенчаты вследствие нормальных и ненормальных стадий роста, покрыты выступами и впадинами. На брюшном крае раковины *Dreissensia* развит резкий выступ, так изменяющий ее форму, что его было бы достаточно для выделения нового вида. У *Monodacna*, кроме ступенчатости и продавлив, развит мантинный синус. Эти уродливости раковин самого недавнего происхождения (вероятно, десятки лет), так как те же формы, лежащие на берегу, имеют нормальные раковины. Возможно, что изменения раковин возникли после того, как жители с. Кислица перегородили проток, ранее соединявший лиман с Дунаем.

Пересыпь этого озера невысокая, 0.6—1.0 м и состоит из битой ракушки *Monodacna*, *Dreissensia* и *Melanopsis*.

Озеро быстро усыхает и фауна вымирает.

В заключение Г. П. Михайловский (1909) детально рассматривает историю лиманов-озер дельты Дуная и подтверждает, что их происхождение связано с образованием черноморского провала.

Лиманы дельты Нила своеобразны. Они представляют собой устьевые части многочисленных протоков, сливающихся друг с другом и образующих обширные пресные озера. Эти озера отделены от моря песчаными косами значительной длины и соединены с ним узкими протоками. Части дельты, примыкающие к этим озерам, заболочены на значительной площади. Озеро-лиман Минцали имеет длину 62 км и ширину около 35 км; его заболоченная часть, длиной 75 км и шириной 25 км, больше самого озера. Другое озеро-лиман Бурлос более длинное —

80 км, но более узкое — 16 км; его заболоченная часть такой же длины, как само озеро, но более широкая, около 25 км.

К западу от этих озер располагаются горько-соленые озера Мекс и Мариут, описанные Вальтером (Walther, 1911).

### Сервия самосадочные лагуны и береговое озеро

**Общая характеристика.** Самосадочные лагуны и береговые озера лагунной области широко распространены в настоящее время и в прошлом и имеют очень большое промышленное значение. С ними связаны все крупнейшие месторождения различных солей, имеющие мировое значение, например Верхнекамское месторождение калийных солей, Стассфуртское, Илецкое, Артемовское, Велички и многие другие месторождения.

Месторождения солей образуются и в континентальных озерах вдали от лагунной области, но они отличаются значительно меньшими запасами, меньшей мощностью и большей загрязненностью. Это вполне понятно, так как при среднем содержании соли в морской воде 3—3.5% для получения пласта соли в 1 м необходимо испарение 30 м воды, а для пласта соли в 100 м — испарение водоема глубиной в 3000 м. Это возможно только тогда, когда в лагуну, глубина которой не превышает нескольких десятков метров, а обычно бывает меньше, существует непрерывный приток воды из океана или замкнутого моря.

Никакой приток речной воды в континентальное озеро не может дать такого количества солей, тем более, что реки постоянно меняют свое положение и континентальные озера недолговечны.

Таким образом, первое, основное условие образования мощного пласта любой соли заключается в непрерывном притоке воды из моря в лагуну.

Второе, не менее важное условие — это отсутствие приноса терригенного материала. Более или менее значительная примесь этого материала сначала загрязняет соль, а затем превращает ее в соленосную породу, тем самым прекращая образование полезного ископаемого. Ветры, приносящие в лагуну песок и пыль, тоже загрязняют соль, но в гораздо меньшей степени.

Третье условие, тоже весьма важное, — это существование длительных периодов интенсивного испарения, не нарушающегося дождями.

Сиваш и Владивосток находятся на одной широте и в одинаковых температурных условиях, но по берегам Тихого океана нет самосадочных лагун и даже в искусственных водоемах соль не успевает осаждаться, так как дожди нарушают ее нужную концентрацию.

По этой же причине угленосные толщи никогда не бывают соленосными. Для расцвета растительности — источника угля — нужен влажный климат с частыми дождями; для образования солей необходим жаркий сухой климат с периодами без дождей, продолжающимися не менее чем 2—3 месяца.

Вследствие этого горько-соленые самосадочные водоемы расположены в зонах пустынного или степного климата и их отложения, обнаруживаемые в осадках прошлого, служат весьма важным климатическим показателем.

Илистые отложения горько-соленых водоемов представляют собой широко используемое лечебное средство. Поэтому ряд ценных сведений об этих водоемах мы находим в бальнеологических изданиях и описаниях курортов.

**Химическая дифференциация в горько-соленных лагунах** имеет ведущее, определяющее значение, обусловли-

вая последовательность накопления тех или других солей и само накопление их. Исчерпывающе она обрисована в монографии Л. В. Пустовалова (1940). Значительно позже она обоснована рядом конкретных примеров в работе Скроутона (Scruton, 1953).

При повышении солености в лагуне первыми осаждаются карбонаты — известняки, доломитизированные известняки и доломиты (удельный вес 1.05—1.126). Следующим выделяется ангидрит (удельный вес 1.12—1.2), далее одновременно осаждаются ангидрит и галит (удельный вес 1.21—1.26), затем галит (удельный вес 1.28—1.31). Магнезия с тем же удельным весом (1.21—1.31) оседает в виде самостоятельных прослоев.

Химическая дифференциация, как указано выше, определяет основную последовательность солей в разрезе соляных залежей: внизу залегают карбонаты, чаще всего известняки, реже доломиты; выше лежит толща ангидрита и гипса; еще выше — толща галита, среди которой встречаются пачки калийных и магнезиальных солей. Она же определяет и распределение соляных толщ в пределах лагуны. Ближе к проливу оседают карбонаты; далее от пролива — ангидрит и при наибольшем удалении от него располагается площадь, занятая галитом.

**Современные примеры.** Географическое распределение горько-соленых, самосадочных лагун и береговых озер значительно меньше, чем солоноватоводных и пресноводных лагун и озер. Это вполне понятно, так как для их образования требуются более редко встречающиеся условия и, особенно, комбинации этих условий.

Так, например по побережью Азовского и Черного морей число горько-соленых лагун и озер невелико и резко уступает числу лагун и озер с пресной и солоноватой водой. Сиваш, оз. Саки, Тузлы, Хаджибейский и Куяльницкий лиманы — вот наиболее крупные их представители.

В Каспийском море мировой известностью пользуется залив Карабогаз-Гол. Залив Комсомолец, в результате падения уровня Каспия на два метра, превратился в болотистый, непроходимый солончак. Ряд небольших горько-соленых озер известен в дельте Волги.

Такие же небольшие самосадочные озера расположены по окраине дельты Нила. По берегам Красного моря известно несколько горько-соленых лагун, озер и болот. Размеры их сравнительно невелики.

Гигантских размеров достигают горько-соленые шоры у устья р. Инд в Северной Индии, в местности, называемой Рани Кача, имеющей длину около 320 км и ширину около 130 км, и описанной на стр. 363.

По берегам Индийского океана расположены самосадочные водоемы меньших размеров.

Описание расположенных у Одессы Хаджибейского и Куяльницкого горько-соленых лиманов приведено на стр. 334.

На Черноморском побережье расположено несколько высохших горько-соленых лиманов, превратившихся в так называемые «засухи», или «солонцы». Примером их может служить солончак Тузлы, расположенный непосредственно к западу от Березанского лимана, в устье Днепровского лимана (рис. 114).

Ниже мы остановимся на трех примерах: оз. Саки, Сиваше и Карабогаз-Голе. Они дают полное представление о самосадочных озерах и лагунах, их физико-географических особенностях, осадках и органическом мире.

**Оз. Саки,** расположенное на западном берегу Крыма, у Евпатории, — один из важнейших грязелечебных курортов и поэтому детально

изучено. Данные о нем мы находим в работах Н. С. Курнакова и соавторов в сборнике «Саки-курорт» (1935) и «Соляные озера Крыма» (1936) и в статьях А. И. Дзенс-Литовского (1935, 1945).

Оз. Саки представляет собой небольшой лиман, длиной около 7.5 км и шириной до 3 км, обычно меньше (рис. 118). Глубина его ничтожна, около 1—2 м. Сейчас озеро перегорожено несколькими дамбами, и режим его, а также глубина полностью регулируются.

Хорошее представление о строении дна озера можно получить при рассмотрении продольного и поперечного профилей, составленных

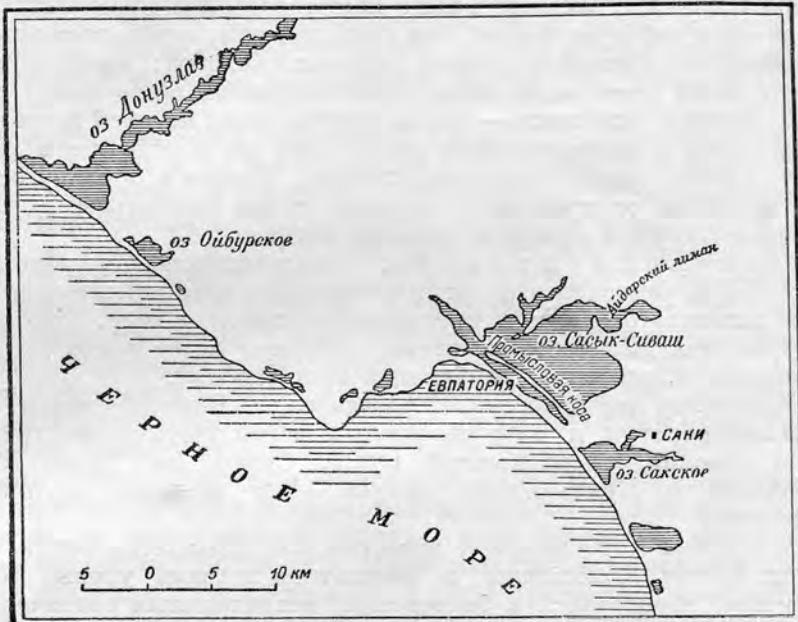


Рис. 118. Озера-лагуны Западного Крыма. По А. И. Дзенс-Литовскому, 1936.

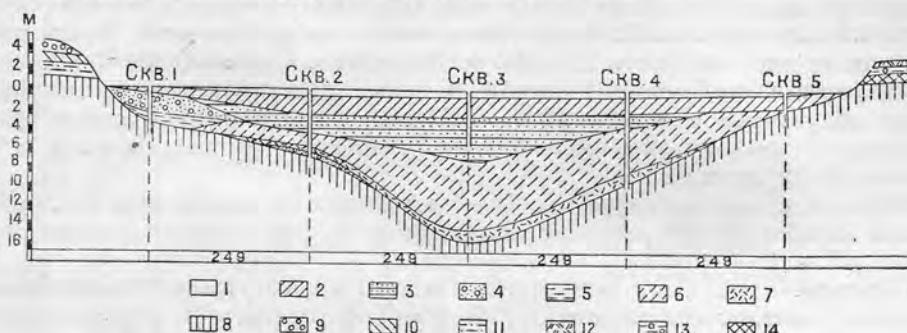
А. И. Дзенс-Литовским (1935) по данным многочисленных скважин (рис. 119). На понтических известняках залегают красно-бурые четвертичные глины, возможно, частью неогеновые. Это континентальные проливально-аллювиальные отложения мощностью до 35 м. На них залегает тонкий прослой серо-желтой глины, возможно, морской, и еще выше слой серой глины, уже несомненно морской, отложившейся в то время, когда лиман представлял собой открытый морской залив. По данным И. В. Мушкетова, в этой серой, вязкой, вверху полужидкой, глине с прослойями песка встречены внизу *Cardium edule* и *Nereina litorata*, а выше — типичная морская фауна с *Cardium*, *Lucina*, *Tapes*, *Scrobicularia*, *Cerithium*, *Rissoa*, *Hydrobia*.

Ближе к морю начинает образовываться перешеек, сложенный песками с гальками и битой ракушей. К востоку же, в глубине лимана, отлагается серая полужидкая глина с остатками растений (водорослей и морской травы) и с сильным запахом сероводорода. На ней залегают чередующиеся прослои соли и стально-серого ила (местами почти чистая соль), мощностью до 3.5 м, обычно около 1.5 м. Эта соляная толща отлагалась уже в условиях почти полной изоляции лимана. Смена слоев ила и соли указывает

на неоднократно восстанавливавшееся и прерывавшееся соединение лимана с морем.

А. И. Дзенс-Литовский (1935) пишет: «принимая во внимание, что в осадочных бассейнах образуется за год, в среднем, слой соли в 5—6 см, можно ориентировочно подсчитать продолжительность засушливого периода (периода изоляций, — Д. Н.), во время которого происходило выпадение химических осадков, образующих соляную толщу».

Подсчеты дают цифру около 100—150 лет».



1 — рапа; 2 — ил черный; 3 — соль; 4 — песок с галькой; 5 — ил темносерый; 6 — ил стально-серый; 7 — глина табачно-зеленоватая; 8 — глина красно-бурая; 9 — галечный конгломерат; 10 — глина желтая; 11 — глинистый конгломерат; 12 — почва каштановая; 13 — глинистый конгломерат с галькой; 14 — глина желтая карбонатная.



Рис. 119. Разрезы отложений Сакского озера. А. И. Дзенс-Литовский, 1936.

Над соляной толщей лежит слой черного пластичного, липкого, консистенции кольдкрема, нежного и вязкого ила, с редкими кристаллами солей и слабым запахом сероводорода. Этот черный ил представляет собой «лечебную грязь», создавшую славу курорту Саки. Мощность ила 2.0—2.5 м. У берега илы засорены песком, гальками и стеблями растения «перекати поле»; в середине озера илы наиболее мощные и чистые. В восточной части озера на илу лежит гипсовая корка, в западной части — тонкая известковая корка.

Черный ил, высохнув, приобретает серо-голубоватый цвет и распадается на тончайшие листочки. Эта листовая слоистость была изучена В. Б. Шостаковичем (1935) на материале, представленном Б. В. Перфильевым. Путем сопоставления отдельных монолитов была получена колонка в 6.5 м. Подсчет годовых серий показал цифру 4188. Следовательно, за 4188 лет отложилось 6500 мм ила, т. е. 1.53 мм за год. В. Б. Шостакович (1935) произвел детальный анализ периодичности изменения мощности годовых серий вплоть до сопоставления ее с периодичностью изменений солнечных пятен. Остается неясным значение мощности 6.5 м, так как А. И. Дзенс-Литовский в том же сборнике указывает для черных илов мощность 2.0—2.5 м. Возможно, в колонки В. Б. Шостаковича вошли илы соляной толщи и даже подстилающие ее осадки. Тогда полученные цифры — 4000—5000 лет — соответствуют всему времени существования лимана и близки к цифрам, приводившимся для черноморских лиманов.

Во всяком случае, грекам во II—I столетиях до нашей эры были известны лечебные грязи около Евпатории; здесь обнаружены остатки их поселений.

Соседний с оз. Саки лиман Сасык-Сиваш имеет значительно большие размеры. По данным А. И. Дзенс-Литовского (1936), наибольшие длина и ширина его около 18 км. Глубина его, по данным И. В. Мушкетова (1895), средняя — от 0.5 до 0.8 м; максимальная в середине южной части — 1.2 м. Для такого сравнительно большого водоема эти глубины ничтожны.

Сасык-Сиваш отделен от моря косой-пересыпью, сложенной внизу песком с галькой; вверху — песком с ракушкой; внутри озера к пересыпи примыкает полоса оолитового песка. Общая мощность отложений пересыпи около 4 м.

Очертания внутренней части Сасык-Сиваша неправильные, ветвистые, вследствие того, что он образуется на месте слияния пяти больших балок (рис. 118). В устье каждой балки образуется очень мелкий лиман, а выше по течению следует солончак («засуха»), заполняемый водой в дождливые периоды. Это — типичные небольшие береговые шоры; длина их иногда достигает нескольких километров. Дно некоторых лиманов покрыто черной лечебной грязью, другие представляют собой самосадочные бассейны, в которых добываются значительные количества соли; например за 1927—1934 гг. добыто 347 400 т.

Дальше от берега, за черным илом следует серый ил, так называемый «глей», со слабым запахом сероводорода, мягкий, липкий, тонкий, светлосерый, с голубовато-синеватым или серо-зеленым оттенком, с примесью песка и раковин. Мощность его, судя по разрезу, переходит по простиранию в пески и галечники пересыпи.

Те и другие подстилаются серым песком плывуном мощностью 4—5 м; ближе к восточному берегу он замещается песком с галькой и темносерым илом с дресвой. Ниже залегает такой же песок, но более глинистый, мощностью до 6—7 м. По направлению к морю он увеличивается в мощности. Ближе к восточному берегу этот песок замещается глиной с дресвой.

Все эти отложения подстилаются темной табачно-зеленой плотной немой глиной, под которой лежат известняки верхнего сарматы. А. И. Дзенс-Литовский (1935) считает эту глину морской. Однако, вряд ли правильно; и по положению, и по происхождению она тождественна красной глине оз. Саки, несомненно континентальной. Лежащие выше

по разрезу глинистые серые пески тоже немые, скорее всего прибрежно-континентального происхождения. По данным И. В. Мушкетова (1895), морская ракушка начинает встречаться только с глубины 6.5 м и выше. В сером песке на глубине 4.2—5.4 м найдены многочисленные *Cardium edule* и *Scrobicularia alba*. Они же присутствуют и в стально-сером иле с песком на глубине 3.0—4.2 м. В верхних горизонтах серого ила, слабо пахнущих сероводородом, фауна отсутствует. Ясно, что песок и ил с морской фауной соответствуют начальным стадиям образования лимана, когда он находился в открытом соединении с морем и обладал солоноватой водой. Верхние серые илы возникли в результате полной изоляции озера, сравнительно недавно.

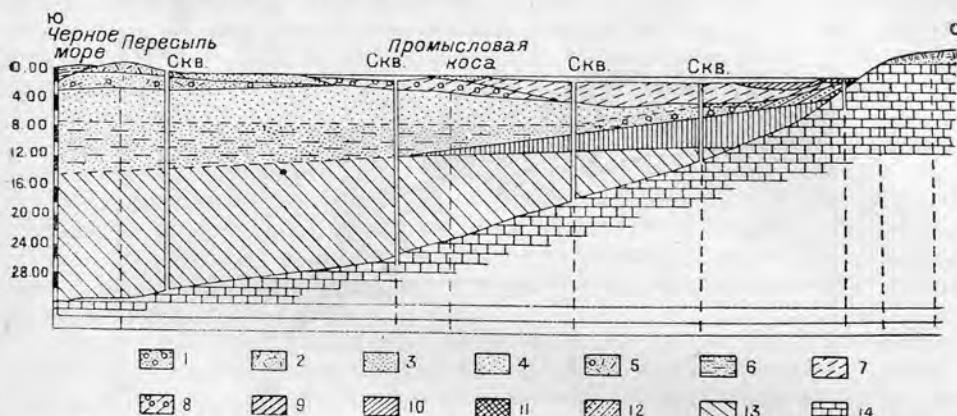


Рис. 120. Поперечный разрез отложений оз. Сасык-Сиваш. А. И. Дзенс-Литовский, 1936.

1 — песок с галькой; 2 — песок с ракушкой; 3 — песок оолитовый; 4 — песок плывин; 5 — песок с гравием и галькой; 6 — песок плывин; 7 — серый ил; 8 — стально-серый ил с ракушкой; 9 — темноисташинский ил; 10 — темносерый ил; 11 — темносерый ил с дресвой; 12 — глина с дресвой; 13 — табачно-зеленая глина; 14 — известник верхнего сарматского периода.

Заслуживает быть отмеченным почти полное отсутствие слоя соли и черного ила, покрывающего все дно оз. Саки. Отложения оз. Сасык-Сиваша не соленосны, но отложения впадающих в него лиманов и солончаков соленосны.

Вода описываемого озера горько-соленая, с содержанием солей, соответствующим 8—17° Боме. Тем не менее, на дне его отлагается серый ил, отличающийся весьма высоким содержанием углекислых кальция и магния. В ископаемом виде этот ил представляет собой зеленовато-серый мергель, а затем глинистый известняк. Это типичный пример химических карбонатных лагунных отложений.

Оз. Донузлав, второе по размерам из соленых озер Крыма, располагается между Евпаторией и Тарханкутским полуостровом. Это — типичная затопленная глубокая речная долина (рис. 118). По данным А. И. Дзенс-Литовского (1935), его длина около 30 км, ширина вниз по течению до 4 км, выше оно постепенно суживается. Озеро имеет около 10 заливов-лиманов, соответствующих балкам, в него открывающимся. От моря оно отделено пересыпью, длиной около 4 км, шириной 0.3—1.0 км. Пересыпь низкая, и море нередко ее прорывает, проникая в озеро и принося туда морскую рыбу и моллюски, которые скоро гибнут, так как образующиеся протоки быстро замыкаются.

Самое характерное в озере, кроме его долинной формы, — это глубина; начиная с его северного конца, она постепенно увеличивается и в 3 км выше пересыпи достигает больших размеров — 25.5 м. Поперечные профили показывают существование на глубине 5—6 м террасы, круто обрывающейся глубины до 12—15 м.

Питание озера происходит морской и почвенными водами. Количество последних в северной части озера настолько велико, что там вода почти пресная. Наоборот, в лиманах южной части озера происходит садка соли. Рапа на всем протяжении озера почти одинаковая, и концентрация солей,



Рис. 121. Сиваш и Перекопские озера. По А. И. Дзенс-Литовскому, 1936.

в среднем, около 9%. Соответственно происходит садка только углекислого кальция. У берегов к илам примешивается значительное количество дресвы известняков, слагающих берега.

Перекопские озера и Сиваш весьма интересны по своему разнообразию и большой площади. Размеры этой площади около 10 000 кв. км; из них 2500 кв. км заняты водоемами, а 7500 кв. км — островами, перешейками, полуостровами и косами.

Среди водоемов можно выделить три основные группы: 1. Перекопские озера, расположенные на Перекопском перешейке и вблизи него. Сюда относятся озера: Старое, Красное, Айгул, Кият, Кырк и другие. 2. Западные сивиши, расположенные к западу от перешейка Чонгар. 3. Восточные сивиши между Чонгарским перешейком и Арабатской стрелкой (рис. 121). Слово «сиваш» в переводе означает соленую лагуну; оно широко применяется для обозначения различных водоемов. В русской литературе принято Западные и Восточные сивиши называть «Сиваш».

Сиваш и Перекопские озера описаны в работах И. В. Мушкетова (1895), Е. Буркера (1928) и А. И. Дзенс-Литовского (1936). Для Старого и Красного озер характерно отсутствие связи с морем. В их отложениях

нет морской фауны. Оба озера самосадочные; длина Старого озера — 6 км, Красного — 12 км; ширина их около 2.5 км. Оба они лежат ниже уровня моря на 3—4 м. Глубина ничтожна; для Старого озера в среднем 0.2—0.25 м и не более 0.5 м; для оз. Красного не более 0.2—0.25 м. Значительные части его представляют собой «засухи» — солончаки. Фактически оба озера аналогичны шарам, но не пересыхающим. Каждый год, к концу июля, почти все Красное озеро покрывается слоем новосадки, толщиной 1—2 см.

Многочисленные буровые скважины показали, что мощность озерных отложений не превышает 6—8 м. Они состоят из серого и желтого ила с прослойками черного ила и плотной соли, мощность которой достигает 1.5 м. Ниже залегает континентальная красно-бурая, желтоватая и серая глина с прослойками песка общей мощностью 40—50 м. Под ней на глубинах около 50—60 м лежат понтические известняки. Эти же известняки выходят на поверхность на юге в Евпаторийском плато и на севере — по окраине Украинского кристаллического массива.

Таким образом, озера и Сиваш расположены на оси большого и плоского прогиба с углами падения не более 1—4°.

В отложениях Перекопских озер морская фауна отсутствует. Это указывает на отсутствие предполагаемого некоторыми исследователями соединения Азовского и Черного морей по Сивашскому прогибу. Образование перекопских озер аналогично образованию среднеазиатских и ашхеронских шаров.

Западные сиваши обладают исключительно сложной береговой линией. Площадь их около 800 кв. км. Глубина не превышает 1 м, обычно около 0.3—0.4 м. Дно плотное, с налетами солей. Во время засух площадь водоемов резко сокращается и образуются обширные солончаки. Еще более крупные изменения вызываются сильными западными ветрами, сгоняющими воду через Чонгарский пролив в Восточные сиваши. Вода горько-соленая с концентрацией до 20—24° Боме. Отложения такие же, как в Перекопских озерах, серые, реже темные илы мощностью около 5 м. Местами они песчанистые, изредка со скоплениями водорослей.

Восточные сиваши соединяются с морем глубоким Геническим проливом. Их общая площадь значительна — около 1700 кв. км. Береговая линия сильно изрезанная, непостоянная. Максимальная длина Сиваша около 120 км, ширина весьма изменчивая, от 2—3 до 30 км. Глубина в северной части около 3 м, но быстро уменьшается и обычно не превышает 0.5—0.75 м; часто около 0.2—0.3 м.

Соленость весьма различна. Плотность, в градусах Боме, в Геническом проливе такая же, как в Азовском море — 1°; в северной части — 1.3—2.5; в южной — 5.8—17°.

Весной в северной части Сиваша развиваются колоссальные количества нитчатых водорослей *Cladophora sivaschensis*. Тончайшие нити буквально переполняют воду, иногда препятствуя лову рыбы. Зимой все водоросли отмирают, покрывая дно и берега сплошным слоем водорослевого войлока. Войлок начинает гнить, усиленно развиваются серные бактерии, и происходит обильное выделение сероводорода.

В некоторых лиманах образуется толстый слой маслянистого, вязкого и необычайно тонкого черного ила, в других — возникают соленые засухи, ранее эксплуатировавшиеся.

Сиваш отделен от Азовского моря Арабатской стрелкой, состоящей из нескольких островов, сложенных красно-бурыми и серыми глинами, соединенных друг с другом песчаными косами.

**Общие воды.** Черноморские горько-соленые озера, лиманы и лагуны нередко почти без перерыва тянутся вдоль берега на сотни километров. Ширина зоны их развития доходит до 30—60 км. Таким образом, даже в геологических масштабах они представляют существенное явление.

Поражает небольшая мощность их отложений, не превышающая 30—40 м и часто падающая до 10—20 м. Также характерна еще меньшая мощность пластов соли и гипса, не превышающая 6—10 м.

В некоторых водоемах пласти соли и гипса отсутствуют. В таких водоемах происходит осаждение карбонатов кальция и магния и отлагаются серые и желтоватые илы — будущие глинистые и доломитизированные известняки.

Местами наблюдается концентрация битуминозного органического вещества. Известные в литературе подсчеты указывают на содержание не более 5% органического углерода.

**Кара-Богаз-Гол** — один из крупнейших в мире горько-соленых водоемов. Наибольшая длина его впадины по меридиану 167 км; ширина — 148 км. Его северные и восточные берега высокие, южные и западные — низменные (рис. 122). В настоящее время вода заполняет только часть впадины, длиной около 130 км и шириной 120 км. Поверхность остальной ее части представляет собой ровный, как зеркало, пласт соли; только местами он растрескивается, и глыбы соляного пласта толщиной 0.3—0.5 м поднимаются по трещинам, образуя своеобразные соляные торосы высотой до 1.5—2.0 м.

Исключительно интересен и важен рельеф дна водоема. Вблизи берегов наблюдается склон, но на расстоянии 2—5 км от берега дно становится практически горизонтальным. Ранее глубины 7.5—9.0 м выдерживались на десятки километров, даже на всем протяжении поперечных и продольных профилей, только в одном месте существовало наибольшее понижение до 12.5 м. Можно сказать, что дно Кара-Богаз-Гола так же горизонтально, как дно больших береговых тауэрдов западного Туркменистана и больших бессточных впадин южного Мангышлака, например Кара-Гие. В настоящее время глубина Кара-Богаз-Гола не превышает 4.1 м.

Залив соединен с морем длинным извилистым узким и мелким проливом. Ранее его длина равнялась 5.5 км, ширина 0.25 км, глубина 3.0 м, но у выхода в залив — 1.5 м. Течение в проливе направлено из моря в залив. Обратное течение отсутствует. Сейчас ширина пролива 100—150 м; в его средней части образовался каскад высотой 2.5—3.0 м.

Вместе с водой Каспия через пролив вносятся много живых организмов (рыба и планктон). Они немедленно гибнут в горько-соленой воде залива. Рыбы просаливаются и тысячами выбрасываются на берег и погребаются в береговом иле. Планктон концентрируется в черном пахучем иле. Выделение сероводорода местами весьма интенсивно.

Летом воды Кара-Богаз-Гола переполнены ракками *Artemia salina*, размножающимися в невероятных количествах. Много также простейших водорослей, красноватых и светлофиолетовых, выделяющих известь, которая образует корки на камнях.

Карабогазскую воду можно рассматривать как каспийскую, сгущенную в 20 раз. Изменение ее состава с глубиной характеризуется таблицей, составленной А. А. Лебединцевым (табл. 24).

Для выделения каменной соли нужна концентрация, соответствующая удельному весу 1.218—1.225. Вода в Кара-Богаз-Голе до 1939 г. не достигала такой концентрации, и соль не выделялась. Дно залива зимой было покрыто мирабилитом (глауберовой солью), растворявшимся летом.

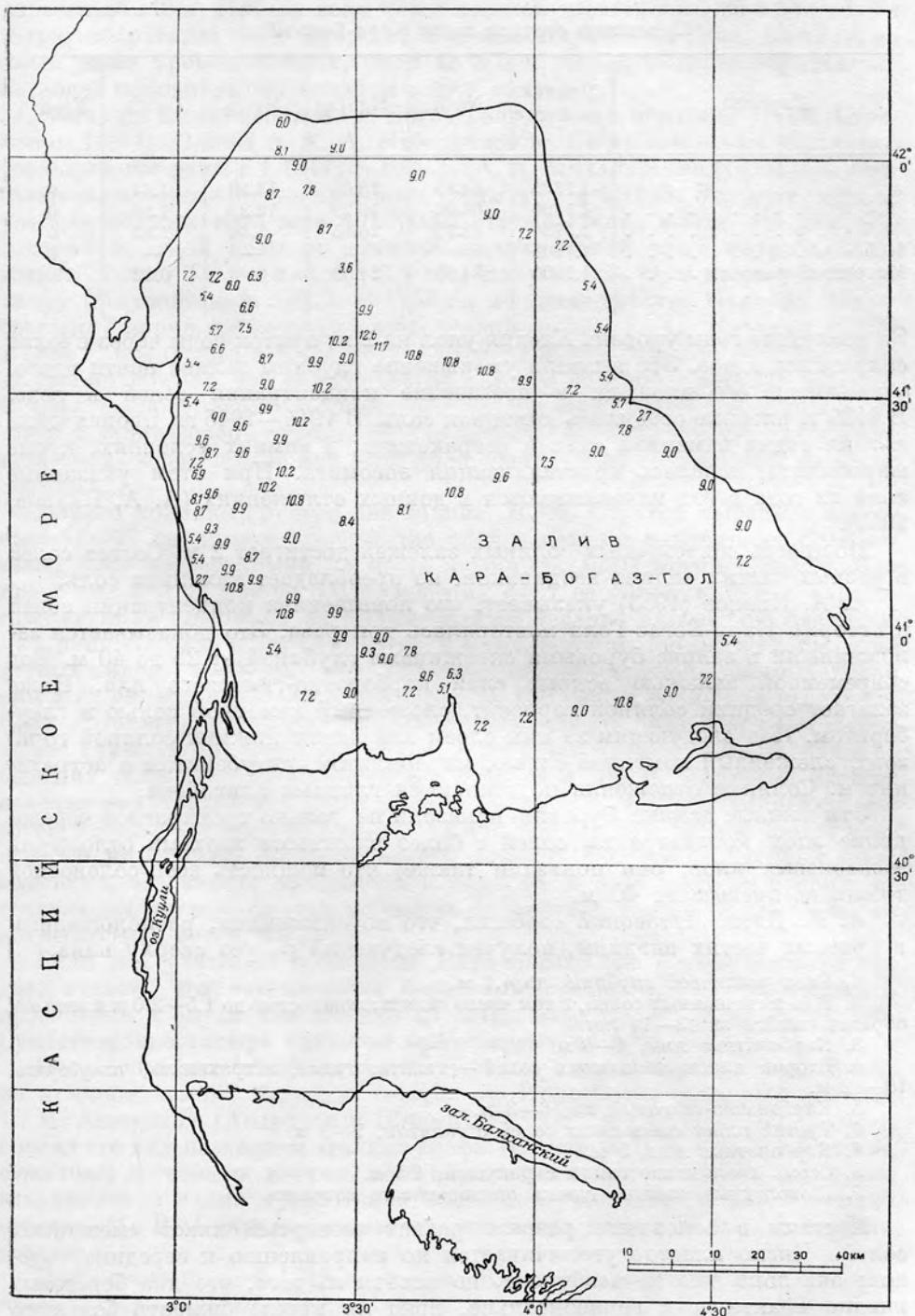


Рис. 122. Кара-Богаз-Гол. По данным Н. И. Подкопаева, 1930.

Изменение состава воды Кара-Богаз-Гола

Таблица 24

| Глубина                   | Удельный вес | NaCl  | MgSO <sub>4</sub> | MgCl <sub>2</sub> | CaSO <sub>4</sub> | Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> |
|---------------------------|--------------|-------|-------------------|-------------------|-------------------|---------------------------------|
| 6.3 м . . . . .           | 1.1335       | 64.89 | 18.09             | 13.59             | 1.64              | 0                               |
| 8.4 » . . . . .           | 1.1395       | 66.06 | 10.29             | 12.90             | 1.89              | 0                               |
| 10.5 » . . . . .          | 1.575        | 68.13 | 26.95             | 3.34              | 1.32              | 0                               |
| Маточный рассол . . . . . | 1.1805       | —     | —                 | —                 | —                 | 0                               |
|                           | 1.2000       | 54.68 | 24.09             | 0                 | 0.92              | 19.41                           |

За последние годы уровень Каспия упал на 2 м; приток воды через пролив сократился вдвое. Это вызвало уменьшение глубины залива почти вдвое, уменьшение его площади и повышение концентрации солей в воде. В 1939 г. впервые осадилась каменная соль. В 1944—1945 гг. происходила летняя садка каменной соли и астраханита; в зимних условиях, кроме мирабилита, началась кристаллизация эпсомита. При этом указанные соли из года в год накапливаются в донных отложениях (А. А. Иванов, 1953).

Мощность современных соляных залежей достигает 2 м. Состав солей в разных частях залива неодинаков, но преобладает каменная соль.

А. А. Иванов (1953) указывает, что повышенная концентрация солей в истории Кара-Богаз-Гола повторялась три раза. Это доказывается заложенными в заливе буровыми скважинами глубиной от 25 до 40 м. Под современной залежью вскрыт слой карбонатно-гипсового ила. Ниже залегает средний соляной горизонт, сложенный каменной солью и глауберитом. Под следующим за ним слоем ила лежит нижний соляной горизонт, сложенный каменной солью, мирабилитом, глауберитом и астраханитом. Соляные отложения подстилаются глинами олигоцена.

Эти важные данные бурения показали не только трехкратное чередование эпох концентрации солей с более влажными эпохами отложения межсолевых илов, они показали также, что мощность всей соленосной толщи не превышает 40 м.

А. И. Дзенс-Литовский сообщил, что по скважинам, расположенным в краевых частях впадины, получен следующий разрез сверху вниз:

1. Рапа различной глубины, до 4.1 м.
2. Пласт смешанных солей, в том числе галита, мощностью до 1.5—2.0 м и меньше, образовавшийся за 13—14 лет.
3. Карбонатные илы, 4—6 м.
4. Второй пласт смешанных солей — галита, гипса, астраханита, глауберита, 10—12 м.
5. Карбонатно-гипсовый ил, 6—8 м.
6. Третий пласт смешанных солей с галитом, 7—9 м.
7. Карбонатные илы, 5 м.
8. Серые хвальинские глины с ракушкой, 4.5 м.
9. Шоколадные плотные глины олигоценового возраста.

Местами в основании разреза развит четвертый пласт смешанных солей. Число пластов увеличивается по направлению к середине водоема; она пока еще не разбурена, но исходя из того, что дно береговых впадин практически горизонтально, вряд ли можно ожидать большого различия.

А. И. Дзенс-Литовский (доклад, 1953) считает, что причиной современных изменений в Кара-Богаз-Голе является падение уровня Каспия

более чем на 2 м. Приток воды через пролив, достигавший 25—30 куб. км в год, сократился до 9 куб. км. Уровень Кара-Богаз-Гола, бывший на 0.5 м ниже уровня Каспия, упал до 3.0 м, что и вызвало образование каскада, концентрацию солей и садку галита.

Быстрота засолонения Кара-Богаз-Гола хорошо показана Н. М. Страховым (1947). В 1897 г. А. А. Лебединцев по 64 наблюдениям установил удельный вес рапы в 1.1347; в 1930 г. А. А. Михалевский (1932) по 26 наблюдениям определил удельный вес рапы уже в 1.1635. Это дает годовое увеличение удельного веса в 0.00087, отсюда сделан вывод, что для осолонения морской воды до степени карабогазской рапы потребовалось всего 176 лет. Та же цифра (175 лет) получается, если вести расчет по хлору (Михалевский, 1932). В 1743 г., по свидетельству Вудруфа, Карабогазский залив изобиловал превосходной рыбой. Г. С. Карелин (1883) в 1836 г. писал, что в Кара-Богазе «производится большое рыболовство», но уже он отмечал, что «в заливе вода солоней морской, но не так горька». В 1847 г. посетивший Кара-Богаз-Гол капитан Жеребцов нашел, что «вода в заливе очень густая, вкусом горько-соленая, так что заходящая туда рыба, через четыре или пять дней слепнет и ее выбрасывает на берег мертвый».

Изучая колонки грунтов дна залива, Н. М. Страхов нашел на интервале 12—27 см от поверхности дна слой с целыми раковинами *Cardium edule*, явно погребенными на месте жизни. *C. edule* может существовать при солености не выше 6.0%, поэтому факт ее обнаружения в карабогазских илах указывает на бывшее совсем недавно опреснение бассейна.

Принимая, что в Кара-Богаз-Голе в год накапляется около 1 мм сульфатных илов, находим, что 120-миллиметровый слой, покрывающий илы с *C. edule*, образовался примерно за 120 лет, а возможно и меньше.

В литературе широко распространено мнение, что Кара-Богаз-Гол может служить аналогом бассейнов, в которых происходило накопление больших толщ соли, в сотни метров мощности. Н. И. Андрусов первым показал неправильность этого мнения, указав на то, что концентрация солей здесь недостаточна для осаждения соли и что на дне зимой осаждается мирабилит, растворяющийся летом. При помощи бурения было выяснено, что иногда выделяется и соль, но мощность ее не превышает нескольких метров. Общая мощность соленосной толщи около 40 м, но не несколько сотен метров.

Если же, учитывая положение Кара-Богаз-Гола и горизонтальность дна, считать его затопленным береговым такыром, то невозможность прогибания и опускания его дна на сотни метров становится очевидной. Существование такыра слишком кратковременно для этого.

Насколько недолговечны горько-соленые бассейны в пустынях видно на примере залива Ачи, к северу от Кара-Богаз-Гола. По данным Н. И. Андрусова (Андрусов и Шпиндлер, 1930), в 1836 г. Г. С. Карелин описал его под названием «залива графа Канкрина» как открытый залив, суженный песчаными косами, но с глубинами в 6 м. В 1867 г. косы уже замкнулись и залив превратился в оз. Бектурлишан. В 1925 г., через сто лет, М. В. Баярунас нашел на его месте только большой плоский солончак.

Достаточно было в 1940 г. уровню Каспия понизиться на два метра, чтобы горько-соленый залив Кайдак и большая часть залива Комсомолец превратились в серию горько-соленых озер и солончаков.

Но также легки и обратные изменения. Достаточно уровню Каспия повыситься на два метра, чтобы заливы Комсомолец и Кайдак снова покры-

лись морской водой, а подъем еще на 2 метра снова превратит солончак Ачи в горько-соленую лагуну (рис. 126).

Заливы Комсомолец (Мертвый Култук) и Кайдак представляют собой исключительно интересные и своеобразные соленые водоемы. Мертвый Култук — это северо-восточная оконечность Каспийского моря, отгороженная от него поясом отмелей и островов. Кайдаком называется узкий и длинный залив, расположенный между полуостровом Бузачи, горами Мангышлака и обрывом Устюрта (рис. 123).

Впервые эти водоемы были описаны Г. С. Карелиным (1883) в 1832 г., следующее подробное описание было сделано только через сто лет в результате экспедиций Академии Наук СССР 1934 и 1935 гг.

Длина залива Комсомолец около 120 км; ширина по линии островов Дурнева—Лебяжьи около 100 км. Длина Кайдака около 100 км, а его юго-западной части, называющейся заливом Кара-Кичу, — около 40 км. Вероятно, что не так давно Кара-Кичу соединялся с Каспием по южной части Бузачи, который был островом.

После 1935 г. уровень Каспия резко понизился почти на 2 метра. Это вызвало крупнейшие изменения в очертаниях Култука и Кайдака, как это видно на карте (рис. 123). Сейчас уровень Каспия снова начал подниматься, вызывая новые изменения в очертаниях и распределении фаций.

Чрезвычайно интересно сопоставление описаний 1832 г. и 1934 г. Прежде всего надо отметить большое, более чем вдвое, уменьшение глубин. В 1832 г. максимальные глубины Кайдака были 12.5 м; в 1934 г. — всего 4.4 м. Глубина входа в Култук в 1832 г. была 2.5 м; в 1934 г. — не более 1.5 м. В 1940 г. падение уровня моря на 2 м полностью изолировало Мертвый Култук и Кайдак.

Понижение уровня сопровождается таким же резким сокращением дебита подземных вод и источников. Богатая растительность по склонам Устюрта исчезла. Исчезли стада куланов, многочисленные архары, кишки и кара-куйрюки. Там, где кочевали тысячи кибиток воинственных казахов-адыгейцев, сейчас находят воду только одиночные юрты казахов-скотоводов. Повидимому, резко сократилось количество осадков, и только постоянные сильные ветры остались без изменения.

В 1934 г. соленость воды, по данным Д. Р. Еникеева (1935), С. З. Макарова и Д. Р. Еникеева (1937), в южной части залива Комсомолец достигала 3° Боме, в начале Кайдака, у Кызыл-Таша — 3.5°, в южной его части — 6—6.5° Боме. После обособления Кайдака соленость, очевидно, резко увеличилась. В самом Кайдаке соль не садилась, но в озерах и мелких заливчиках по берегу полуострова Бузачи садка происходила; в одном из озер соленость достигала 29%.

Осадки в заливах Комсомолец и Кайдак преимущественно песчаные и песчано-глинистые. В наиболее глубоких частях развит ил, который распространен также у плоских низменных берегов, где деятельность волн почти отсутствует, вследствие ничтожной глубины, не свыше 0.25—0.3 м; здесь ил черный, вязкий, вонючий, иногда с корками соли и кристаллами гипса. Вероятно интересно необыкновенное количество ракуш; везде отмечаются песок, ил и песчано-глинистый грунт с ракушей. На некоторых островах, наиболее подверженных действию волн, грунт целиком состоит из ракушки, преимущественно *Cardium edule*. Такие острова были любимым становищем тюленей. Скопления большого количества водорослей — харовых и руший — слагают береговые валы и, сгнивая, издают резкий запах. Водоросли и обильный планктон обогащают осадки углистыми и битуминозными веществами. С крутого обрыва Устюрта,

примыкающего к Кайдаку с востока, обваливаются известняковые скалы и камни, образуя прибрежную брекчию, которую Г. С. Карелин образно называет «каменник». Интересны его указания на выход среди такого каменника белой нефти (Карелин, 1883).

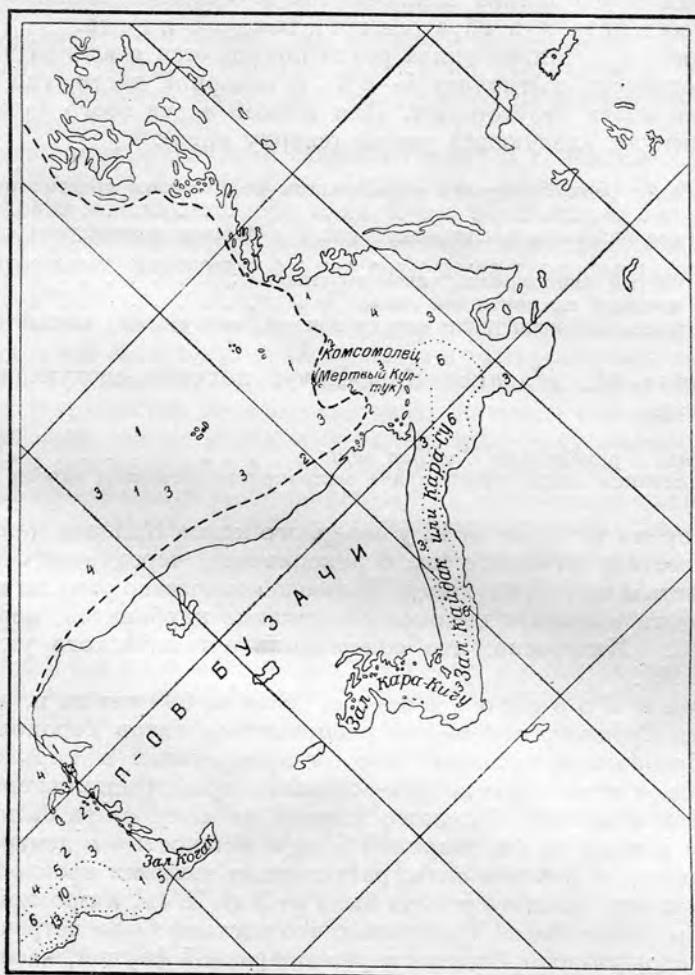


Рис. 123. Заливы Комсомолец (Мертвый Култук) и Кайдак в 1930 г.

Пунктиром показаны очертания береговой линии в 1950 г.

Очерк органического мира сделан А. В. Петровым (1935). По его данным среди моллюсков преобладают кардиумы и гидробии, но много дрейссен и неритин. В планктоне обильны фораминиферы, диатомеи и одноклеточные водоросли дуналиеллы. На юге наблюдалось свечение воды. Более детально органический мир описан А. Л. Бенингом (1937) и другими авторами в сборнике «Заливы Каспийского моря». Интересно, что *Cardium edule*, распространенный повсеместно, переносит соленость не выше 6%. Уже в южном конце Кайдака, где соленость около 5%, он представлен карликовыми экземплярами; на самом же юге в заливе Кара-Кичу,

где соленость 6%, он уже отсутствует. Здесь живут только диатомея *Mastigilia*, фораминифера *Rotalia* и остракода *Cyprideis*.

Литология осадков Кайдака, этого своеобразнейшего соленого залива, описана С. Г. Саркисяном (1938). По его мнению, главные особенности осадков этого залива заключаются в обильном выпадении гипса, отложении кальцита и в образовании стяжений пирита.

Содержание кристаллов гипса резко повышается в южной части Кайдака, где соленость составляет 5—6%. В северной части, где соленость 2—2.5%, они почти отсутствуют. Для южной части этого залива (станция 9) характерен следующий разрез (сверху вниз):

|   |      |
|---|------|
| 1. Серый ил с редкой ракушей и небольшим количеством кристаллического гипса | 7 см |
| 2. Скопление мелкокристаллического гипса с равным количеством серого ила    | 8 »  |
| 3. Почти чистый мелкокристаллический гипс                                   | 12 » |
| 4. Серый плотный ил почти без гипса   | 3 »  |
| 5. Мелкокристаллический гипс вверху с илом, внизу почти чистый              | 23 » |

На станции 11, в заливе Кара-Кичу, получен следующий разрез (сверху вниз):

|   |       |
|---|-------|
| 1. Ил серый с раковинами <i>Cardium edule</i>                   | 20 см |
| 2. Переслаивание светлосерого ила с мелкокристаллическим гипсом | 56 »  |

В то же время на станции 12 у северного конца Кайдака колонка длиной 152 см состоит из серого ила с раковинами, чередующегося с серым и бурым илистым песком без гипса. Большое количество ракушки и кристаллов кальцита вызывает высокое содержание карбонатов, передко равное 30—40%. Интересно, что содержание органического углерода не превышает 1%.

Суэцкое Горькое озеро. Еще за 600 лет до н. э. на месте южной части Суэцкого перешейка располагался залив Герополит. В результате образования песчаных кос он превратился в горько-соленую лагуну, которая затем стала горько-соленым озером, расположенным среди пустыни. При прорытии Суэцкого канала на месте озера была вскрыта залежь соли длиной 13 км, шириной 6 км и мощностью в центре до 20 м. Залежь состояла из пластов соли, разделенных тонкими прослойками глины и гипса. Мощность каждого пласта была от 3 до 18 см, а прослойки глины измерялись миллиметрами. Интересно, что местами были встречены более мощные прослои глины с богатой и разнообразной фауной, населяющей и сейчас Красное море. Обычно в ископаемом виде известны залежи соли мощностью во многие сотни метров.

Грэбо (Grabau, 1920) связывает Большое Горькое озеро с известной легендой о переходе евреев через Красное море при бегстве их из Египта. Библейское сказание гласит, что когда евреи подошли к морю, Моисей коснулся жезлом моря; оно расступилось, и евреи посуху перешли на противоположный берег. Грэбо считает, что евреи перешли Герополитский залив Красного моря по пересыпи, скрытой под морем и обнажившейся во время сильного ветра, согнавшего воду. Когда войска фараона вступили в погоне за евреями на пересыпь, ветер резко изменил направление, и войска погибли под морскими волнами. Это весьма правдоподобное описание развенчивает одну из библейских легенд.

Сравнение с континентальными горько-солеными озерами. В бессточных впадинах, расположенных на

континентах в степных и пустынных условиях, горько-соленые озера и солончаки пользуются большим распространением и нередко достигают больших размеров. Мощности соленосных толщ и пластов солей, связанных с ними, достигают многих десятков метров. От лагунных осадков горько-соленых водоемов они легко отличаются залеганием среди немых, обычно красноцветных песчано-глинистых континентальных отложений, на большом расстоянии от ближайших выходов одновозрастных морских отложений. Лагунные же соли и соленосные толщи залегают среди отложений с морской фауной или в непосредственной близости к ним.

Промежуточное положение занимают соли и соленосные толщи, связанные с большими внутренними морями и озерами типа современного Каспия, Аракса и Балхаша. Но и их легко отличить от лагунных залеганий среди отложений с солоноватоводной или пресноводной фауной и в значительном удалении от одновозрастных отложений с типичной морской фауной.

Примеры ископаемых горько-соленых лагун и береговых озер. Отложения горько-соленых лагун и озер пользуются в пределах СССР необыкновенно большим распространением. Они встречаются во всех системах, начиная с нижнего кембрия. С ними связаны толщи различных солей, иногда громадной мощности; некоторые толщи являются крупнейшими во всем мире.

Наибольшим развитием пользуются: 1) соленосные толщи верхнего олигоцена и среднего миоцена Средиземноморской геосинклинали, 2) соленосные толщи нижнего мела и верхней юры Средиземноморской геосинклинали, 3) пермские толщи западных окраин Уральской геосинклинали, 4) верхнедевонские толщи юга Русской платформы и 5) нижнекембрийские соли юга Сибирской платформы.

Прикарпатский и закавказский соленосные бассейны представляют собой типичные примеры орогенных соленосных бассейнов, возникающих в окраинных областях молодых складчатых возвышенностей. В результате сильных проявлений складчатости в конце олигоцена — начале миоцена вдоль окраин только что образовавшихся горных хребтов возникли предгорные прогибы — началось накопление мощных соленосных толщ.

Первая, западная, зона Прикарпатского бассейна начинается в окрестностях Бохии в Польше и через известное месторождение Величку уходит в Силезию. Восточная зона начинается у Перемышля и через северную Буковину следует до границы Румынии и продолжается в ее пределах. Протяженность каждой зоны составляет многие сотни километров; только в пределах СССР восточная зона прослежена на 25 км. Ширина бассейна достигает нескольких десятков километров.

По данным В. И. Рейнеке и А. А. Иванова (1946), в основании соленосной толщи Прикарпатского бассейна залегают верхнеолигоценовые поляницкие черные мергелистые сланцы и песчаники мощностью до 800 м. Соленосная толща состоит из соленосных гипсовых глин с подчиненными пластами песчаников и прослойками черных битуминозных сланцев. Мощность толщи переменная, местами до 400—500 и даже свыше 1000 м. Покрывается она стебникскими розовыми и пестрыми мергелями с прослойками песчаников мощностью до 1000 м. Все эти толщи немые, прибрежно-континентального и лагунного происхождения.

Соленосная толща носит название «зубер». Основную массу ее составляют соленосные глины, переходящие в загрязненную соль. В подчиненном

количестве она содержит пласти линзы, гнезда и глыбы каменной соли, калийных солей, соленосных песчаников и глинистых сланцев.

Характерная особенность Прикарпатского бассейна заключается в большой загрязненности его отложений иллистым материалом. Вследствие этого соль нередко добывают при помощи лугования — искусственного выщелачивания и откачивания рассола. Эта заиленность вызвана тем, что возвышенности, окаймлявшие лагуну, были сложены мергелисто-сланцевыми породами.

Тектоника интенсивная, сложная, сильно нарушает первичную последовательность отложений и тем самым затрудняет восстановление истории бассейна. Можно сказать, что он образовался как последний этап существования морского режима.

Закавказский соленосный бассейн расположен по окраинам Средиземноморского макроперешейка (Наливкин, 1932), разделявшего открытое море на юге от замкнутых солоноватоводных бассейнов на севере. Перешеек начал подниматься в конце олигоцена и окончательно оформился в среднем миоцене. Соответственно многочисленные и иногда крупные соляные месторождения относятся по возрасту к верхнему олигоцену на юге, к нижнему и среднему миоцену — на севере. Размеры месторождений обычно невелики, и мощность их редко достигает очень больших размеров, но все же для некоторых залежей образование в глубоких предгорных прогибах несомненно. Для других залежей длительность прогибания и глубина прогибов была меньше, но и они были связаны с опусканиями лагун, вызывавшимися складкообразовательными движениями. Высказывается мнение, что все месторождения по возрасту относятся к верхам миоцена и даже плиоцену, но К. Н. Паффенгольц (1948) установил, что ряд месторождений, во всяком случае, относится к олигоцену.

По данным В. Н. Вебера (1924) и наблюдениям автора, соляные месторождения простираются одно за другим на многие сотни километров вдоль южной окраины Средиземноморского перешейка. Они известны уже в Турецкой Армении у Эрзерума, далее следуют месторождение Гассан-Кала, Ольтинская группа месторождений и другие более мелкие месторождения. В Кагызмане на протяжении выше 100 км известны многие месторождения, связанные с Кульпинской группой залежей, которая, в свою очередь, связана с Нахичеванской группой и с мелкими месторождениями, расположеннымми еще далее к юго-востоку.

Наибольших размеров достигает хорошо изученное Кульпинское месторождение, расположенное на правом берегу Аракса. На красновато-серых и красных глинах и мергелях с пресноводной и солоноватоводной фауной залегает соленосная толща, в основании которой лежат глины с гипсом и четыре пласти соли со средней мощностью 20, 25, 85, 37 м, разделенные прослоями буроватых и красноватых глин мощностью от 1.3 до 5.2 м. Выше снова появляются серые глины с гипсом и с последним пятый пластом соли общей мощностью 43 м. Суммарная мощность соленосной толщи 270 м, из них на пласти соли приходится 170 м. Главный, третий, пласт наиболее высокого качества, мощностью около 85 м, расположен в середине толщи. Содержание глины в этом пласте ничтожно; соль подразделена тонкими прослоечками гипса на пачки в 0.3—0.7 м. Другие пласти соли разделены прослоечками гипса на более тонкие пачки, содержат больше глины, и иногда пятый пласт имеет ленточный вид. Общая площадь выходов соли имеет около 4 км длины и 3 км ширины. На этой площади мощность главного пласта колеблется в пределах 60—

100 м. Значительная мощность главного пласта каменной соли указывает на существование обширного садочного водоема, диаметром 15—20 км, с высокой соленостью и ничтожным приносом иллистого материала. Интересно отметить наличие в соленосной толще многочисленных тонких прослоев гипса, вероятно, связанных с периодическими усиленными притоками пресной воды.

Кульпинский водоем нельзя рассматривать как лагуну, так как нигде поблизости морских олигоценовых отложений нет. Скорее всего, как предполагал В. В. Богачев, это было горько-соленое обширное озеро, располагавшееся на прибрежной равнине, непрерывно поднимавшейся, а не опускавшейся, как многие считают. Большие мощности соли связаны с заполнением глубокой впадины. Принос солей происходил за счет речных вод. Несомнена связь этого озера с прибрежной равниной, вытянутой вдоль берега на многие сотни километров.

Дагестанский гипсо-доломитоносный и кугитанский соленосный бассейны (южный Узбекистан). Эти два крупнейших соленосных бассейна имеют длину, составляющую многие сотни километров и ширину — десятки километров. Несмотря на значительное удаление друг от друга, возраст их одинаковый, они обладают очень близким строением и историей развития.

Образование этих бассейнов обусловлено сильными проявлениями последних фаз киммерийской складчатости, происходивших в начале нижнего мела. Они тесно связаны с рифовыми верхнеюрскими известняковыми массивами, слагающими их основание. Соленосные толщи обоих бассейнов верхнеюрского — нижнемелового возраста и залегают среди пестроцветных прибрежно-лагунных отложений.

По окраинам бассейнов расположены карбонатные, преимущественно доломитовые фации, далее следует зона ангидритов и, в центре бассейна, в Кугитанге, развиты залежи соли с прослойями калийных солей. Общая мощность химических осадков в средних частях бассейнов измеряется сотнями метров, но мощность каменной соли в Кугитанге сравнительно небольшая, обычно десятки метров, реже до 150—200 м. В Дагестане развиты гипсы и доломиты мощностью до 250 м. Слагающие эти бассейны толщи можно подразделить на три свиты: подстилающую глинистомергельно-ангидритовую, собственно соленосную и покрывающую глинисто-ангидритовую.

Из этой последовательности видно, что бассейны и те лагунные водоемы, с которыми они были связаны, не высыхали в конце своего существования, а, наоборот, опреснялись и, наконец, засыпались терригенными осадками, так же как это отмечал Н. М. Страхов для Приуральских бассейнов. Отличие заключается в том, что на Урале соленосные водоемы сменились надолго сушей; здесь же снова очень скоро восстановилось море.

Состав соленосной толщи в обоих бассейнах весьма изменчив, и сопоставление даже близко расположенных разрезов затруднительно. Тем не менее эта изменчивость закономерна и определяется палеогеографическими взаимоотношениями.

Для Кугитанского бассейна (южный Узбекистан) схема взаимоотношений фаций намечена Н. П. Петровым (1953), много лет посвятившим его изучению. На этой схеме (рис. 124) выделены четыре пояса фаций сменяющих друг друга с севера на юг: 1) возвышенная суши, 2) соляные такыры, 3) лагуны и 4) открытые моря. Н. П. Петров считает, что осаждение галита и калийных солей — сильвина и карналлита — происходило преимущественно в поясах соляных такыров.

Пояс фаций соляных такыров представляет собой обширную прибрежную равнину, шириной от нескольких десятков до немногих сотен километров, вытянутую с северо-запада на юго-восток. Ее поверхность периодически затоплялась морем, вследствие чего на ней образовывались обширные мелководные бассейны, быстро высыхавшие и снова наполнявшиеся морской водой. Эти бассейны Н. П. Петров и называет «соляными такырами». Однако не совсем ясно, чем современные шоры, по существу также являющиеся соляными такырами, отличаются от них. Вероятно, ископаемые соляные такыры были более долговечны и не высыхали каждый год, как это происходит с шарами. Еще более близки к соляным такырам береговые такыры (раны), описанные на стр. 363; возможно, они были тождественны.

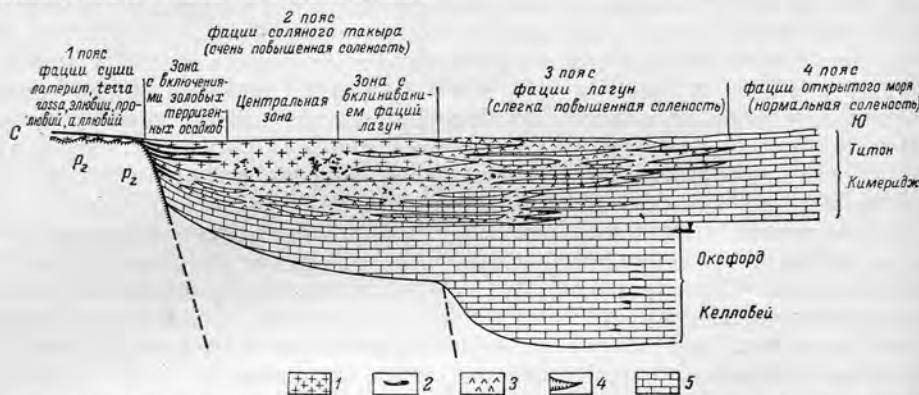


Рис. 124. Разрез соленосной толщи Кугитангского бассейна. Н. П. Петров, 1953.

1 — каменная соль; 2 — золовые терригенные осадки; 3 — ангидрит; 4 — прослой известняка; 5 — известняк.

В поясе фаций лагун также происходило осаждение солей, но вследствие постоянной связи лагун с морем соленость первых была ниже, и на их дне накапливались толщи ангидрита и карбонатов.

Выдвинутое Н. П. Петровым (1953) положение о накоплении галита и калийных солей в обособленных мелководных бассейнах, не имевших непрерывной связи с морем, заслуживает внимания. Он вполне правильно критикует буровую теорию Оксениуса. Для соленосной толщи Кугитанга, достигающей 900 м мощности, характерно ритмическое строение, описанное Н. П. Петровым.

Изучение Кугитангского и других соленосных бассейнов Средней Азии в настоящее время успешно проводят литологи Узбекистана под руководством В. И. Попова (1953).

Южнотаджикские месторождения. К востоку от Кугитанга, вдоль подножий хребтов Гиссарского и Петра Первого, в Дарвазе и Памире почти непрерывно прослеживается полоса выходов гипсо-соленосных отложений нижнемелового или, как их иногда считают, верхнеюрского возраста. Она описана в работе Б. А. Борнштейна, П. К. Чихачева, И. Е. Губина, Н. П. Луппова и С. К. Овчинникова (1935) и работах Н. П. Петрова (1953).

В северной зоне выходов разрез соленосных отложений резко отличается от разреза Кугитанга. Юрские рифовые известняки и подстилающие их отложения отсутствуют, и на палеозое с резким угловым

несогласием залегают базальные красные и белые песчаники мощностью до 300 м. На песчаниках лежит гипсонасная свита весьма различной мощности, в средней части которой в ряде районов развиты пласти и линзы соли иногда до 40—60 м мощности. Гипсо-соленосная свита покрыта мощными нижнемеловыми и красноцветными песчаниками и конгломератами, вверху постепенно переходящими в морской верхний мел и местами содержащими прослои с морской нижнемеловой фауной.

Гипсо-соленосная свита прослеживается по простирианию на многие сотни, а возможно, и тысячи километров, если учесть ее распространение в Китае и Тибете. Ширина ее тоже значительна — 100—200 км. Трансгрессивное залегание на палеозое указывает, что отложение соленосной толщи происходило в начале морской трансгрессии, т. е. в эпоху медленного опускания.

Южный Таджикистан в это время представлял собой прибрежную равнину, на севере ограниченную палеозойскими возвышенностями, а на юге постепенно переходящую в море. По берегам равнины располагались многочисленные лагуны. Общее опускание обусловило накопление в этих лагунах мощных толщ гипса и каменной соли. На некотором расстоянии от береговой линии были развиты многочисленные горько-соленые озера.

Таким образом, южнотаджикистанские месторождения образовались в эпоху наступления моря; этим они отличаются от кугитанских, которые, наоборот, связаны с эпохой его отступления.

Пермские соленосные толщи Предуральского прогиба отличаются наибольшей мощностью и своеобразием условий их образования.

Среднеуральский и Южноуральский соленосные бассейны служат типичными примерами месторождений лагун предгорных впадин.

Среднеуральский бассейн, на севере в бассейне р. Вишерки, начинается соляными источниками. Южнее соляная толща вскрыта скважинами у Чердыни. Здесь мощность толщи, сложенной исключительно солью, равна 9 м. Разрез имеет следующую последовательность: на артинских черных глинах залегает глинисто-ангидритовая толща мощностью 379.1 м; выше идет слой соли мощностью 9.3 м, покрывающийся гипсонасными глинами и гипсом мощностью 33.1 м; выше следуют глины. Начиная от Чердыни и до р. Яйвы, протягивается Верхнекамское (Соликамское) месторождение калийных солей, детально изученное А. А. Ивановым (1934, 1937, 1945). Площадь, занятая калийными солями, составляет около 2000 кв. км, а солью и ангидритами — 1200—1500 кв. км. В средней, наиболее мощной, части наблюдается следующий разрез:

На артинских черных глинах (вернее карбонатах) лежит подстилающая соленосную свиту толща, сложенная мергелистыми глинами с пластами ангидрита и доломитизированных мергелей, мощность толщи 380 м.

На этой толще залегает нижняя подстилающая каменная соль, серая, с тончайшими прослойками (годовыми кольцами) глин и с ангидритом; мощность соли 250—400 м.

Выше следует карналлито-сильвинитовая толща с прослойками каменной соли, состоящая вверху из карналлита, внизу из сильвинита, общая мощность 30—100 м.

На ней лежит верхняя покровная соль, розовая или желтоватая, загрязненная ангидритом и глиной, мощность до 70 м.

Еще выше залегает гипсовая шляпа, сложенная гипсом и ангидритом, мощность 10—70 м.

Разрез кунгура заканчивается глинисто-мергелистой тонкослоистой толщкой мощностью 40—150 м. Максимальная суммарная мощность соли 400—450 м. К востоку выклиниваются калийные соли, затем каменная соль, и на самой окраине бассейна развиты ангидриты и глины, еще восточнее сменяющиеся песчаниками. К западу соль тоже быстро выклинивается, и в 10—15 км западнее Камы остается только небольшая пачка доломитов и ангидритов.

Промежуток между Верхнекамским месторождением и Верхне-Чусовскими Городками не разбурен, но, судя по многочисленным соляным ключам, соляная залежь продолжается непрерывно.

Район Верхне-Чусовских Городков детально изучен благодаря разведочному бурению на нефть. Последнее описание его опубликовано Н. П. Герасимовым (1940); некоторые важные данные приведены в работе В. А. Сулина и других (1933). Мощность толщи гипсонасных и соленосных отложений колеблется от 255 (на рифовом массиве) до 470—550 м на его склонах. Н. П. Герасимов выделяет в этой толще четыре ритма (комплекса). Каждый из них начинается небольшой пачкой доломитов и заканчивается свитой ангидритов, глин и соли. Первый, нижний, ритм развит по периферии рифового массива; его мощность колеблется от 0 до 100 м. Второй ритм начинается брекчиевидными доломитами, почти везде нефтеносными, мощностью до 25 м; на них залегает ангидритовая серия различных состава и мощности. Над рифовым массивом развиты чистые ангидриты мощностью 30 м; на склонах мощность их достигает 146 м. Дальше от массива, на расстоянии 4—6 км, появляются глины, мергели, каменная соль и доломиты. Третий ритм снова начинается брекчиевидными доломитами мощностью 15—25 м, выше которых залегает ангидритовая серия. Над массивом развиты чистые ангидриты мощностью до 100 м; на склонах в них появляются пласти глин и каменной соли, и на некотором расстоянии от массива глины почти совершенно замещают ангидриты; мощность этих пластов 150—200 м. Четвертый ритм начинается доломитами мощностью 10—15 м и заканчивается ангидритами мощностью 75—180 м, развитыми над рифовым массивом, но на склонах в них очень скоро начинают преобладать глины и мергели, так что, в основном, этот ритм глинисто-мергельный. Выше залегают песчаники и глины казанского яруса. Н. П. Герасимов считает, что каждому ритму предшествует перерыв и осушение бассейна, который на севере соединялся с открытым морем.

Интересен приводимый им разрез через все Приуралье — от Краснокамска до Верхне-Чусовских Городков. Прогиб, с которым связаны мощные гипсонасные и соленосные толщи, кончается в 8—9 км к западу от рифового массива, и далее наблюдается однообразный платформенный разрез, сложенный внизу ангидритами, вверху доломитами и глинами, местами с морской фауной; общая мощность их 150—200 м.

К югу от Верхнекамского месторождения соленые ключи указывают на продолжение соляно-гипсовой залежи, и, действительно, она вскрыта в Шумковском месторождении, расположенному на линии железной дороги Молотов—Кунгур—Свердловск. Здесь ширина залежи всего 10—15 км; к востоку она замещается глинами и песчаниками. Общая мощность соленосной толщи составляет 250—270 м, каменной соли — 64—83 м, последняя подстилается и покрывается глинисто-ангидритовыми свитами с песчаниками и доломитами.

Наконец, самая южная точка развития гипсонасных отложений — это с. Погорелово, расположенное в 15 км южнее Красноуфимска; здесь буровая скважина вскрыла, по данным В. Д. Наливкина, ангидриты мощностью около 100 м, залегающие в виде линзы.

Далее, к югу, кунгур сложен одними песчано-глинистыми отложениями и скоро совсем выклинивается. Вновь он обнажается к югу от Кара-Тау, в Южноуральском соленосном бассейне, после перерыва в 120 км.

Таким образом, Среднеуральский соленосный бассейн имеет длину 400 км, ширину около 120 км и мощность солей около 450—500 м. Состав солей весьма изменчив, но подчиняется определенным закономерностям. По окраинам бассейна развиты только ангидриты и доломиты с большей или меньшей примесью глин; они же подстилают и покрывают соль. Соль развита в центральной части бассейна. В Верхнекамском месторождении ее мощность достигает нескольких сотен метров, и в средней части толщи она переслаивается с карналлитом и сильвинитом. В Верхне-Чусовских Городках резко преобладает ангидрит; соль встречается в средней части толщи в небольшом количестве и сильно загрязнена. В Шумковском месторождении ее мощность снова достигает 60—80 м, и она слагает среднюю часть соленосной толщи. Многочисленные солевые источники, рассеянные по всей площади бассейна, показывают большие размеры распространения соляной залежи.

Границы Среднеуральского бассейна нечеткие. Ясна только восточная граница, совпадающая со склоном Уральских гор того времени, с которого текли реки, повидимому, небольших размеров. Северная и южная границы совпадают с поднятиями Полюдового кряжа и Кара-Тау. Наиболее загадочна западная граница. По западному склону прогиба располагаются рифовые массивы, вытянутые вдоль границы бассейна, но они окружены солями, а в Верхнекамском месторождении отсутствуют вообще. Поэтому они не могут служить границей бассейна. Создается впечатление, что эта граница вообще отсутствует; на всех разрезах изображают постепенное уменьшение мощности соли и ангидрита и медленный переход в обычный платформенный разрез кунгура, характеризующийся присутствием только ангидритов и доломитов небольшой мощности — 150—200 м. Интересно, что в доломитах, в некоторых пунктах найдена обычная морская брахиоподовая фауна почти без всяких следов обеднения; очень редко она имеет цехштейновый облик и указывает на значительное опреснение.

Породы, слагающие соленосную толщу района Верхне-Чусовских Городков, детально описаны В. А. Сулиным (1933). Описание сопровождается химическими анализами. По его данным, глины всегда загипсованы, засолены и насыщены карбонатами. Они представляют собой постепенные переходы к мергелям, доломитам и глинистым ангидритам. Местами наблюдается тонкая слоистость пород, иногда обусловленная чередованием бурого доломита или ангидрита и черной глины. Черный цвет преобладает. Пирит в виде зерен иногда в тонких прослоечках встречается почти во всех породах толщи.

Известняки, всегда доломитизированные, и доломиты являются химическими осадками. Остатки фауны в них отсутствуют; остатки флоры редки. Следует отметить битуминозность, местами пропитанность нефтью, брекчииевидного доломита основания второго ритма в Верхне-Чусовских Городках. Каменная соль Шумковского месторождения битуминозна. В ангидритах, каменной и калийных солях нередко наблюдается слоистость.

На основании приведенных выше данных мы должны представлять себе Среднеуральский соленосный бассейн как обширный полузамкнутый мелководный водоем, располагавшийся у подножия варисцийских Уральских гор и вытянутый по их простиранию. В начале и конце его

существования соленость была незначительно повышенной, почти нормальной; на это указывают случаи, правда, единичные, нахождения в доломитах морской фауны. В середине существования бассейна соленость резко повысилась, в связи с чем отлагались каменная и калийные соли. Сезонная слоистость свидетельствует о небольшой глубине бассейна. Следы перерыва и ритмы, выделенные Н. П. Герасимовым (1940), указывают на то, что временами водоем высыпал полностью, затем наполнялся водой почти нормальной солености (доломиты), а потом снова засолнялся (ангидриты и соль).

Остается невыясненным, почему в один и тот же промежуток времени на западе отлагаются всего несколько десятков метров ангидритов и доломитов, а на востоке — многие сотни метров тех же ангидритов и доломитов, вместе с толщами каменной и калийных солей. При одинаковой скорости осаждения море на западе должно было также заполниться мощными осадками. Единственное объяснение, которое можно дать этому явлению, заключается в том, что нижние горизонты соляных толщ в прогибах соответствуют артинским карбонатам на платформе и в рифовых массивах. Скорость осаждения солей определяется годичной цифрой и не зависит от прогибания дна бассейна. Прогибание обеспечивает лишь возможность накопления более мощных толщ солей в течение более длительного промежутка времени.

**Южноуральский соленосный бассейн** располагается в предгорном прогибе западного склона Южного Урала. По своему расположению, строению и геологической истории тождественен с Среднеуральским бассейном. Благодаря связи с нефтяными месторождениями этот бассейн детально разбурен и изучен. Последняя сводка по Южноуральскому бассейну составлена Н. М. Страховым (1947).

Начинаясь в Змеиных горах (Казаяк) вблизи Кара-Тау, этот бассейн непрерывно протягивается южнее Ишимбая. Здесь соленосная толща и нефтеносные известняки погружаются на большие глубины, поэтому южная часть бассейна и связь его с соляными куполами Илецка остаются неизвестными. Общая длина бассейна составляет не менее 250—300 км; ширина около 40—50 км.

Представление о его строении дает поперечный разрез, составленный Н. М. Страховым (1947). На этом разрезе хорошо видны три продольные зоны: западная — доломито-ангидритовая, центральная — соленосная и восточная — терригенно-гипсовая. Так же, как и в Среднеуральском бассейне, каменная и калийные соли развиты только в средней части бассейна, замещаясь по окраинам карбонатами и ангидритами. Это замещение совпадает с резким уменьшением мощности химических осадков.

Центральная часть бассейна совпадает с Ишимбаевским районом (рис. 173). Здесь соленосная толща делится на три свиты. Нижняя свита, собственно соленосная, не распространяется на вершины рифовых массивов и складок, заполняя наиболее низкие части прогиба. Мощность соли достигает многих сотен метров, и в середине свиты она содержит вкрапленность полигалита. Средняя свита, гипсово-ангидритовая, меньшей мощности, развита по всему бассейну. В ее составе преобладают массивные, реже слоистые, ангидриты, местами переходящие в результате вторичных процессов в гипсы. В районе развития аллакаевской фации гипсы и ангидриты замещаются сульфатизированными глинами, мергелями и песчаниками. Н. М. Страхов рассматривает эту фацию как дельтовые отложения, но правильнее рассматривать их как отложения подводной, а может быть, и надводной отмели или даже косы. Верхняя

свита почти нацело сложена этими сульфатизированными осадками, а на востоке, возможно, они замещаются «уфимскими» красноцветами.

Н. М. Страхов (1947) следующим образом намечает историю бассейна. В конце верхнеаргинского века наступает засушливый, аридный климат и происходят общие эпейрогенические поднятия всего прогиба. Вся западная окраина прогиба, вершины массивов и складок поднимаются выше уровня воды. Покрытыми водой остались лишь центральные части Предуральского прогиба, мульды Симская, Бельская, Салиховская и другие, в которых седиментация без перерыва шла в послеаргинское время. Приподнятые на западе участки дна затруднили доступ в прогиб морских вод, и именно это обстоятельство в условиях возраставшей аридности климата и было непосредственной причиной превращения нормального морского водоема в лагуну.

Осолонение лагуны очень быстро дошло до высоких ступеней, и после кратковременной переходной сульфатной седиментации в ней началась садка галита и полигалита.

В дальнейшем начинаются общие опускания Предуральского прогиба и в связи с этим расширение площади лагуны. Участки суши на западе погружаются в море, и связь его с лагуной усиливается. Начинается распреснение лагунных вод. Господствовавшая ранее галитовая седиментация отныне прекращается, сменяясь ангидритовой толщей. Хотя соединение с морем увеличивается, но лагунный характер бассейна сохраняется, вследствие чего сульфатная седиментация протекает интенсивно.

«Третий и последний этап в истории лагуны определяется началом горообразовательных движений на западном склоне Урала. Поднимающиеся цепи сбрасывают в Предуральский прогиб массу обломочного материала, который постепенно засыпает лагуну. Хемогенная сульфатная седиментация все больше подавляется терригенной, точнее терригенно-карбонатной...» «Таким образом, история Предуральской нижне-пермской лагуны резко отлична от привычной шаблонной истории лагунного водоема и сводится не к прогрессирующему сокращению и осолонению бассейна, а к постепенному расширению его, распреснению и засыпанию обломочным материалом».

Последнее положение совершенно правильно, но начало образования лагуны и первые этапы ее жизни вызывают ряд вопросов.

1. Какова глубина бассейна? В конце артинской эпохи Предуральский прогиб представлял собой море с глубинами около 800—900 м, на дне которого выселились громадные известковые массивы. В то же время к западу от прогиба, на Русской платформе, море имело глубины всего в несколько десятков метров. Поэтому эпейрогеническое поднятие всей этой области на 100—120 м было достаточным для того, чтобы вся восточная часть Русской платформы стала сушей, вершины рифовых массивов поднялись над водой, а весь прогиб стал горько-соленым бассейном, но с глубинами около 500—600 м. Подобными глубинами обладает в настоящее время Мертвое море.

2. Может ли происходить осаждение солей на дне бассейна такой большой глубины? Исследования Мертвого моря показали, что на дне его садка соли не происходит. Вероятно, при высыхании бассейна садка все же начиналась, но ход ее должен был резко отличаться от хода садки, наблюдающейся в современных условиях.

3. Откуда происходило питание бассейна? Поднятия в 100—150 м превратили восточную часть Русской платформы в сушу, на поверхности которой только местами сохранились горько-соленные озера. Эта суша

существовала в течение всей нижнекунгурской эпохи; в прогибе в это время отлагались соль и полигалиты. Соответственно питание прогиба с запада, как это предполагает Н. М. Страхов (1947), не могло осуществляться. И. П. Герасимов считает, что питание Среднеуральского бассейна происходило с севера. Это вполне вероятно, но для Южноуральского бассейна это допустимо только в том случае, если бы он представлял собой единое целое с Среднеуральским бассейном. Однако распределение солей в этих двух бассейнах указывает на их полное обособление друг от друга. Таким образом, источник питания для Южноуральского бассейна остается невыясненным. Возможно, что все питание осуществлялось реками, стекавшими с Уральских гор или с южнее расположенных возвышенностей, так же как р. Иордан питает Мертвое море.

4. Каковы были первые этапы жизни бассейна? Для Среднеуральского бассейна Н. П. Герасимов (1940) намечает три полных высыхания, сопровождавшихся образованием базальных доломитов при каждом новом наполнении бассейна.

В Южноуральском бассейне прослои доломита в соляной толще не отмечены и никаких перерывов в его существовании не было. Таким образом, указание Н. М. Страхова на своеобразие Южноуральского соленосного бассейна и резкое отличие его от обычных лагун дополняется реконструкцией его в виде совершенно изолированного глубоководного горько-соленого бассейна с известняковыми берегами и островами. Питание его осуществлялось реками, впадавшими в него с востока. Таких бассейнов в настоящее время нет, и только в слабой степени их напоминает современное Мертвое море.

**В о л г о - Э м б е н с к и й с о л е н о с н ы й б а с с е й н .** Если Среднеуральский и Южноуральский бассейны своеобразны и происхождение их недостаточно выяснено, то еще более своеобразен Волго-Эмбенский соленосный бассейн с его сотнями соляных куполов и гигантской мощностью.

Невозможно допустить одновременное существование сотен горько-соленых бассейнов, расположенных близко друг от друга, на площади шириной до 600 км, и отложение на дне этих бассейнов толщ соли в сотни метров мощности.

Это своеобразие Волго-Эмбенского бассейна находит единственно возможное объяснение, заключающееся в том, что в момент осаждения солей весь бассейн представлял собой единый большой водоем, аналогичный Южноуральскому бассейну, с мощной толщей солей. Образование же обособленных соляных куполов вызвано вторичными явлениями, связанными с тектоническими движениями.

Нижнепермский возраст соленосных и гипсонасных толщ доказан только для восточной части бассейна — Актюбинского и Илецкого районов. Возраст соляных куполов Эмбенского бассейна не выяснен, но скорее всего, он нижнепермский. Для западных куполов, и в частности для Баскунчакского, наиболее вероятен девонский возраст, так же как и для соляных куполов северной окраины Донецкого бассейна и для Роменского купола. Во всех этих трех районах в солянокупольной брекчии найдены плитки зеленовато-серых глинистых известняков со скоплениями многочисленных раковин *Spirifer* (*Theodossia*) ex gr. *anossofi* Vern. воронежского типа и, по определению автора, тождественных между собой. Эти плитки резко отличны от девонских отложений уральского типа. Во всех трех случаях плитки со *Spirifer* ex gr. *anossofi* Vern. угловатые, свежие и не носят никаких следов длительного переноса.

До сих пор еще не выяснено, где проходит граница между соленосными бассейнами девонского и нижнепермского возраста, каков возраст эмбенских соляных куполов, так как ни один из соляных куполов не пробурен до основания.

Преждевременно заниматься и палеогеографическими построениями. Однако можно определенно сказать, что образование таких гигантских массивов соли связано исключительно с накоплением их в предгорных прогибах, тождественных с Приуральскими. У подножия каких гор располагались эти прогибы, неизвестно. Мы знаем только, что эти горы могли располагаться южнее соленосных бассейнов, так как северней их находится уже Русская платформа. Сейчас эти горы полностью смыты, но они должны были проходить от Мугоджар, южнее Эмбенских куполов, по направлению к Северному Кавказу и вдоль Северного Кавказа, южнее Сальско-Манычских предполагаемых соляных куполов.

Волго-Эмбенский соленосный бассейн является областью интенсивного проявления соляной тектоники, весьма значительно изменяющей первичную форму соляной залежи и создающей соляные массивы мощностью иногда не менее 3000 м. Проявления соляной тектоники описаны в последней сводной работе Н. М. Страхова (1947).

### Сервия береговой такыр

**Общая характеристика.** Береговыми такырами, или раннами, называют прибрежные совершенно плоские депрессии, с глинистым или соленосным дном, периодически заполняющиеся пресной или морской водой и высыхающие. В западном Туркменистане их называют просто такырами; в северо-западной Индии подобная депрессия носит название ранн (Rann). Поскольку береговые такыры отличаются от континентальных пустынных такыров рядом особенностей, применение к ним особого названия рационально. В качестве такого названия предлагается старинное индусское слово — ранн.

**Современные примеры.** Типичными раннами являются береговые такыры закаспийского побережья в западном Туркменистане и известный ранн Кача в северо-западной Индии.

Ранн Кача (Rann of Kutch, или Cutch) представляет своеобразнейшее явление, давно привлекавшее к себе внимание исследователей. Геологическое описание его было дано еще в 1872 г. Винном (Wynne, 1872).

Судя по этому описанию, ранн Кучка представляет собой типичный береговой такыр, но необыкновенно больших размеров. Общая длина его достигает 320 км, ширина — 130 км.

Расположен ранн весьма интересно. С севера он ограничен частично дельтой Инда, частично Индийской пустыней Тар; с востока и юга к нему примыкают небольшие возвышенности, сложенные складчатым мезозоем и кенозоем; с запада он граничит с Индийским океаном (рис. 125).

Ранн Кача состоит из двух рукавов, соединенных на востоке перемычкой. Северный рукав называется Большим ранном; южный — Малым ранном. Между ними расположены возвышенности, напоминающие острова, которые и называются Кач (Kutch).

Большой ранн начинается сравнительно узким и мелким эстуарием восточных притоков Инда, называющимся Кори (Koree). По его северному берегу располагаются мангровые заросли и болота. Длина его около 50 км, ширина 5—6 км, а с болотами до 12—15 км. Далее к востоку начи-

нается ранн. На протяжении следующих 60 км с севера он окаймляется дельтой Инда, сухие протоки которого пересекают ранн, кончаясь в эстуарии. Изредка, в наиболее многоводные сезоны, протоки наполняются водой, иногда покрывающей весь ранн. Здесь же располагается круглая депрессия Синдри, диаметром около 30 км, образовавшаяся во время землетрясения 1819 г. Еще далее к востоку Большой ранн с севера ограничивается пустыней Тар и достигает наибольшей ширины — 110 км. Его центральная часть здесь представляет собой типичный плоский голый глинистый такыр. Северная часть местами покрыта редким сухим кустарником. В северо-восточном углу в ранн впадает р. Луни; эта часть его наиболее заболочена и часто непроходима. Заболоченная часть окаймляется зоной развития соляной коры и в совокупности представляет собой настоящий шор. Во время половодья р. Луни, в зимние месяцы, ее вода покрывает весь Большой ранн, и тогда на его месте образуется солоноватое озеро громадных размеров, с глубинами от 0.5 до 1.0 м.

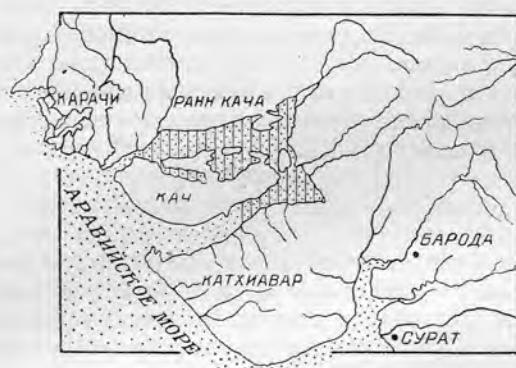


Рис. 125. Ранн Кача.

Малый ранн более тесно связан с морем, хотя и его режим определяется половодьями р. Банас. На запад от него расположен залив Кач, достигающий в длину 80 км и в ширину 30—40 км. На севере залив ограничен зоной илов шириной около 6—8 км, покрытых мангровыми зарослями, тянущимися на многие десятки километров. К востоку от залива

расположены илистые низины, во время сильных западных ветров покрывающиеся морской водой. Ширина илистых низин 50 км, длина 20 км. Они сменяются полосой мангровых лесов шириной 12—15 км. Далее идет собственно ранн — типичный такыр, длиной около 120 км, шириной 65 км. Во время половодий р. Банас он покрывается пресной водой. Ранн совершенно плоский. С юга к нему примыкают слабо наклоненные предгорные аллювиальные равнины, за которыми следуют возвышенности Каттиавара.

Во время засух ранн безжизнен, и только изредка по нему пробегают стада диких ослов-онагров, питающихся сухой травой в зоне кустарников.

Интересны данные, указывающие на то, что в историческое время западная часть Большого ранна представляла собой лиман, даже залив, в который свободно входили корабли. В этот лиман впадал мощный восточный приток Инда. Сохранившиеся селения и их развалины, находящиеся на северной окраине Большого ранна, представляли собой морские порты.

Поверхность ранна Кача местами представляет собой такыр, а местами шор. Толщина соляной корки над черным вязким илом не превышает нескольких сантиметров, но иногда под илом обнаруживается слой соли мощностью 0.4—0.5 м.

Происхождение ранна Кача не вполне ясно и, вероятно, в различных частях его неодинаковое. Западная часть его тесно связана с дельтой Инда, восточная — с Индийской пустыней. Несомненно влияние моря,

временами покрывавшего большую часть, а может быть, и всю поверхность ранна.

В области ранна Кача наблюдается необыкновенно разнообразный комплекс современных и почти современных (верхнечетвертичных) отложений. На востоке, у устьев рек Луни и Баннас, развиты отложения плоских наземных дельт. Они постепенно переходят в отложения громадных шоров с характерной соляной коркой. Далее к западу шоры сменяются не менее большими такырами с алевритовым дном. Ближе к морю такыры временно затопляются морем, и отложения их приобретают смешанный, такыро-морской характер. Они сменяются отложениями эстуариев на севере и отложениями мелких илистых заливов на юге, песками и глинами с солоноватоводной и морской фауной.

В области ранна входят мощные мангровые заросли с характерными илисто-углистыми отложениями, а немного далее, в море,— береговые коралловые рифы.

Наконец, на севере отложения ранна переходят в мощную толщу отложений дельты Инда, а восточнее — в песчаные дюны пустыни Тар, среди которых располагаются небольшие горько-соленые озера.

Подножия возвышенностей Кача покрыты сплошным поясом аллювиальных отложений: красными пятнистыми песчанистыми глинами с линзами и полосами песков и гравийных конгломератов с наземной фауной; однако чаще эти отложения немые.

Если учесть, что временами, во время опусканий, весь ранн покрывался морем, то исключительное разнообразие одновременных осадков становится еще яснее.

Туркменские береговые такыры и шоры по размерам не уступают ранну Кача, отличаясь несколько большей обособленностью от моря и большим однообразием одновременных осадков.

На севере они ограничены нефтеносными возвышенностями: Боя-Дагом, Кум-Дагом, Небит-Дагом и Челекеном. Начинаются они громадным шором Келькор, совершенно непроходимым, расположенным в дельте Узбоя. За серией песчаных гряд, образовавшихся, вероятно, на погребенных под ними структурах, следует серия сухих и заболоченных русел Гяурли, за которыми располагается первый, сравнительно небольшой такыр; далее следует сухое русло Бенги (Косой арык), и к югу от него расположен так называемый Большой такыр. Этот такыр непрерывно протягивается до аула Бугдайли и далее до Гассан-Кули, продолжаясь в пределы Ирана. Общая длина его 180—200 км, ширина около 40—45 км.

С запада Большой такыр ограничен грядами песков, нередко барханных, и полосой бесчисленных солончаков. За ними расположено Каспийское море, обладающее здесь необыкновенно плоским песчаным дном и ничтожными глубинами.

На востоке Большой такыр ограничен песками или довольно резко сменяется наклоненной щебенисто-глинистой предгорной равниной, поднимающейся к восточным склонам Копет-Дага. К северу от Атрека на этой равнине сохранились следы широко разветвленной древней ирригационной системы с развалинами города Мессериан.

Обычно такыры имеют совершенно ровную, твердую, как асфальт, глинистую поверхность, покрытую неглубокими трещинами и многоугольниками усыхания.

В феврале и марте, во время снеготаяния и выпадения дождей, вся громадная поверхность такыров покрывается слоем воды, толщиной

обычно не превышающей 0.5—0.6 м. Вследствие того, что дно такыров илистое, они становятся почти непроходимыми.

При снеготаянии на Конет-Даге и во время сильных дождей вода переполняет временные русла и, выходя из берегов, тонким слоем растекается по предгорной равнине, образуя необычный водный поток шириной в несколько километров, а иногда и десятков километров, а глубиной всего в несколько сантиметров. Такой поток можно назвать плащевым.

Плащевые потоки, растекаясь по предгорной равнине, сливаются друг с другом, и фактически почти вся предгорная равнина омыается водой. При этом смываются все тонкозернистые глинистые и пылеватые частицы и сносятся в такыры. Вода, заполняющая такыры, всегда мутная, грязная, насыщенная взвешанным материалом. Вследствие этого годовой слой глинисто-алевритового осадка, образующийся после высыхания такыра, достигает мощности в несколько сантиметров, а иногда и в несколько десятков сантиметров.

Незначительная мощность столба воды служит причиной небольшой соленосности осадков. Шоры образуются только на таких площадях, где приток воды и ее испарение происходят в течение длительных периодов, часто в течение всего года.

Другим источником материала для осадков такыров, по наблюдениям В. Н. Кунина, служит песок, приносимый ветрами и бурями. Во время засухи, когда дно такыра становится твердым и гладким, песок проносится по его поверхности, не задерживаясь, и скапливается на барханах, ограничивающих такыр. Только у корневищ редких растений образуются небольшие песчаные линзочки, фиксирующиеся следующим полноводьем. Но когда ил на дне такыра еще влажный и липкий, то песок прилипает к нему, образуя прослой сравнительно небольшой мощности.

**Ачи - Сор, или Бектемир - Ишан**, может служить примером берегового такыра, образовавшегося на наших глазах. Г. С. Карелин (1883), впервые описавший его, еще в 1832 г. встретил довольно глубокий морской залив, вдававшийся в сушу, овальной формы, с крутыми известняковыми берегами; в него впадала соленая речка. Залив был отгорожен от моря песчаной отмелю длиной около 5 км. Сохранившийся еще пролив имел ширину около одного километра и глубину 2—2.5 м. Глубина в самом заливе достигала 6—8 м. Очень важно, что замеры, сделанные по линии пересечения залива, как это видно на карте Г. С. Карелина, дали почти одинаковые цифры, что указывает на плоское дно, такое же как у Кара-Богаз-Гола. Г. С. Карелин назвал залив Бектемир-Ишан.

На карте 1866—1867 гг. залив показан уже озером, полностью отделившимся от моря; оно ошибочно было названо Бектурли-Ишан.

Н. И. Андрусов (Андрусов и Шпиндер, 1930) сообщает, что М. В. Баярунас, посетивший залив в 20-х годах текущего столетия, нашел на его месте только большой плоский солончак и назвал его Ачи (рис. 126).

Таким образом, мы видим, что для образования берегового такыра из морского залива глубиной в 6—8 м требуется всего несколько десятков лет. Это любопытный пример крупнейших геологических изменений, совершающихся с большой скоростью.

Если соединение Кара-Богаз-Гола с морем будет естественно или искусственно прервано, то через несколько десятков лет и он превратится в береговой такыр.

Обычно считают, что основным фактором в образовании громадных почти плоских поверхностей служит обнажающееся дно моря, выровнен-

ное деятельностью волн. У берега моря образуются песчаные дюны, которые и служат подпором для дождевых вод и плащевых потоков. Оседающие илисто-алевритовые частицы постепенно выравнивают морское дно, создавая те поразительно ровные плоскости, которые мы сейчас видим. В настоящее же время основной причиной образования такыров является подпор весенних вод.

По устному сообщению А. В. Данова, так и следует представлять себе образование гигантских береговых такыров юго-западного Туркменистана, в районе Бугдайли. Последнее, хвалынское море, отступив, оставило выравненную поверхность. В последующую эпоху относительно стационарного положения уровня Каспия образовались береговые дюны и барханы. Подпирая весенние плащевые воды, они образовали гигантские, чрезвычайно мелкие пресноводные водоемы. Тончайшая муть, оседая на дно этих сезонных водоемов, выровняла неровности и создала те идеально плоские поверхности, которые сейчас так характерны для такыров.

### Сервия торфяная лагуна и береговое болото

**Общая характеристика.** Эта сервия является противоположностью сервии самосадочная лагуна и береговое озеро. Они образуются во взаимно исключающих климатических условиях. Для первой необходим влажный климат с обильными осадками и интенсивным поглощением или накоплением пресных вод; для второй — сухой климат с интенсивным испарением.

Соленость и температурные условия играют второстепенную роль. Правда, настоящие торфяники связаны с пресными или слабо солоноватыми водоемами, но в соленных лагунах тропиков они замещаются мангровыми зарослями. Типичные торфяные болота встречаются как в умеренной, так и тропической зонах, например во Флориде; нет их только в полярных областях, где они заменяются моховыми болотами.

**Современные примеры.** В пределах СССР типичные лагунные торфяники развиты в Калининградской области, по восточному берегу Курского залива (Куриш-Гафа). Они описаны в работе Пратье (Pratje, 1931). В лиманах и лагунах Черного, Азовского и Каспийского морей торфяники отсутствуют из-за сухости воздуха и сильного испарения. Здесь вместо них образуются лагуны и соленые озера.

Лагунное болото с соленой водой описано Дэвисом (Davis, 1910) и Шелером (Shaler, 1885, 1890), сводка данных о лагунном болоте приведена Грэбо (Grabau, 1932). Оно расположается на побережье Атлантического океана в штате Массачусетс, в районе острова Плум (Plum Island). Болото пересечено многочисленными руслами и протоками, по которым во время прилива простирается вода и затапливает всю его площадь (рис. 127). История его образования следующая. Плоский, мелкий, широкий залив с песчаным дном (слой *B*, рис. 128), песчаным барьером



Рис. 126. Солончак Ачи-Сор и впадина Кара-Гие. По С. Геллеру, 1939.

обособился от открытого моря. На его дне немедленно появились сплошные заросли морской травы *Zostera* и начал отлагаться черный вонючий ил, зараженный сероводородом, благодаря гниющим животным и растительным остаткам (слой *B*, рис. 128). Когда ил заполнил лагуну, морская трава уже не могла существовать и на ее месте немедленно появились тростник и осока. Местами на поверхности зостерового ила скоплялась морская ракушка.

Остатки тростника (*Spartina*) и осоки (*Carex*) начинают все в большем и большем количестве переполнять ил и, наконец, образуют довольно

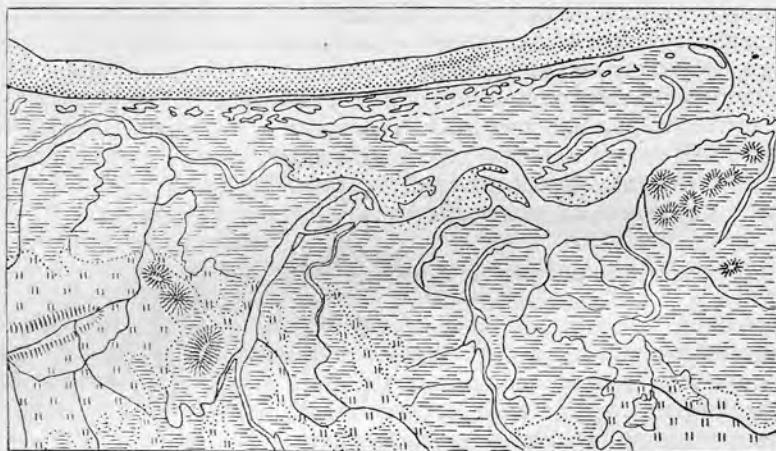


Рис. 127. Солоноватое морское болото Плум (Plum Island). За песчанным пляжем следует узкая пересыпь, отгораживающая от моря болото, пересеченное многочисленными реками и протоками. Из Грабау (Grabaau, 1932).

чистый торф (слой *G*, рис. 128). При медленном опускании береговой области слой такого торфа может быть значительной мощности, при стационарном же положении береговой области — он тонок.

Иногда фаза появления морской травы *Zostera* отсутствует, и на дне лагуны сразу появляются тростник и осока.

Береговые болота с пресной или слабо солоноватой водой распространены гораздо шире и нередко достигают очень больших размеров. Так, известные болота Эверглейдс (Everglades) во Флориде в длину простираются на 160 км и в ширину на 80 км. Начиная от оз. Окличоби, они тянутся непрерывной полосой и занимают южную часть Флориды; на западе они отделены от моря узкой полосой известняков, шириной 15—20 км; на востоке они переходят в степь и сосновые леса, на юге — сливаются с мангровыми зарослями на берегу моря. Общая площадь их около 7000 кв. км. Уровень болот от оз. Окличоби, расположенного на 6 м выше уровня моря, ближе к морю постепенно понижается. Болото на востоке ограничивается невысокой стенкой горизонтально лежащих четвертичных известняков Миами. Эти же известняки подстилают болотные отложения — углистые глины и торф, мощность которого достигает 1.5—3.5 м.

Болота Эверглейдс и штата Массачусетс показывают, что пласт торфа может залегать среди морских отложений и в непосредственной близости к ним. Налегание торфа на известняк в Эверглейдсе аналогично

тому, что мы наблюдаем в Подмосковном бассейне (рис. 129). Надо только учитывать, что угли отделяются от известняков тонкими прослойками красных глин — продуктами коры выветривания, указывающими на поднятие дна моря и образование углей в прибрежных и в пресноводных водоемах.

Болота такого типа как Эверглейдс и в штате Массачусетс редки, если не считать мангровых зарослей. Обычно торф образуется в береговых болотах, в непосредственной близости к морю; нередко он залегает на морских отложениях, но все же всегда его образование происходит в пресной воде. Болота Эверглейдс обладают пресной водой. Пресноводны и другие гигантские болота Атлантического побережья США. Наибольшим из них является болото Окиноки, расположенное в штате



Рис. 128. Схематический разрез солоноватого болота Плум, обособленного от моря песчаной пересыпью (баром). Из Грэбо (Grabau, 1932).

A — коренные породы; B — песок с галькой; C — травянистый торф; D — современное болото.

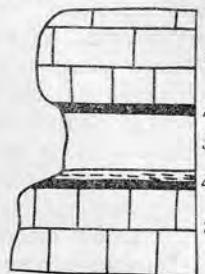


Рис. 129. Пласт угля среди известняков, Подмосковный бассейн.

1 — известняк; 2 — слой выветривания; 3 — пласт угля.

Южная Джорджия, в 75 км от моря, на высоте 35 м; слой торфа имеет толщину 3 м и изобилует пнями болотного кипариса.

Болото Дисмоль Свамп, расположенное на границе штатов Южная Джорджия и Южная Каролина, выше уровня моря местами всего на 1.5 м. Это болото обладает торфяным слоем мощностью до 6.0 м, лежащим на плиоценовых песках. Площадь его составляет 5600 кв. км. Крупные торфяные болота с зарослями болотного кипариса многочисленны в северной Флориде и в дельте р. Миссисипи. В некоторых из них мощность торфа достигает 45 м. Торф местами очень чистый, содержащий всего 3.35% золы.

Примером залежей торфа, связанных с прибрежными болотами, расположавшимися в непосредственной близости к морю, могут служить обширные залежи торфа во Флориде, описанные Дэвисом (Davis, 1946). Они распространены на площади 3500 кв. миль и имеют запасы, составляющие одну треть всех запасов Соединенных Штатов Америки. Подавляющая часть торфа связана с болотами Эверглейдс; значительно меньшая часть — с береговыми мангровыми зарослями и солеными болотами и приблизительно такая же часть — с внутренними пресными озерами и болотами.

В образовании описываемых торфяных болот определяющую роль играли колебания уровня моря в ледниковую и послеледниковую эпохи.

### Сервия сапропелевые лагуны и береговое озеро

Возможности концентрации сапропеля и соответственно образования битумов в лагунах, лиманах и береговых озерах такие же и даже боль-

шие, чем в континентальных озерах. В то же время сапропелевые континентальные озера хорошо изучены и известны в большом количестве, а о сапропелевых лагунах и береговых озерах данных очень мало.

Изучение нефтеносных толщ показало, что большинство из них связано с лагунными областями. Это подтверждается и обычной ассоциацией битумов и солей. Таким образом, к числу ранее отмечавшихся серий и фаций, широко развитых в прошлом и неизвестных в настоящем, мы должны прибавить сапропелевые лагуны и береговые озера.

В крупных нефтяных районах, например в Бакинском, отложения содержат колоссальное количество органического вещества. Концентрация громадных количеств органики могла происходить только в крупных водоемах, располагавшихся у морского берега и занимавших большие площади. В настоящее время, как уже было сказано, такие водоемы неизвестны. Однако весьма вероятно, что они существуют и мы не можем только установить формы концентрации органических веществ и пути образования из них битумов.

Еще более вероятно, что для образования нефти из каких-либо отложений отнюдь не обязательно, чтобы они были чистым сапропелем. Несомненно, что нефтепроизводящими являются толщи с невысоким средним содержанием органического вещества, но в них, благодаря их мощности и большой площади распространения, общее количество его громадно.

Примеры таких толщ известны как для современной эпохи, так и для прошлого.

Многочисленными исследователями, в том числе Потонье (1920), неоднократно указывалось, что лагуны, лиманы и другие прибрежные бассейны, имеющие хотя бы временное сообщение с морем, представляют собой районы интенсивного накопления сапропелевого вещества. Это вещество, в основном, состоит из планктона, но к нему в большом количестве примешиваются бентос и нектон, а также водоросли и морская трава. Планктон состоит не только из тех форм, которые живут в лагунах, но и из тех, которые непрерывно и в значительных массах засасываются в лагуны поверхностными течениями. Все это вызывает образование черного, коричневатого или зеленоватого ила, обогащенного органическим веществом и часто зараженного сероводородом.

Очень важно отметить, что органическое вещество в отложениях лагун сложного состава; кроме планктона, в него входят остатки высших наземных и водных растений и многочисленных донных и плавающих животных. Такой смешанный состав характерен и для многих горючих сланцев. Своеобразны карбонатные илы, обогащенные органическим веществом.

#### Примеры современных лагун, отложения которых обогащены органическим веществом

Курский залив (Куриш-Гаф) обладает значительными площадями ила, обогащенного органическим веществом сложного состава, носящего название «гумус». Кроме планктона, в него входят составные части торфа. Содержание гумуса достигает 15—25%; обычно — 5—10%. Он состоит главным образом из растительного вещества.

Черноморские лиманы — Днепровский, Бугский и Березанский с солоноватой и пресной водой на значительных площадях обладают дном, покрытым зеленым жидким илом, обогащенным органическим веществом и пахнущим сероводородом. Дно обособленных от моря горько-

соленых лиманов, например Хаджибейского и Куяльницкого у Одессы, покрыто черным вонючим илом, обогащенным растительными остатками и бесчисленными трупами низших раков (*Artemia*). Мощность ила достигает 17 м. Он отличается, помимо обогащения органическим веществом, высокой соленостью. В Куяльницком лимане содержание органического вещества достигает 6%.

**К а р а - Б о г а з - Г о л** представляет исключительный интерес. В этом громадном бассейне одновременно накапливаются громадные массы различных солей и органического вещества, преимущественно планктона. Высшие растения полностью отсутствуют как на берегах этого залива вследствие их пустынности, так и на дне его из-за повышенной солености воды. Зато планктон достигает необыкновенно большого развития: жаброногие микроскопические раки *Artemia salina* встречаются в таких количествах, что первыми экспедициями их скопления принимались за песчаные отмели. Изобилуют одноклеточные красноватые водоросли. Кроме того, большие количества планктона и следующих за ним рыб засасываются течением, направленным из Каспия в залив. В горько-соленой воде залива они немедленно гибнут. В связи с этим ил настолько обогащается органическим веществом и сероводородом, что местами на берегу трудно дышать. Ил обладает хорошо развитой тонкой слоистостью и в ископаемом виде имеет вид темных битуминозных рыбных сланцев.

Очень важно отметить совместное накопление громадного количества солей и органического вещества типа сапропеля на дне одного и того же бассейна. Это накопление происходит, новидимому, разновременно и в различных участках, но тем не менее факт совместного накопления солей и материнской породы нефти на больших площадях остается несомненным. Этим фактом можно объяснить нередко отмечавшуюся битуминозность солей, например каменной соли Шумковского месторождения на западном склоне Среднего Урала, которая настолько пахнет керосином, что даже считалась негодной для добычи. Возможно, что нефть, сопровождающая многие соляные купола, отлагалась совместно с солью, в одном бассейне.

**Лагуны Лионского залива.** По западному побережью Лионского залива расположены лагуны значительных размеров, отделенные от моря узкими песчаными насыпями. Они носят местное название «этанг» и описаны выше. Большая часть дна их покрыта темносерым и серым, нередко коричневатым и зеленоватым илом. Фауна и флора очень богаты, но однообразны. Поверхностные течения, направленные из моря в лагуны, засасывают большое количество планктона. Лагуны изобилуют и собственным планктоном. Все это вызывает концентрацию исключительно большого количества микроорганизмов. Они служат пищей для громадного количества рыб, скелеты которых переполняют лагунные глины, в будущем — рыбные сланцы. В лагунах широко развиты заросли морской травы и водорослей.

Следует отметить, что имеющие ограниченное распространение песчаные фации лагун и лиманов содержат небольшие количества органического вещества и нередко совершенно лишены его.

**Лагуна Пэмлико** (Pamlico sound) расположена в южной части Атлантического побережья Северной Америки, у мыса Гаттерас. Длина лагуны 180 км и ширина — 60—90 км, состоит она из серии широких плоских впадин с максимальной глубиной в 7 м, разделенных песчаными гребнями. Песчаная узкая пересыпь отделяет лагуну от океана;

со стороны суши она ограничена обширными болотами типа болота Дисмол Свампс. Вода в лагуне солоноватая или почти пресная. Отложения впадин состоят из глинистого ила с частицами размером в среднем 3.2 микрона. Песчаные гребни состоят из средне- и грубозернистого песка. Ил впадин и устьевых желобов рек, впадающих в лагуну, обогащен органическим веществом, содержание которого достигает 4.2—5.3%; ближе к пересыпи содержание его падает до 2.8%, а в песках гребней и подножия пересыпи оно составляет всего лишь 0.3—0.4%. На дне северной части лагуны так же, как и в примыкающих болотах, отлагается торф.

Лагуна-озеро Маракаибо и Венецуэльский залив служат примерами тропических солоноватоводных бассейнов. Озеро-лагуна Маракаибо длиной около 150 км и шириной 90 км имеет в большей части одинаковую глубину — около 30 м. Длина Венецуэльского залива 360 км, ширина 18 км, глубина его увеличивается к океану, но не превышает 70 м. Вследствие сильных течений и больших волн содержание органического вещества в этом заливе низкое, не превышающее 2.25%.

В проливе, соединяющем море с озером Маракаибо, и по берегам озера, в зоне песков, содержание органического вещества низкое — 1.5%, обычно меньше 1%. В средней же части озера оно быстро повышается и колеблется от 5.2 до 6.6%, а местами доходит до 7.7%.

Вблизи Венецуэльского залива располагается небольшая горько-соленая лагуна Гваранао, ее длина 4 км. На дне, под коркой соли толщиной 5 см, залегает черный вонючий студневидный ил толщиной 10 см. Содержание органического вещества в нем составляет всего 2.2%. Цвет ила черный; это обусловлено не органическим веществом, а сернистым железом.

Интересна также небольшая лагуна Синамаика длиной и шириной 3 км и глубиной около 1.0 м. Ее берега сплошь заросли мангровыми лесами, а дно покрыто черным вонючим илом. Казалось бы, ил должен обладать повышенным содержанием органического вещества, но на самом деле его содержит всего 3.8%, несмотря на примесь торфяного дегрита. Этот факт заставляет пересмотреть мнение о том, что мангровые леса могут быть благоприятными для образования горючих сланцев.

Горько-соленые лагуны южного побережья Мексиканского залива, описанные Траском (Trask, 1932), представляют собой обширные мелководные бассейны. Некоторые из них соединены с морем и обладают почти нормальной соленостью, другие — более обособлены и имеют горько-соленую воду. Длина и ширина их измеряются десятками километров, глубина — немногими метрами. Береговые пески содержат всего 0.3—0.5% органического вещества, а илы, заполняющие центральные части водоемов, — 1.5—2%. Это содержание является средним и даже пониженным, но тем не менее оно показывает на возможность совместного накопления солей и органического вещества. Соответственно нефтеносность некоторых соляных массивов может быть первичной.

#### Примеры терригенных отложений лагун прошлого, обогащенных органическим веществом

Сравнительно редко они представляют собой горючие сланцы или углеподобные породы. Чаще эти породы содержат 5—10% органического вещества и имеют вид сланцев — битуминозных или просто глинистых

с битуминозным запахом. Однако благодаря их большой мощности и значительной площади распространения общие запасы органического вещества громадны, и оно может служить исходным материалом для образования крупных нефтяных месторождений. Совершенно очевидно, что крупнейшие нефтяные залежи образовались из битуминозных пород с невысоким содержанием органических веществ.

Кавказские третичные рыбные сланцы широко распространены по всему Кавказу и встречаются в самых различных горизонтах, начиная с эоцена и кончая плиоценом. В качестве примера можно привести байгушкаинскую и бюргутскую свиты верхнего миоцена Кабристана, по данным В. В. Вебера (1939). Байгушкаинская свита сложена характерными «слоистыми глинами, от зеленоватого или пепельно-серого до бурого цвета, чередующимися с светлосерыми, при выветривании почти белыми и легкими, листоватыми, обычно диатомовыми и с обильными рыбными остатками глинистыми сланцами». Встречаются прослои доломитовых мергелей и доломитов. По простирианию свита сменяется песчаниками. В глинах встречены раковины *Spirorbis*, иногда заполненные нефтью. Местами нефтью пропитаны и рыбные сланцы. Мощность свиты изменчива, в области преобладания глины она составляет 25—140 м; на юге, в песчаной фации — 145—200 м.

Бюргутская свита образует верх миоцена и отличается тем, что в ней снова получают развитие пепельно-бурые или светлосерые глинистые сланцы, местами с диатомовой флорой и обильными рыбными остатками, в низах — иногда битуминозные и тогда более темного, до черно-бурового цвета. Они залегают в виде мощных пачек или отдельных прослоев в толще бурых или зеленовато-серых глин, то слоистых или сланцеватых, связанных тесными переходами со сланцами, то неслоистых и песчаных. В виде частых прослоев встречаются охристо-желтые и серые плитняковые доломитовые мергели и белые вулканические пеплы. В основании этой свиты во многих случаях прослеживается непостоянный по простирианию пласт мощного (до 40 м) брекчевидного доломита. По простирианию к северо-западу материал становится более грубозернистым и появляются мощные пласти оолитового или дегритусового известняка с богатой солоноватоводной фауной, нижнемэотического облика. И. М. Губкин обе свиты относил к «диатомовым рыбным сланцевым глинам».

В составе бюргутской свиты получают широкое развитие прослои и пачки горючих сланцев. От выветривания они рассланцовываются на тонкие листочки, легко загорающиеся от спички и издающие при этом легкий битуминозный запах. Одни разности не дают вытяжки, и их можно назвать пиробитуминозными, другие — дают густую вытяжку. У кишл. Ала обнажается пачка горючих сланцев мощностью 8 м. Они темнобурые и дают густую вытяжку, а местами имеют блестящий черный цвет и напоминают гагат. На выходах сланцы иногда закиркованы, и из них высачивается нефть. Доломитовые прослои, особенно базальный брекчевидный доломит, нередко пропитаны нефтью, которая выполняет пустоты и каверны. Мощность таких нефтеносных доломитов колеблется от 1—2 до 5—6 м и более. На выходах они нередко закиркованы и сопровождаются высачиваниями густой нефти.

Условия образования миоценовых горючих сланцев Кабристана тождественны с условиями образования майкопских горючих сланцев.

Майкопские битуминозные рыбные сланцы описаны в содержательной монографии А. А. Али-Заде (1945) и в интересной работе И. А. Шамрая (1939). По своей литологии эти сланцы очень близки

к кабристанским, отличаясь лишь меньшей битуминозностью, вследствие чего их называют глинами и глинистыми сланцами. Однако они содержат повышенное количество органического вещества (до 6% углерода) и издают битуминозный запах.

А. Д. Архангельский (1927), а после него и другие исследователи, преимущественно его ученики, считали майкопские листоватые рыбные сланцы глубоководными отложениями, аналогичными современным глубоководным отложениям Черного моря, зараженным сероводородом и обогащенным органическим веществом.

Уже в момент появления этой теории многие геологи резко выступали против нее, приводя примеры нахождения волноприбойных знаков, трещин усыхания, прослоев галечника и других признаков прибрежного и даже наземного образования. Таких фактов с каждым годом становилось все больше и больше, и сейчас можно с полной уверенностью утверждать, что майкопская свита представляет собой очень сложный комплекс различных отложений, в основном лагунных, наземных и прибрежно-морских. Тонкозернистые листоватые битуминозные ярозитовые глины и сланцы являются отложениями центральных частей обширных лагун, тянувшихся друг за другом вдоль берега суши на сотни и тысячи километров, подобно тому, как это сейчас происходит вдоль восточного и южного берегов Северной Америки.

Сильная битуминозность указывает на повышенную концентрацию planktona, которая вызывает высокую концентрацию рыб и хищных китообразных, питавшихся этими рыбами. Высокая концентрация рыб и массовое их захоронение служат отличительными признаками лагун. В условиях больших глубин такое массовое захоронение рыб и сопровождающих их животных возможно только в областях, зараженных сероводородом. В открытом море нет таких областей, ни с малыми, ни тем более с большими глубинами, где бы происходила такая массовая гибель рыб, сопровождающаяся захоронением их в полной сохранности. Волны и течения разнесли бы трупы на громадные расстояния, а бесчисленные хищники и трупоеды не допустили бы такой сохранности. Еще менее вероятно повторение такой гибели и захоронение десятками и сотнями раз и в морских бассейнах самого различного возраста. Наконец, для открытого моря не объяснимо одновременное захоронение рыб, живших в самых различных условиях, например легко подвижных сельдей, относящихся к нектону, своеобразных амфицил, тесно связанных с planktonом и почти неспособных к самостоятельному передвижению, и, наконец, сравнительно глубоководных светящихся форм. Быть захороненными в одном месте и в полной сохранности они могут только в лагуне, куда их одинаково засасывало морскими течениями.

Захоронение рыб в современных отложениях описано в работе Давида (David, 1947). Он указывает, что большое количество костей и чешуй рыб встречено на различных глубинах, вплоть до 758 м — наибольшей глубины, с которой брались образцы. Состав рыб резко меняется в зависимости от глубины; на 758 метрах встречены остатки только глубоководных рыб; смешение остатков глубоководных и мелководных рыб не наблюдается и, повидимому, характерно для лагун. Во всяком случае, обильные остатки рыб встречаются на самых различных глубинах.

Только в опресненной лагуне могли отлагаться майкопские рыбные глины Баталпашинского района, со слоистыми сидеритами, углистыми прослойками, крупными рыбами и пресноводными *Corbicula* и *Hydrobia*.

Такого типа пресноводная фауна встречается в отложениях и других районов.

Нижнемайкопские тонкослоистые коричневатые глины Тбилисского района с фауной, состоящей из *Corbula*, *Cardium*, *Melanopsis* и *Congeria*, с прослойками угля и частыми прослоями средне- и грубозернистых песчаников с мелкой кремневой галькой отлагались в солоноватоводных лагунах, а не в глубоком море. Такого типа солоноватоводная фауна была встречена также в отложениях и других районов Кавказа.

Наоборот, многочисленные прослои доломитов и доломитовых мергелей, неоднократно отмечавшиеся в рыбных сланцах, например в Талгинском районе, указывают на отложение в лагуне с повышенной соленостью. В отложениях глубокого моря такие доломитовые прослои отсутствуют, так как отсутствуют условия, необходимые для их образования.

В еще более соленой лагуне отлагались глины горизонта рики Грозненского района. Это — темные, шоколадные, тонкослоистые, очень плотные глины, при высыхании превращающиеся в бумажные сланцы. На выходах они покрыты налетом ярозита, и в них наблюдается много кристаллов гипса. Воды, вытекающие из этой толщи, имеют железистый, горько-соленый вкус. Глины битуминозные и содержат до 6% углерода. Прослои песчаника редки; много пирита. Гипсоносность и, особенно, соленосность могут возникнуть только при отложении в горько-соленой лагуне. Пирит же одинаково распространен и на больших глубинах, и в лагунах.

Все эти примеры показывают, что майкопские и миоценовые рыбные глины и сланцы отлагались в обширных лагунах с различной степенью солености — от опресненных до горько-соленых.

В Кабристане, по данным В. В. Вебера (1939), подобные битуминозные и горючие сланцы развиты не только в миоцене и майкопе, но и в канунской и сумгaitской свитах. Общая мощность этих отложений достигает 2500—3000 м; образование их повторяется многие десятки раз на протяжении весьма длительного отрезка времени — в течение всего палеогена и почти всего неогена. Подобная повторяемость лагунных условий представляет исключительно интересное явление, и это вполне понятно, так как с ним связана большая нефтеносность и многократно повторяющиеся нефтеносные горизонты.

Палеогеография майкопской эпохи для северо-западного Кавказа наиболее детально изучена И. А. Шамраем (1939). Основываясь на составе минералов, входящих в состав майкопской свиты, он приходит к заключению, что область разрушения располагалась к северу от Кавказа и представляла собой, в основном, низменную сушу, по которой протекала река типа современной Кубани. И. А. Шамрай детально изучил дельту современной Кубани и отметил большое сходство ее отложений с отложениями майкопской свиты. С наиболее крупными протоками на поверхности дельты и с песчаными пересыпями, ее ограничивающими, он связывает рукавообразные залежи нефтеносных песков и скопления гальки, характерные для Майкопской нефтяной площади.

Участие дельтовых отложений в образовании Майкопской свиты весьма вероятно, но вряд ли они были широко распространены. На это указывает сравнительно небольшой процент песков в общей массе осадков свиты. Существование континента на севере несомненно, если относить майкопскую свиту к самым верхам олигоцена и низам миоцена. Разрезы третичных отложений Украины (Донецкий бассейн), Нижнего

Поволжья (Мангышлак) и Туркменистана показывают, что в результате эпейрогенических движений в конце олигоцена в этих областях морской режим сменился континентальным. К северу от Кавказа образовалась обширная, плоская низменная равнина с сильно расчлененной береговой линией, вдоль которой и располагались описанные выше лагуны и заливы.

Что представляла собой осевая часть Кавказского хребта, сказать трудно. Скорее всего на ее месте возвышалась цепь невысоких возвышенностей, частично прибрежных, частично расположавшихся среди лагун и заливов на поверхности равнины. На это указывают верхнеолигоценовые отложения Южного Кавказа и Закавказья, нередко лагунные и наземные, очень близкие к одновременным отложениям Северного Кавказа.

Карбонатные илы, обогащенные органическим веществом, отлагаются на отмелях Багамских островов и во Флоридском заливе.

Траск (Trask, 1932) приводит данные о содержании органического вещества в карбонатных отложениях юга Флориды и Вест-Индских островов. Глубоководный глобигериновый ил, ракушняки и коралловые рифы содержат мало органического вещества, обычно десятые доли процента. Это вполне понятно, так как ракушняки и коралловые рифы образуются при сильных движениях воды, уносящих остатки микроскопических животных и растений. Этот факт является указателем обязательности вторичного нахождения нефти в ракушняках и в теле рифовых массивов, например в Ишимбаевском районе.

С другой стороны, тонкозернистые илистые отложения лагун и защищенных от прибоя отмелей отличаются высоким содержанием органического вещества. Траск (Trask, 1932) детально описывает такие отложения в Флоридском заливе. Они образуются на глубинах 3—7 м и характеризуются содержанием  $\text{CaCO}_3$  от 50 до 78% и органического вещества — от 5 до 12%. На отмелях Багамских островов отлагаются тонкозернистые илы с содержанием  $\text{CaCO}_3$  до 85—88% и органического вещества до 5—8%.

Флоридский залив располагается в южной оконечности полуострова Флориды, между ним и длинной цепью узких коралловых островов («keys»), отходящих от него к западу и ограничивающих с севера глубокое море — область Гольфстрима. Глубины его ничтожны, и дно покрыто известковым вонючим илом. Соленость воды вблизи устьев впадающих в залив рек нормальная или пониженнaя. По мнению Траска (1932), органическое вещество в илу происходит, в основном, за счет скопления остатков водорослей и морской травы и принесенной реками растительной трухи; планктон в образовании органического вещества играет подчиненную роль.

На отмелях Багамских островов, наоборот, основным материалом для образования органического вещества служит планктон; растительный детрит сюда почти не приносится.

Примеры сапропелевых карбонатных лагун прошлого многочисленны и разнообразны. Мы остановимся только на двух из них, в которых органическое вещество представлено нефтью, а известковый ил отличается высоким содержанием  $\text{MgCO}_3$  и превращен в доломиты и доломитизированные известняки.

Нефтеносные доломиты и известняки палеогена Ферганской долины. В. Б. Татарский (1939) указывал, что из шести нефтеносных горизонтов Ферганских месторождений, четыре

нижних связаны с доломитами. Имевшиеся ранее в литературе указания на то, что нефть залегает в прослоях песка среди карбонатов, оказались ошибочными. Кристаллы доломита принимались за зерна кварца, в связи с чем рыхлые доломиты считались песками. По его мнению, нефтеносная толща оказывается сложенной в основном доломитом. Доломит тонко- и мелкозернистый, обычно равномерно и мелкопористый, с пористостью, доходящей до 30—35 %, иногда плотный, почти без пор. Очень важно, что пористость в распределении нефти играет вторичную роль. Нередки пористые доломиты без нефти и, наоборот, плотные доломиты сильно битуминозны, причем битум как бы зажат между плотно прилегающими друг к другу зернами карбоната.

Как правило, битум распределяется тонкими слоями; тонкие прослой светлых не битуминозных карбонатов чередуются с темными прослойами, обогащенными битумами; при этом плотность тех и других одинакова. Изучение оолитового доломита показало, что битумы залегают в оолитовых зернах, располагаясь в них концентрическими слоями, чередующимися со слоями, лишенными битумов. В. Б. Татарский (1939) делает совершенно правильный вывод о том, что такие формы залегания могут возникать только при одновременном отложении карбонатов и битумов.

Содержание битумов в доломитах высокое. По анализам О. А. Радченко, битуминозность достигает 5.0—5.2 %, причем эта цифра не максимальная, а полученная для обычных образцов из керна. Битуминозность имеет региональный характер.

Все это отчетливо показывает, что битуминозные и нефтеносные доломиты и доломитизированные известняки, отнюдь не обязательно пористые, представляют собой типичную нефтепроизводящую породу. В. Б. Татарский (1939) убедительно доказывает, что нефть в них первичная и что теория В. Б. Порфириева о происхождении этой нефти из юрских углей не может считаться доказанной.

Доломитовые нефтеносные толщи нередко имеют выдержаные прослой ангидрита или ангидрита с включениями карбонатов. Интересно, что эти ангидриты также битуминозны, но битуминозность в них содержится всего в долях процента. Битуминозные ангидриты важны для характеристики условий образования доломитов и как показатель того, что накопление планктона и солей, выпадающих в виде химического осадка, может происходить совместно.

Рассматривая условия образования нефтеносных доломитов, В. Б. Татарский (1939) приходит к выводу о том, что они отлагались в замкнутых или полузамкнутых бассейнах типа лагун или обособленных заливов и проливов. Эти бассейны обладали небольшой глубиной, повышенной соленостью, интенсивно прогревались солнцем и резко охлаждались ночью. Нередко они полностью замыкались и превращались в горько-соленые водоемы, на дне которых отлагались ангидриты, чистые или в смеси с карбонатами. Затем снова сообщение с морем восстанавливалось, и возобновлялось отложение обогащенных планктоном доломитов.

Нефтеносные доломиты силурийского и ордовицкого возраста Северной Америки. Интересные взаимоотношения нефтеносных доломитов ордовика — свиты Арбокл (Arbuckle) и битуминозных сланцев нижнетурнейского возраста — свиты Чаттануга (Chattanooga) в Канзасе описаны Эбернати (Abernathy, 1941). Нефтеносная зона мощностью от 15 до 75 см залегает в верхней части свиты Арбокл; она сложена мягкими, пористыми и кавернозными доломитами. На некоторых участках они также покрыты доломитами, но

плотными, сильно окремнелыми, фактически непроницаемыми. Выше лежат черные битуминозные сланцы свиты Чаттануга, покрывающиеся сланцами и известняками Киндерхукского яруса (нижнее турне). Там, где развиты покровные непроницаемые доломиты, сланцы Чаттануга лишены каких бы то ни было признаков нефтеносности, и вся нефть сосредоточена только в ордовических доломитах. Там же, где покровные доломиты отсутствуют, нефть содержит и доломиты Арбокл, и сланцы Чаттануга. Неоднократная повторяемость таких взаимоотношений делает несомненным тот факт, что нефть находится в первичном залегании в ордовических доломитах и из них попадает в битуминозные сланцы нижнего турне, а не наоборот, как это считали раньше.

Еще более интересные данные о нефтеносности и газоносности силурийских и ордовических доломитов и известняков в штатах Онтарио, Канада, по северному берегу оз. Эри приведены в работе Ролиффа (Röllif, 1949). Здесь нижний девон, силур и ордовик представлены карбонатной толщей, мощностью около 1000 м, в которой встречены свиты соленосных пород и глинистых сланцев. Нефтеносные промышленные горизонты встречены в нижнем девоне и силуре; непромышленные, кроме того, в нижнем девоне и ордовике. Помимо этого в силуре встречен газоносный горизонт с мощным притоком и семь горизонтов в силуре и ордовике со слабым притоком газа.

Все отложения лежат почти горизонтально на кристаллическом фундаменте. Основные антиклинальные структуры представлены структурами облекания рифовых массивов силурийского возраста. С этими структурами и связаны главнейшие нефтяные и газовые площади.

Важнейший газовый и нефтяной пласты представлены пористыми доломитами, залегающими в нижней части соленосной свиты верхов силура и в верхней части доломитовой толщи середины силура — свите Гвелф-Локпорт (Guelph-Lockport).

Нефть и газ в доломитах первичные, и накопление органического вещества происходило совместно с осаждением доломитов в замкнутых прибрежных мелководных бассейнах, нередко в лагунах.

Данные по месторождениям этого типа важны в связи с тем, что они указывают на возможную первичную нефтеносность и газоносность доломитово-известняковых толщ силура и ордовика, которые развиты у нас на Сибирской платформе и в Прибалтике. Нефть в доломитах будет первичной и не связанный с битуминозными сланцами.

### Сервия феррисиаллитовые лагуна и береговое озеро

В феррисиаллитовых лагунах и береговых озерах происходит концентрация окислов железа, кремнезема и глинозема; обычно к ним присоединяется окись титана в количестве нескольких процентов. Если преобладают окислы железа, то образуются железные руды; при преобладании кремнезема — каолин, глинозема — бокситы. Кроме этих трех типов осадков, образуются их смеси, в самых различных взаимоотношениях. Обычно эти смеси не имеют промышленного значения, но есть и исключения, например флинктейл представляет собой весьма ценную огнеупорную породу, состоящую на 40—45% из кремнезема, 40—45% глинозема и не более 5—7% окислов железа.

Условия образования феррисиаллитов, независимо от их состояния, одинаковы; все они образуются в мелководных, прибрежных, застойных бассейнах с ничтожным приносом песчано-глинистого материала. На дне

этих бассейнов отлагается тончайший ил весьма своеобразного состава, нередко зараженный сероводородом.

На берегах современных морей такие бассейны и вообще илы феррисиаллитового состава неизвестны. Скорее всего, это объясняется недостаточной тщательностью поисков, чем действительным их отсутствием.

При поисках феррисиаллитовых водоемов надо иметь в виду, что они очень часто тесно связаны и располагаются совместно в бассейнах накопления углей (торфа) и никогда не встречаются вместе с горько-солеными бассейнами. Бокситоносные толщи часто бывают углистыми, но никогда не бывают соленосными или гипсоносными.

Соответственно феррисиаллитовые водоемы должны располагаться в областях с влажным климатом, обильными дождями, богатой растительностью. Реки должны отсутствовать, и питание водоемов должно происходить, в основном, за счет надводных и подводных источников. В ряде случаев несомнена их связь с морем и наличие в них воды солоноватой, реже нормальной солености.

Эти водоемы почти всегда образуются в начале ингрессии моря на область сложенную известняками с неровным рельефом и уже выработанными впадинами.

Размеры водоемов чаще сравнительно небольшие, но известны случаи, когда они достигают длины 60—80 км. Глубина их неизвестна, но скорее всего незначительная. Ширина немного меньше длины.

Эти водоемы представляли собой или полузакрытые заливы, или лагуны, или обособленные проливы, открытые с обоих концов, или, наконец, береговые озера.

Феррисиаллитовые лагуны и береговые озера прошлого встречаются сравнительно редко, но во все периоды, начиная от среднего кембрия и кончая палеогеном. Вследствие того, что эти лагуны и озера располагались вблизи моря, их отложения теснейшим образом связаны с морскими осадками; это служит их важнейшим признаком.

Отложения представлены небольшой пачкой, мощностью от нескольких метров до немногих десятков метров, правильно слоистых, преимущественно тонкозернистых песчано-глинистых пород, иногда с прослойками карбонатов. В зависимости от того, какое полезное ископаемое залегает среди них, они носят название бокситоносных, железоносных или флинт-клевые толщ.

Литература значительна. Можно привести работы А. Д. Архангельского (1937), Е. П. Молдаванцева (1934), Д. В. Наливкина (1942).

Лагунно-морские феррисиаллиты залегают среди морских толщ, главным образом известняковых, но сами феррисиаллиты и содержащие их породы сравнительно редко представляют отложения морских бассейнов с нормальной соленостью, содержащие типичную морскую фауну. Чаще всего это отложения обособленных, замкнутых и полузамкнутых бассейнов, с пониженной соленостью, типа лагун, обособленных заливов и полузамкнутых проливов. Иногда феррисиаллиты отлагаются в пресных озерах и болотах, расположенных вблизи берега моря, например в некоторых французских месторождениях.

Лагунно-морские феррисиаллиты представлены бокситами, бокситовыми породами, оgneупорными глинами (флинт克莱ем) и каолиновыми глинами. Местами встречаются бобовые и оолитовые железные руды, например в Пашийском бассейне, на западном склоне Среднего Урала. Чаще же железные руды отсутствуют.

Бокситы состоят главным образом из диастора и бёмита, поскольку содержащие их толщи всегда складчатые и метаморфизованные. В них почти всегда развита бобовая или оолитовая структура, реже она незаметна, тогда бокситы становятся яшмовидными и приобретают раковистый излом. Окраска их самая разнообразная, но преобладают красные цвета, от темнокрасного до розового и зеленовато-серые, в зависимости от наличия окиси или закиси железа. Зеленовато-серые разности очень часто содержат пирит, иногда в значительных количествах.

Зеленовато-серые (пестроцветные) бокситы почти всегда правильно и тонкослоисты, содержат обедненную морскую фауну табулят, гастропод, пелеципод и реже брахиопод. В красных бокситах слоистость, как правило, отсутствует и фауна встречается только в единичных случаях. Это, повидимому, можно объяснить тем, что красные бокситы представляют собой вторичные изменения зеленовато-серых бокситов; обратный процесс — переход красных бокситов в зеленовато-серые — невозможен, так как получить из несложной породы без фауны сложную породу с фауной нельзя.

В большинстве случаев в основании разрезов залегают красные бокситы, на них — зеленовато-серые, постепенно переходящие в темные глинистые или битуминозные сланцы небольшой мощности и еще выше — в темные слоистые известняки большой мощности. Такая последовательность преобладает, но не обязательна. Известны разрезы, в которых красные бокситы залегают среди зеленовато-серых или полностью отсутствуют. В других разрезах зеленовато-серые бокситы сокращаются в мощности до полного исчезновения. Значительно изменяются и вышележащие темные сланцы и слоистые известняки. Мощность последних нередко измеряется сотнями метров, но местами они почти нацело замещаются одновозрастными светлыми массивными рифовыми известняками.

Длина бокситовых залежей достигает многих километров, ширина — нескольких километров. Мощность колеблется от 1.0—1.5 до 6—8 м, в углублениях ложа она достигает 18—24 м.

Верхняя поверхность залежи горизонтальная, ровная; нижняя — крайне неровная, зависящая от рельефа подстилающих массивных рифовых известняков. В редких случаях, когда подстилающими являются темные слоистые с горизонтальной поверхностью известняки, тогда и нижняя поверхность залежи тоже ровная, горизонтальная.

Поверхность подстилающих массивных светлых рифовых известняков всегда более или менее сильно разрушена, покрыта разной величины обломками пород и пронизана многочисленными щелями, трещинами, углублениями и ходами. Бокситы, отлагаясь на этой поверхности, облекают обломки и заполняют все трещины, щели, углубления и ходы. При этом образуется своеобразная порода, называемая бокситовой брекчий. Она состоит из обломков и участков светлых известняков, заключенных среди темнокрасных бокситов. Мощность брекчии небольшая, в несколько метров; только в редких случаях по трещинам и ходам боксит проникает вглубь известняков на десятки метров, например в Нижнесергиевском месторождении на западном склоне Среднего Урала.

Бокситовая залежь постепенно переходит в вышележащие сланцы и темные известняки и неразрывно с ними связана. Наоборот, от подстилающих известняков она отделена крайне резкой границей, нередко соответствующей более или менее значительному перерыву. Длительность таких перерывов различна. Иногда она соответствует целому отдельному системе, например в Североуральском бокситоносном бассейне, где эй-

фельские бокситы лежат на лудлоуских известняках. Чаще перерывы значительно короче и иногда, повидимому, полностью отсутствуют, например в Южноуральском бассейне.

Еще более, чем перерывы, распространены резкие изменения в литологическом составе. Мощные светлые массивные известняки сменяются красными и зеленовато-серыми бокситами, вверху переходящими в темные, иногда битуминозные сланцы и слоистые известняки. Иногда, в тех случаях, когда бокситы лежат на темных слоистых известняках, изменение литологического состава достаточно резкое и ясное. Поэтому появление среди известняковой толщи пачки тонкозернистых глинистых пород любого цвета является важнейшим поисковым признаком. Особенно благоприятны те случаи, когда изменение литологического состава сопровождается перерывами, а глинистые породы обладают бобовой или оолитовой структурой.

Для лагунно-морских бокситов характерно широкое распространение по простиранию и повторяемости. Поэтому, если найдено одно месторождение, то есть все основания обнаружить по простиранию и другое. Месторождения альпийского типа известны в Пиренеях, Южной Франции, Апенинах, Истрии, Далмации, Греции и в южной части Малоазиатского полуострова, в Турции. На Урале известны бокситовые породы среди силурийских известняков. Месторождения уральского типа, связанные с различными горизонтами девонских известняков, многочисленны и встречаются по всему Уралу и в Салаирском кряже. Месторождения южноферганского типа давно известны в верхнепалеозойских известняках Южной Ферганды, а за последние годы найдены на верхнепалеозойских рифовых известняках Приуралья. В рифовых известняках верхней перми и триаса месторождения бокситов еще не обнаружены, но в них широко распространены месторождения альпийского типа, покрывающиеся верхнемеловыми и палеогеновыми известняками. Неогеновые и четвертичные месторождения неизвестны, вероятно, из-за отсутствия специальных поисков.

### Сервия пересыпь или коса

Пересыпь, коса, стрелка — все это названия перешейков, сложенных материалом, намытым волнами и береговыми течениями. Они обособляют, частично или полностью, лагуны, лиманы, и береговые озера. Поскольку в этих лагунах и озерах происходит накопление полезных ископаемых — солей, торфа, сапропеля, феррисиаллитов, то пересыпи, или, как их часто называют, бары (от английского слова «bar»), нередко упоминаются в теориях образования соляных месторождений (например теория баров Оксениуса, баровая теория образования углей).

Вдоль современных берегов пересыпи распространены обычно широко. В ископаемом состоянии они почти неизвестны, а приводимые в литературе примеры не могут считаться несомненно доказанными. Это объясняется тем, что строение пересыпей плохо изучено и недостаточно учитывается при геологических исследованиях.

Форма, размеры и состав пересыпей весьма характерны. Это узкие, длинные, прямые или слабо изогнутые скопления грубообломочного или песчаного материала, с большим или меньшим количеством битой ракушки. Мощность их колеблется от нескольких метров до 20—30 м; длина — от нескольких сотен метров до нескольких сотен километров, например у берегов Атлантического океана в южных штатах США. В СССР наиболь-

шей длины (110 км) достигает Арабатская стрелка Сиваша. Длина пересыпи Курского залива (Куриш-Гафа) достигает 97 км. Длина кос, отделяющих Карагаз-Гол от моря, достигает 85 км (Первухин, 1937).

Ширина пересыпей сравнительно небольшая — от нескольких десятков метров до 20—30 км, чаще она измеряется единицами километров. Ширина Арабатской стрелки достигает 1.5—8.5 км; ширина пересыпи Курского залива (Куриш-Гафа) от 400 м до 3.6 км. Ширина пересыпей Хаджибейского и Куяльницкого лиманов соответственно достигает 4.0 и 1.5 км.

Высота пересыпей сравнительно небольшая. Над дном заливов они возвышаются на 20—30 м, чаще значительно меньше — 10—12 м. Над уровнем моря они поднимаются на несколько метров. Во время сильных бурь морская вода через многие пересыпи переливается в лагуну. В начальные стадии развития пересыпи не доходят до поверхности моря и образуют отмели.

В составе пересыпей преобладает грубо- и среднезернистый песок, с большей или меньшей примесью галек и ракуш. Более редко пересыпь состоит из одной гальки и еще более редко — из одной ракушки. Та часть пересыпи, которая обращена к лагуне, дополняется осадками, намываемыми волнами лагун, обычно тонкозернистыми, несколько глинистыми песками.

Интересные данные приводит М. Сидоренко (1901) по пересыпям Куяльницкого и Хаджибейского лиманов. Они в известной части представляют собой дно высохшей окраинной зоны лиманов и состоят вверху из серой промытой глины, а внизу из черной глины, тождественной с донным илом лиманов. На поверхности глины местами развиты гряды и бугры золового песка. Та часть пересыпи, которая обращена к морю, сложена черными и бурокрасными песками со значительным содержанием сернистого железа.

Весьма характерны очертания пересыпей: берег, обращенный к морю, имеет прямолинейные или слабо изогнутые очертания, а берег, обращенный к лагуне, более извилистые. Эти особенности хорошо видны на Арабатской стрелке (рис. 121).

По данным Н. Соколова (1895), коса Хаджибейского лимана до глубины 7.35 м сложена песком: вверху — желтым и сероватым, среднезернистым, мощностью 1.8 м; внизу — темносерым и зеленовато-серым с морскими раковинами, мощностью 1.0 м. Ниже, до глубины 9.49 м, залегает синевато-серый тонкозернистый и темносиний глинистый песок, а еще глубже — зеленая глина (глей) мощностью 9.3 м, подстилающаяся синей глиной с морской фауной. Зеленая и синяя глины представляют собой осадки, отложившиеся до образования пересыпей, когда лиман был открытым морским заливом. Собственно пересыпью являются только верхние 9.5 м.

А. И. Дзенс-Литовский (1933) довольно детально описывает пересыпи Крымских озер — Кызыл-Яра, Саки и Сасык-Сиваша, которые, сливаясь друг с другом, образуют одну непрерывную косу длиной около 25 км. В промежутках между озерами и морем пересыпи имеют высоту от 1 до 5 м и ширину от 400 до 1500 м.

«Пересыпи эти сложены из песка различной крупности, гравия, гравистых и ракушечных песков. Материал пересыпи, начиная от Красной Горки, где он состоит из гальки величиной в голубиное яйцо, постепенно мельчает и у Евпатории превращается в однородный светло-желтый песок, преобладающей крупностью в 0.5—1.5 мм.

В поперечном разрезе пересыпь представляет слои песка, гравия и гальки, выклинивающиеся под углом 5—10°, в сторону озер. Мощность прослоев и слоев от 1—30 см и больше.

Эти выклинивающиеся, диагональные слои состоят чаще всего из гравия с галькой, иногда сплошь известняковой гальки от 1—15 см крупностью, иногда из однородного, различной крупности зерна с раковинами.

Пересыпи довольно круто падают к морю. На Кызыл-Яре и Саки они падают под углами 15—25°, на Сасык-Сиваше — под углом 5—15°. В сторону озер пересыпи имеют пологий волнистый склон.

Местами, особенно после бурь, ракуша в пересыпях образует линзовидные прослои мощностью от 10—30 см. Бурение и шурфование обнаружили чрезвычайную пестроту и изменчивость состава пересыпей в вертикальном и горизонтальном направлениях, часто сопровождающейся косой слоистостью. Во время штормов образуется вал, состоящий из песка и гальки, высотой 0.5—1.0 м и шириной у основания 5—10 м».

Размеры, приведенные на рис. 119 и 120, показывают условия залегания пересыпей.

Пересыпь Курская коса (Куршю нерия, Куриш нерунг) описана В. К. Гуделисом (1954). Эта пересыпь отличается хорошо развитым покровом дюнных песков, достигающих мощности в среднем 30—40 м, а в отдельных случаях до 60 м. Под дюнными песками залегают современные морские пляжевые пески мощностью не выше 3—5 м; под ними лежит слой лагунного органогенного мергеля толщиной до 1—2 м; под мергелем — небольшой прослой древнего морского песка, лежащий на моренном валунном суглинке (мощностью до 50 м и больше).

Характернейшая особенность пересыпей заключается в быстром их образовании, происходящем на протяжении десятков лет. Меньше чем за тридцать лет залив Бектемир-Ишан, расположенный на восточном берегу Каспия, превратился в озеро; отмель, указанная на карте Г. С. Карабелина (1883), превратилась в пересыпь, которая перегородила пролив с глубинами до 1.5 м и шириной в 3 км.

Весьма крупные изменения, происходившие с песчаными и галечными косами и пересыпями за десятки лет или несколько сотен лет, неоднократно отмечались в литературе для побережий буквально всех стран света. Эти изменения описываются во всех учебниках и специальных работах. Важно отметить, что они почти всегда носят положительный характер и выражаются в образовании новых кос, пересыпей, отмелей и т. п. Данные же об уничтожении и уменьшении подобных образований очень редки; чаще это данные о временном возникновении проливов, соединяющих лагуну с морем. Геологические исследования также подтверждают устойчивость возникающих песчаных и галечных накоплений, выпрямляющих и упрощающих береговую линию. Опускания суши вызывают возникновение весьма сложной и рассеченной береговой линии, образование заливов в устьях рек и оврагов. Одновременно в результате размывающей деятельности волн все эти неровности срезаются и возникают слабо изогнутые, почти прямые очертания берегов.

Другая важная особенность пересыпей — стабильность их положения. Буровые работы на большом числе озер и лагун показали, что пересыпь никогда не смещается в сторону суши или моря. При резких и больших колебаниях уровня моря по ту или другую сторону старой пересыпи вырастает новая пересыпь, обособленная от первой. Примером этого служат две пересыпи в солоноватом болоте Плум, в Массачусетсе (рис. 128).

Постепенные колебания уровня моря не вызывают смещения пересыпи в горизонтальном направлении; она только становится выше или ниже. Поэтому пересыпь не может быть значительной ширины, как бы не изменилось положение уровня моря.

Форма тела пересыпи всегда линзовидная, остро выклинивающаяся. У небольших пересыпей эта линза имеет длину в несколько километров, высоту 6—8 м и ширину от 200 до 1000 м. У громадных пересыпей длина достигает многих сотен километров, так как отдельные пересыпи, сливаясь друг с другом, тянутся на громадные расстояния; высота же по прежнему остается небольшой, не превышая 15—20 м; ширина измеряется многими километрами, но все же не превышает 10—15 км.

Небольшая ширина пересыпей затрудняет выявление их в ископаемом состоянии. Ископаемые пересыпи, или бары, можно установить по следующим основным признакам: 1) расположение фаций; с одной стороны — морские фации, с другой — солоноватоводные, пресноводные или горькосоленые; расстояния между ними обычно не больше 2—3 км; 2) плоско-линзовидная форма тела значительной длины, небольшой мощности и небольшой ширины; 3) в основном грубообломочный состав; наиболее тонкозернистые породы будут представлены тонкозернистым песком; почти всегда наблюдается примесь ракушек; 4) слоистость неправильная, косая, своеобразного типа, наклоненная к лагуне; 5) чрезвычайная изменчивость литологического состава и в вертикальном и в горизонтальном направлениях.

Существование пересыпей широко допускается при установлении образований месторождений солей (теория баров Оксениуса) и месторождений углей (Г. А. Иванов). Однако при установлении их положения не учитываются перечисленные выше признаки и за бар принимается прослой песка, более или менее значительной мощности, чего, конечно, недостаточно, и сейчас приходится признать, что фации, обладающие всеми признаками баров, нам не известны.

Литература по пересыпям невелика. Кроме названных работ, можно привести: В. П. Зенкевич (1950), Эванс (Evans, 1942), Томсон (Thompson, 1937).

#### НИМЯ МАТЕРИКОВОЕ (ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНОЕ) МОРЯ

Общая характеристика. Эпиконтинентальным, или материиковым, называют море, временно располагающееся на поверхности континента. Море каждого шельфа является эпиконтинентальным, но в геологической практике так называют громадные моря — проливы и заливы, пересекающие материк или проникающие на сотни и тысячи километров вглубь него.

Эта особенность обуславливает другой характерный признак материкового моря — небольшую глубину, обычно колеблющуюся в пределах десятков метров, реже достигающую 100—200 м и в отдельных участках увеличивающуюся до 400—600 м. Только в грабенах наблюдаются более значительные глубины, да и то на очень небольшой площади.

Третья особенность заключается в чрезвычайной изменчивости очертаний. Материкиевые моря очень быстро возникают, непрерывно изменяют свои очертания и также быстро исчезают. Небольшие поднятия или опускания материка вызывают весьма большие изменения в положении береговой линии морей. Примером служит история последникового моря,

соединявшего Атлантический океан с Северным Ледовитым океаном и располагавшегося на месте Северного и Балтийского морей, Ладожского и Онежского озер. В течение всего немногих тысяч лет оно возникало, распадалось и вновь возникало.

Современные материковые моря можно разделить на четыре группы:

1. Моря-проливы
2. Окрайинные моря
3. Моря-заливы
4. Моря архипелагов

**М о р я - п р о л и в ы** в настоящее время редки; можно привести только один пример такого моря — Берингов пролив и примыкающие к нему моря. Длина этого моря от Алеутских островов до края северного шельфа значительна и достигает 2500 км, ширина его — от 90 км в самом узком месте до 300—700 км. Глубина не превышает 200 м. В его пределах морские течения, преимущественно холодные, с севера на юг подходящие к берегу Азии, достигают большой скорости.

**О краинные моря**, наоборот, широко распространены и на севере Евразии достигают громадных размеров. Их длина от Шпицбергена до северных берегов Аляски около 5000 км; ширина от устья Белого моря до Земли Франца Иосифа около 2000 км, а в ряде пунктов не менее 600—800 км. В пределах этих морей расположены большие острова: Новая Земля, Шпицберген, Северная Земля, Новосибирские острова. Глубина в восточной половине не превышает 200 м, в западной в отдельных подводных долинах — 400—600 м.

В восточной половине, на значительном расстоянии от берега, глубины не превышают нескольких десятков метров. Вследствие этого дрейфующие льды мощностью в десятки метров начисто вытирают морское дно на значительных площадях, обнажая коренные породы. У берегов островов, обычно несущих мощные ледяные покровы, нередко скапливается мореный материал, образующий вместе с морскими осадками толщи ледниково-морских отложений. Для углубленных долин характерно распространение в них древних наземных моренных отложений, также придающих своеобразие общему комплексу морских отложений.

**М о р я - з а л и в ы** достаточно распространены и иногда имеют большие размеры. Залив Гудзона в Северной Америке достигает 1500—2000 км длины и 800—900 км ширины. Балтийское море достигает 1800 км длины и 300 км ширины. Северное море имеет 900 км длины и 600 км ширины. Желтое море также достигает больших размеров.

**М о р я а р х и п е л а г о в** также достаточно распространены и представляют собой одну из обязательных особенностей материковых морей. Наиболее часто они расположены по окраине шельфа. Громадных размеров достигает море, в котором расположен Северо-Американский полярный архипелаг. Другими примерами могут служить моря, среди которых расположены Англия, Ирландия, Шотландские острова, Шпицберген, Земля Франца Иосифа, Северная Земля, Новая Земля, Новосибирские острова. Все эти острова представляют собой вершины и гребни хребтов и возвышеностей, поднимающихся над уровнем моря. Нет ни одного материкового моря, над поверхностью которого не возвышалось бы несколько островов или целых архипелагов. При изучении материковых морей прошлого эта особенность не учитывается в должной степени.

**С е р в и и.** Сервии эпиконтинентального моря тождественны сервиям открытого и обособленного шельфов и лагунной области с немно-

тими изменениями. Например сервия гористый берег очень редка; подводные долины, наблюдающиеся довольно часто, никогда не приобретают каньонообразный профиль и больших глубин, так характерных для открытого шельфа.

С другой стороны, существуют своеобразные сервии, ранее не отмечавшиеся, как например дно открытого материкового моря. Отложения этой сервии простираются на тысячи километров, почти не изменяясь (верхневизейские известняки Русской платформы).

Для полярных материковых морей весьма характерна сервия область подводной экзарации. Разрезы этой области отличаются налеганием морских более молодых отложений на отшлифованную, изборожденную шрамами поверхность древних толщ; местами базальные отложения, лежащие на этой поверхности, представлены моренными брекчиями. Такие брекчии обязательно принимают за наземные тиллиты, хотя, на самом деле, суша могла быть на значительном расстоянии от места их отложения.

Характерно также более широкое распространение сервий открытый пролив и остров.

Осадки материковых морей значительно отличаются от осадков окраин континентов. Эта особенность служит отличием между платформенными и геосинклинальными осадками.

Для осадков материковых морей характерно:

1. Значительно меньшая мощность; мощность отдела системы колеблется от десятков метров до 200—300 м.
2. Редкое присутствие эфузивов и туфов.
3. Отсутствие мощных массивных рифовых известняков.
4. Преобладание песчано-глинистых отложений; причем их площадное распространение велико вследствие деятельности течений.
5. Широкое развитие глауконитовых и фосфоритовых фаций и сокращенных толщ.
6. Почти горизонтальное или слабо складчатое залегание.
7. Отсутствие внедряющихся в осадки гранитных массивов.
8. Отсутствие магматического оруднения и развитие только осадочного оруднения.

Надо сказать, что эти признаки типично выражены на Русской платформе, но на Сибирской платформе существуют некоторые отклонения. Так, например мощность одного среднего кембрия достигает 800—900 м, т. е. мощности, присущей геосинклинальным отложениям. Морской палеозой покрывается мощными сибирскими траппами, местами несущими оруднение.

Песчано-глинистые отложения преобладают в верхнеюрско-нижнемеловых морских отложениях севера Евразии, но средне- и верхнекаменноугольные морские отложения Русской платформы представлены преимущественно карбонатами. Вследствие этого одного из восьми названных выше признаков недостаточно для точного определения материковых морских отложений. Необходимо присутствие нескольких признаков, а лучше — всех восьми.

Примеры современных материковых морей. В качестве таких примеров рассмотрим Баренцево, Карское и Балтийское моря, отложения которых хорошо изучены.

**Баренцево и Карское моря.** Их отложения и другие особенности известны благодаря выдающимся работам М. В. Кленовой (1932, 1936, 1940, 1948) и ее сотрудников.

Дно Баренцева моря по своему рельефу представляет собой типичный плен, ничем не отличающийся от северной части Русской платформы:

такие же пологие плоские водоразделы, такие же широкие, плоские речные долины, открывающиеся на запад, в Атлантический океан. С севера эта равнина окружена возвышенностями Шпицбергена и Земли Франца Иосифа, с востока — Новой Земли. Плоский рельеф дна и небольшие глубины придают особое значение деятельности течений, которые обуславливают распределение осадков (рис. 130). Это распределение было изучено на 363 пробах (табл. 25).

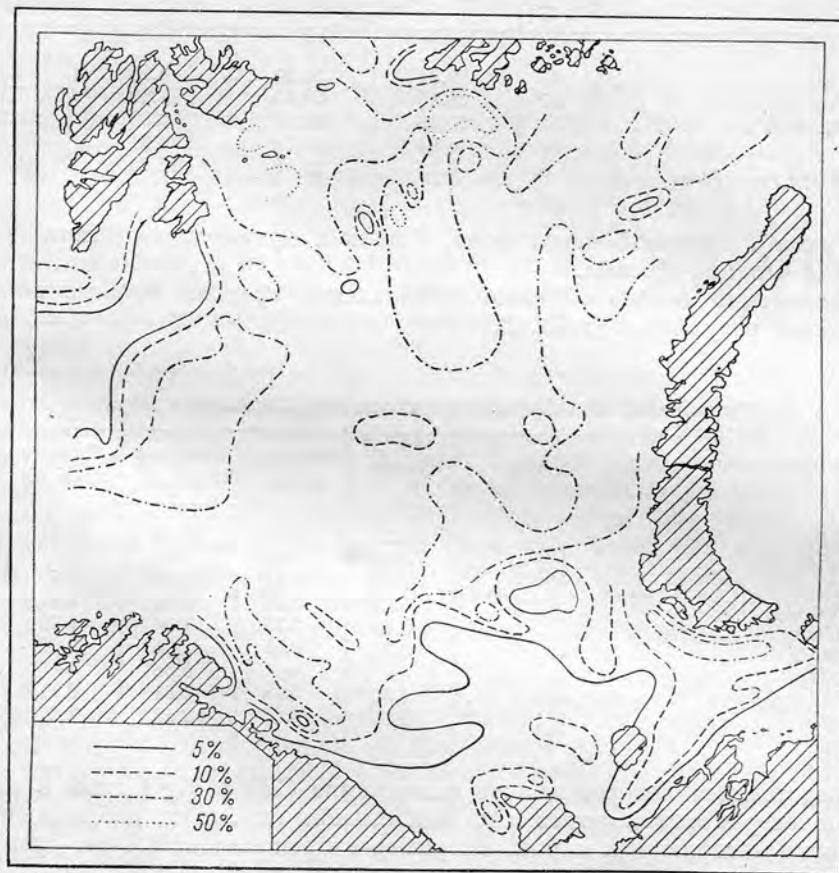


Рис. 130. Распределение мелкой фракции в осадках Баренцева моря.  
М. В. Кленова, 1948.

Первая изолиния (5%) оконтуривает песок, вторая (10%) — илистый песок, третья (30%) — песчанистый ил, четвертая (50%) — ил; за илом следует глинистый ил с количеством частиц меньше 0,01 мм свыше 50%. Из карты видно, что преобладает песчанистый ил, занимающий большую, среднюю часть моря; к нему примыкает также широко развитый илистый песок. Распространение песка своеобразно и совершенно не зависит от глубин. Первая большая площадь распространения песка совпадает с наибольшими глубинами и проходит к югу от Шпицбергена по краю шельфа; вторая площадь песка, тоже больших размеров, приурочена к южной части моря; она протягивается от Мурманска почти до Новой Земли, оконтуривая все побережье. Наоборот, ил и глинистый ил концен-

Таблица 25

**Средний механический состав осадков Баренцева моря (в процентах)**  
(по М. В. Кленовой, 1940)

| Тип осадков              | Количество анализов | Фракции в мм |          |           |               |
|--------------------------|---------------------|--------------|----------|-----------|---------------|
|                          |                     | 1.0—0.1      | 0.1—0.05 | 0.05—0.01 | 0.01 и меньше |
| Песок . . . . .          | 49                  | 39.94        | 52.30    | 5.26      | 2.83          |
| Илистый песок . . . . .  | 57                  | 23.10        | 59.52    | 10.39     | 7.48          |
| Песчанистый ил . . . . . | 152                 | 10.99        | 49.67    | 10.39     | 19.33         |
| Ил . . . . .             | 97                  | 4.51         | 31.78    | 26.21     | 38.36         |
| Глинистый ил . . . . .   | 8                   | 3.22         | 22.50    | 18.75     | 55.93         |

трируются в северной части моря, ближе к архипелагам Шпицбергена и Земли Франца Иосифа.

Химический анализ образцов, отвечающих средним пробам, показал следующие результаты (табл. 26).

Таблица 26

**Химический состав типичных осадков Баренцева моря**

|  | Песок | Илистый песок | Песчанистый ил | Глинистый ил |
|--|-------|---------------|----------------|--------------|
| SiO <sub>2</sub> . . . . .               | 84.21 | 79.88         | 70.34          | 58.21        |
| TiO <sub>2</sub> . . . . .               | 0.29  | 0.26          | —              | —            |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . . | 7.00  | 8.78          | 12.99          | 19.73        |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . . | 1.32  | 2.16          | 3.84           | 4.97         |
| CaO . . . . .                            | 2.43  | 2.76          | 1.54           | 1.76         |
| MgO . . . . .                            | 0.78  | 0.55          | 2.24           | 2.62         |
| SO <sub>3</sub> . . . . .                | —     | —             | 0.68           | —            |
| Потеря при прокаливании . . .            | 2.66  | 3.18          | 4.61           | 8.11         |
| H <sub>2</sub> O . . . . .               | 0.65  | 0.95          | 2.55           | 3.67         |

Представляет интерес низкое содержание CaO и MgO даже в наиболее тонкозернистых породах и на наибольших глубинах, наблюдающемся во многих материковых морях, например в юрскомеловом море. Этот факт доказывает, насколько ограничено может быть применение схемы распределения осадков, по которой на глубине сначала залегает песок, затем ил, а еще глубже известняк. Пример Баренцева моря подтверждает, что эта схема не применима даже для песков.

По данным М. В. Кленовой (1936), распределение различных по величине зерна осадков в Карском море также зависит не только от глубины, но и от течений.

Фауна Баренцева моря и ее распределение описаны К. М. Дерюгиным, Е. Гурьяновой (1930), В. А. Броцкой и Л. А. Зенкевичем (1939).

Балтийское море. Средние глубины Балтийского моря измеряются 100 м и меньше, даже большие глубины не превышают 160—170 м. Только в отдельных небольших впадинах к востоку от о. Готланд глубина равна 249 м, в Ботническом заливе — 294 м и к северу от Готланда в пучине Ландорт она достигает 500 м; в устье Финского залива глубина составляет всего 124 м.

Осадки Балтийского моря описаны Грипенберг (Gripenberg, 1934, 1939). Изолированность, небольшая ширина и глубина этого моря ослабляют деятельность течений, в связи с чем волны служат основным фактором распределения осадков; соответственно глубины и величина зерен осадков взаимно связаны. В областях наибольших глубин отлагаются наиболее тонкозернистые осадки — ил и глинистый ил. В береговой зоне развиты пески. Однако наблюдаются и существенные отклонения, например между Данцигом и Колльмаром в Швеции все Балтийское море пересекается широкой зоной песка, распространяющегося даже на глубины выше 50 м.

По данным Грипенберг (Gripenberg, 1934, 1939), на дне Балтийского моря широко распространены позднеледниковые глины, на юге — нередко ленточные. В наиболее глубоких депрессиях и в застойных участках они покрыты слоем черного коллоидного ила мощностью иногда в несколько десятков сантиметров, чаще меньше. В этом иле содержание органического вещества поднимается до 5—7 и даже до 8—10%. Часто встречаются пески, а местами и моренный материал; нередки песчанистые илы, содержание органического вещества в которых от 1 до 4%. В работе Грипенберг приведены некоторые механические анализы, иллюстрирующие состав отложений.

Интересны данные по распространению карбонатных осадков. Весьма важно отметить, что воды Балтийского моря растворяют известь, поэтому известковый планктон полностью отсутствует и даже раковины моллюсков растворяются и отсутствуют в осадках. Среднее содержание карбонатов в осадках низкое, не больше 5—8%, но на отдельных участках, где дно сложено силурийскими известняками, оно достигает 30—40%.

Детально изучены также осадки Северного моря. Их описали Баак (Baak, 1936), Борлей (Borleu, 1923), Брокман (Brockmann, 1930, 1937). Эдельман (Edelman, 1939), Винклер (Winkler, 1936).

Осадки Мексиканского залива описали Кэрсей (Carsey, 1950) и Лоуман (Lowman, 1949).

**Материковые моря прошлого.** Отложения материковых морей широко распространены на всех континентах и во все периоды. Они достаточно общеизвестны. В пределах Русской и Сибирской платформ интересно отметить резкое различие в литологическом составе отложений больших материковых морей палеозоя и мезо-кенозоя. Для палеозоя характерно преобладание известняков, доломитов и мергелей. В мезо-кенозое развиты почти исключительно песчано-глинистые осадки, неотличимые от осадков современных материковых морей умеренных и высоких широт.

На основании сопоставления этой особенности с распространением коралловых рифов (рис. 141) можно сделать вывод: указанное своеобразие литологического состава связано с тем, что уже в триасе и юре северная часть Евразии располагалась в области умеренного и холодного климата.

В состав материковых морей Русской платформы, наиболее полно изученных, входят представители всех четырех выделенных выше групп.

Нижнекембрийские, ордовические и силурийские моря северо-запада платформы представляют собой заливы различных размеров и очертаний, проникавшие на платформу с запада и достигавшие на востоке района Вологды. С севера, востока и юга к ним примыкали обширные прибрежные равнины, отложения которых иногда принимают за морские.

Морями-заливами были все среднедевонские, верхнедевонские, каменноугольные и нижнепермские бассейны. Они то наступали, то отступали,

все время меняя свои очертания и размеры. На юге их ограничивали Украинский и Яицкий массивы; на западе — западный пояс возвышенностей; на севере — северный пояс возвышенностей.

Возможно, что в отдельные эпохи эти бассейны превращались в архипелаги островов и отмелей, например в конце фаменской эпохи, в эпоху образования угленосной толщи и в нижнепермскую эпоху.

Нижнетриасовое и нижнеюрское моря проникали только в отдельные области южной окраины платформы. Они представляли собой окраинные моря.

Средне- и верхнеюрские, а также нижнемеловые моря служат типичным примером обширных морей-проливов, соединявших северный океан с Тетисом. Для них характерно большое развитие сильных течений и иловых впадин. В области первых отлагались осадки, обогащенные фосфоритами и глауконитом — «сокращенные слои»; в области вторых накаплялся ил, обогащенный органическим веществом, — будущие горючие сланцы.

В верхнеюрскую-нижнемеловую эпоху в северной части морей-проливов располагался обширный архипелаг, который можно назвать Ледовитым. В его состав входили острова, находившиеся на месте современных Тимана, хр. Чернышева, Пай-Хоя, Новой Земли, Полярного Урала, Таймыра и других возвышенностей, сложенных древними толщами.

Верхнемеловые-палеогеновые моря служат примером обширных окраинных морей, занимавших южную часть платформы. Их палеогеография со значительной детальностью восстановлена В. Н. Соболевской (1951).

Все неогеновые моря относятся к внутренним бассейнам, но верхнетретичное, литториновое море снова представляет собой материковое море-пролив.

#### НИМИЯ ВНУТРЕННЕЕ МОРЕ

**Общая характеристика.** Внутреннее море — это бассейн, обособленный от океана, располагающийся у окраины материка или между материками. К таким морям относятся: Средиземное, Черное, Каспийское, Охотское, Японское, Красное, Караильское и Мексиканский залив. Типичными примерами внутренних морей прошлого служат сарматское и акчагыльское моря, а также другие неогеновые бассейны юга СССР.

От материковых морей внутренние моря отличаются большей глубиной (до 2000—3000 м), большей мощностью отложений, их дислоциированностью и присутствием вулканического пепла, туфов, а иногда эфузивных пород. От открытого океана они отличаются тесной связью с материками, обособленностью, нередко вызывающей некоторое опреснение, большим развитием терригенных отложений; коралловые рифы, хотя и присутствуют, но очень редко. В обособленных бассейнах, таких как Черное и Каспийское моря, на глубинах выше 200—400 м наблюдается заражение сероводородом.

**Макроперешейки.** Нередко внутренние моря обособляются от океана длинными полуостровами и цепями островов. Длина Камчатки, Курильских и Японских островов, обособляющих Охотское и Японское моря, достигает 5000 км. Ширина этой цепи гористых островов местами около 200—300 км, обычно значительно меньше, в пределах 50—100 км. Сейчас эта цепь прервана многочисленными проливами, но достаточно небольших поднятий, чтобы эти проливы стали сушей и все острова и полуострова соединились в один длинный, но узкий перешеек.

В настоящее время таких перешейков нет, но в конце миоцена такой гигантский перешеек существовал, обособляя сарматское море. Для него мною (Наливкин, 1932) было предложено название «средиземноморский макроперешеек».

Важной особенностью макроперешейков и современных окраинных цепей островов является присутствие на них многочисленных действующих вулканов. Вследствие этого в отложениях внутренних морей часто встречаются вулканические туфы и даже лавовые покровы.

Осадки внутренних морей в батиальной и абиссальной областях представлены теми же илами, что и в открытом океане. Различие наблюдается только при изоляции внутренних морей, когда в них развивается сероводородное заражение и вся донная фауна на глубинах выше 200—400 м исчезает.

Осадки литоральной области литологически не отличимы от осадков открытого океана. Только фауна позволяет отличать их в тех случаях, когда обособление внутренних морей вызывает их опреснение.

**Взаимоотношения с геосинклиналями.** Внутренние моря тесно связаны с геосинклинальными областями, так как всегда входят в их пределы. Некоторые из них, как например Средиземное море, располагаются в средней части геосинклиналии, представляя собой остатки ранее существовавших обширных бассейнов. Другие моря, как например Охотское и Японское, лежат в окраинной, внешней зоне геосинклиналии. Наконец, Каспийское море в своей южной части относится к геосинклиналии, а в северной — к континенту.

В зависимости от положения внутренних морей их отложения отличаются различными мощностью, степенями смятия и метаморфизаций и содержат разное количество изверженных пород.

**Примеры современных внутренних морей.** Из многочисленных внутренних морей мы остановимся на Средиземном, Красном, Черном, Каспийском и Охотском морях, а также на Калифорнийском заливе.

**Средиземное море.** Громадный бассейн длиной около 4000 км, шириной до 750 км и глубинами 2500—3700 м в средней части. Характернейшей его особенностью является окружение молодыми складчатыми горными хребтами и возвышенностями, одновременными с ним по образованию. В области Апеннинского полуострова и о. Сицилия они даже пересекают все море; они слагают и большие острова: Сардинию, Корсику и Крит. На востоке Средиземное море по простирианию буквально упирается в сушу.

Такие обширные замкнутые бассейны, резко сменяющиеся сушей, в наших геосинклиналях прошлого отсутствуют. Геосинклиналии изображают как длинные непрерывные бассейны, узкими полосами разделяющие континенты. Примеры Средиземного, Черного, Каспийского и Охотского морей показывают, что в геосинклиналях морские бассейны всегда прерываются и обособляются более или менее значительными участками суши.

Другая особенность Средиземного моря, также недостаточно учтываемая в реконструкциях геосинклиналей, — сложная, извилистая, рассеченная береговая линия. Многочисленные, нередко длинные полуострова и не менее многочисленные острова прерывают поверхность моря. Поэтому морские геосинклинальные бассейны нельзя представить себе, как непрерывные полосы моря, ограниченные гладкими, простыми линиями. На самом деле взаимоотношения между морем и сушей гораздо сложней.

Такое пестрое распределение суши вызывает нахождение прибрежных и мелководных отложений в самых различных частях геосинклиналии.

Осадки Средиземного моря ничем не отличаются от осадков прилегающих частей Атлантического океана. Широкое развитие гористых берегов обусловливает такое же широкое распространение конгломератов и грубозернистых песков. Одновременно, на некотором расстоянии от берега, развиты нередко известняковые рифоподобные образования — биогермы. Они располагаются на глубинах около 50—60 м и поверхности моря не достигают.

Типичные коралловые рифы отсутствуют вследствие низкой средней годовой температуры воды. Как известно, расположенное по соседству Красное море ими изобилует.

Глубоководные отложения состоят из однообразных, ясно- и тонкостенных глин темных цветов, с бедной тонкостенной своеобразной фауной; часто эти глины совершенно немые.

**Красное море.** Своеобразнейший бассейн, единственный в своем роде, представляющий собой глубокую (до 1800 м), длинную (около 2000 км) и узкую (200—300 км) сбросовую впадину. Ее продолжением служит длинный (1000 км), узкий (300 км) и глубокий (около 2740 м) Аденский залив сбросового происхождения.

Море окружено сухой, безводной каменистой пустыней, простирающейся на тысячи километров. Характерна прибрежная равнина шириной до 30 км.

Все его берега окаймлены поясом береговых коралловых рифов. На юге, в районе островов Даклак и Фансон, ширина рифовой зоны берегов достигает 100—120 км; только в середине остается узкая часть, свободная от рифов. На севере рифы окаймляют берега узкой полоской, вдаваясь даже в заливы Суэц и Акаба.

Данные по осадкам Красного моря имеются у Вальтера (Walther, 1893—1894); рифы этого моря были описаны Н. Н. Яковлевым (1913); новейшие сведения получены египетской экспедицией: Кроссланд (Crossland, 1936); Мохамед (Mohamed, 1940), Шукри и Хигази (Shukri and Higazy, 1944).

По данным этой экспедиции, Красное море исключительно своеобразно, и многие особенности выделяют его среди всех морей мира. К таким особенностям относятся: 1) отсутствие больших рек, впадающих в него; 2) почти полное окаймление береговыми рифами; 3) сильно расщепленный профиль дна; 4) большое значение частиц, приносимых ветром; 5) резкое преобладание карбонатных осадков.

Отсутствие больших рек и береговые рифы резко сокращают количество терригенного материала, и современные осадки состоят, в основном, из карбонатов и мелких частиц, принесенных ветром.

Весьма характерен рельеф морского дна, отличающегося крайней расчлененностью. Отдельные блоки поднимаются до самой поверхности моря, и на них образуются рифы; таковы Дедаловые острова, расположенные почти в самой середине моря. Два северных залива Красного моря резко различны. Залив Акаба представляет собой такой же грабен, как и Красное море, с глубинами до 1500 м и почти вертикальными скалами, обрывающимися в море на 500—700 м. Суэцкий залив, наоборот, обладает глубинами не больше 50—70 м и является местообитанием богатейшей и разнообразнейшей фауны. Вследствие этого осадки его середины нередко обогащены сероводородом и количество пирита достигает 25%.

Большие глубины самого Красного моря лишены сероводорода, и илы отличаются преобладанием карбонатных осадков и отсутствием пирита.

Наибольшее количество органического вещества наблюдается на глубине 100 м, глубже количество его резко снижается. В осадках с величиной зерна 0.04—0.02 мм во впадинах содержание органического вещества увеличивается; в более грубозернистых осадках и на склонах — уменьшается.

Установлено также, что более грубозернистые осадки отличаются повышенной сортированностью и повышенным содержанием кальцита. С увеличением глубины количество кальцита уменьшается.

Грубозернистый терригенный материал приносится в прибрежные зоны моря временными потоками во время дождливых периодов, но зона береговых рифов задерживает большую часть этого материала в лагунах.

Вокруг всего Красного моря, особенно вдоль его более низменного, западного, берега, располагается пояс солончаков и горько-соленых, нередко самосадочных, озер. Наиболее изучено Большое Горькое озеро на Суэцком перешейке, пересеченное Суэцким каналом и описанное выше на стр. 352. Во многих районах по берегам развиты скопления песка в виде дюн и бугристых песков; широко распространены участки щебневой и каменистой пустыни.

Общее распределение осадков Красного моря своеобразно. В середине располагается зона тонкозернистых известковистых песчано-глинистых и мергелистых отложений с морской фауной. Она окружена почти непрерывным поясом известняков и доломитов рифового происхождения. Далее следует широкий пояс песков, местами прерывающийся большими залежами соли и гипса и участками глинистых брекчий. На востоке, у подножия гор, к поясу рифовых известняков, местами непосредственно, примыкает зона конгломератов и песков конусов выноса.

Сходные взаимоотношения наблюдаются в верхнепалеозойских отложениях западного склона Урала.

Черное море представляет собой молодой сбросовый бассейн, совсем недавно образовавшийся в окраинной зоне Средиземноморской геосинклинали. Благодаря выдающимся работам А. Д. Архангельского (1927, 1938) и Н. М. Страхова (1947) образование, особенности и осадки Черного моря хорошо изучены. По литоральной области важна работа С. А. Зернова (1913), краткий обзор которой приведен на стр. 405.

Литоральные осадки Средиземного и Черного морей очень сходны. Черное море отличается лишь отсутствием биогерм и резким сокращением фауны. Соленость Черного моря около 3.0 %, по сравнению с 3.5 % Средиземного; этого достаточно для того, чтобы полностью исчезли головоногие и кораллы и резко сократились в количестве родов и видов другие группы, в частности гастроподы и пелециподы.

С 1924 по 1926 гг. исследование грунтов Черного моря производилось экспедицией под руководством Ю. М. Шокальского. Колонки грунтов описаны в работе А. Д. Архангельского (1927). С 1927 по 1932 гг. исследование грунтов было продолжено, причем колонки грунтов брали уже до 4 м длиной. Это позволило изучить не только современные, но и четвертичные отложения и произвести не только описание грунтов, но и восстановить историю Черного моря. Результаты работ опубликованы в монографии А. Д. Архангельского и Н. М. Страхова (1938), а сводка основных закономерностей осадконакопления дана в работе Н. М. Страхова (1947).

Исключительно интересный и важный материал, заключенный в монографии А. Д. Архангельского и Н. М. Страхова (1938), хорошо иллюстрируется разрезом северо-западной части моря, к югу от Одессы и Днепровского лимана (рис. 131). На этом разрезе хорошо видно положение основных типов литоральных и глубоководных отложений.

Левая, северная, часть разреза показывает погружение в области шельфа — континентальные, болотные и речные отложения сменяются прибрежными морскими отложениями, а затем мидиевым и на больших глубинах фазеолиновым илом.

Правая, южная, часть разреза относится к глубоководной области. В ней, по Н. М. Страхову (1947), изменение осадков менее значительно —

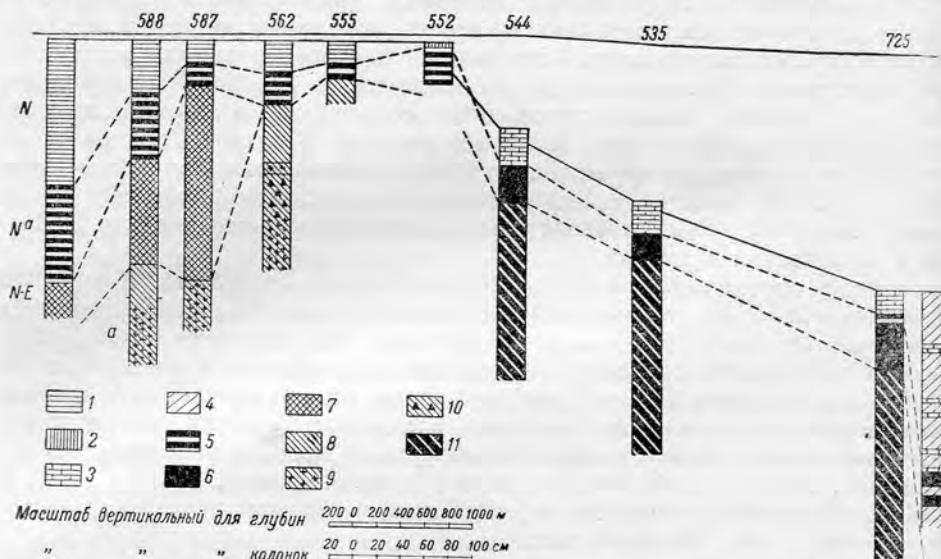


Рис. 131. Разрез отложений в северо-западной части Черного моря. По А. Д. Архангельскому и Н. М. Страхову, 1938.

1 — песчаный ил; 2 — фазеолиновый ил; 3 — известковый ил; 4 — серая глина; 5 — древний мидиевый ил; 6 — черный ил; 7 — переходный горизонт; 8 — прибрежная фация новоэвксинских отложений; 9 — речная фация тех же отложений; 10 — болотная фация тех же отложений; 11 — глубоководная серая глина того же возраста.

серая глубоководная новоэвксинская глина сменяется черным сапропелевым древнечерноморским илом, покрывающимся современным глубоководным известковым илом. Однако не исключена возможность, что серая новоэвксинская глина и черный древнечерноморский ил представляют собой мелководные лагунные отложения; это предположение хорошо объясняет нахождение в них солоноватоводных моллюсков лагунного типа *Dreissensia*, *Micromelania*, *Didacna*, *Monodacna*.

Прибрежные фауны Черного моря обычного типа, они описаны в монографии С. А. Зернова (1911) и частично в монографии А. Д. Архангельского и Н. М. Страхова (1938). По их данным, более своеобразны мидиевые и фазеолиновые илы, развитые на глубинах от 30 до 210 м, соответствующие им, необыкновенно широко распространенные, ракушки, глубоководные илы и песок (рис. 132).

Мидиевый ил — назван так по массовому нахождению в нем мидий — *Mytilus*; очень часто встречаются также *Cardium simile* и *Me-*

*retrix rufa*; другие пелециподы и гастроподы более редки; общее число видов 20. Кроме того, многочисленны губки, черви и мшанки, прикрепляющиеся к мидиям. Литологически это серая, темносерая глина, местами черная от присутствия органического вещества, содержание которого колеблется от 1.5 до 11%; в среднем 5%. Всегда присутствует примесь песка, местами образующего прослои. Содержание CaCO<sub>3</sub> значительно — в среднем на навеску 17.7%. Мидиевый ил распространен на глубинах от 30 до 65 м.

Фазеолиновый ил — назван так по присутствию *Modiola phaseolina*, замещающей здесь отсутствующие или редкие мидии. В нем

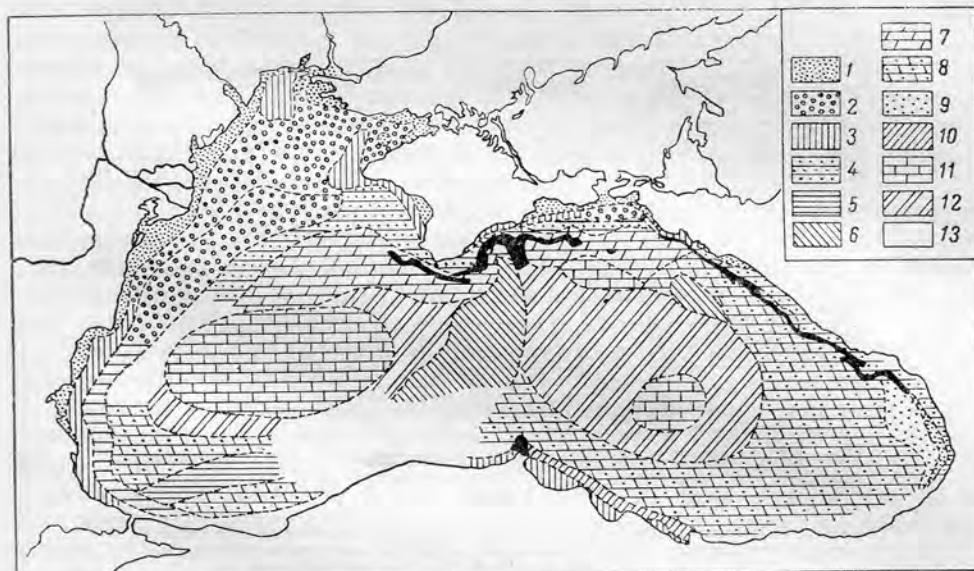


Рис. 132. Схема распространения современных осадков Черного моря. По А. Д. Архангельскому и Н. М. Страхову, 1938.

1 — песок; 2 — ракушняк; 3 — мидиевый ил; 4 — фазеолиновый ил; 5 — серая глубоководная глина; 6 — серая глубоководная глина с прослойками известкового ила; 7 — переходный ил; 8 — то же с прослойками серой глины; 9 — то же с прослойками серой глины и песка; 10 — то же с частыми прослойками серой глины; 11 — известковый ил; 12 — то же с прослойками серой глины; 13 — подводные оползни

много *Syndesmya alba*, *Trophonopsis brevifrons*, *Cardium simile*; другие пелециподы и гастроподы редки; общее число видов уже 15. Этот ил представляет собою темносерую, с оливковым оттенком, пластичную глину; в сухом состоянии глина серая, плотная, неслоистая. Примесь песка значительно меньше, чем в мидиевом иле; однородность состава больше; количество частиц <0.01 мм — от 75 до 90%. Содержание органического вещества уменьшается; в среднем оно составляет 3.2%. Количество CaCO<sub>3</sub> увеличивается, достигая в среднем 20.6%. Глубины распространения 65—210 м, до границы заражения сероводородом.

Ракушняки представляют собой тот же мидиевый или фазеолиновый ил, в котором раковины преобладают над цементом. Происходит это, очевидно, потому, что глинистые частицы уносятся течениями и ракушка остается почти чистой. Ракушняки занимают две площади — небольшую у Керченского пролива и громадную в северо-западной части моря.

Глубоководные отложения залегают ниже изобаты 200—210 м и связаны с областью, где воды заражены сероводородом и донная фауна отсутствует. Среди них выделяют четыре типа: 1) глубоководную серую глину; 2) переходный глинисто-известковый ил; 3) известковый ил; 4) глубоководные пески (рис. 133).

Серая глубоководная глина в свежем состоянии оливково-зеленая или зеленовато-серая, однородная, неслоистая. Содержание органического вещества в ней, в среднем, 3.48%. Механический состав поразительно однороден, и количество частиц  $<0.01$  мм около 92—96%. Эта однородность нарушается ближе к шельфу, где примесь зерен песка увеличивается и иногда появляются тонкие прослои его. Здесь же иногда резко

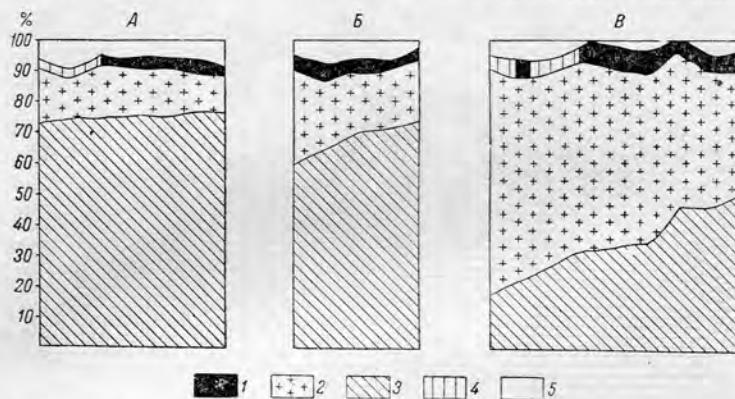


Рис. 133. Основные компоненты современных глубоководных осадков Черного моря. А. Д. Архангельский и Н. М. Страхов, 1938.

1 — органическое вещество; 2 — карбонаты; 3 — обломочный материал;  
4 — прочие (минеральные) новообразования; 5 — отсутствие данных.

увеличивается содержание гидротроилита, придающего глине черный цвет (рис. 132 и 133).

Переходный глинисто-известковый ил представляет собой зеленовато-серую вязкую массу, обладающую очень резко выраженной слоистостью, зависящей от чередования глинистых сапропелевых темных прослоев и светлых известковых прослоев (рис. 132 и 133).

Известковистый ил развит в наиболее удаленных от берега участках; нередко он переслаивается с серой глиной. В свежем виде — это грязновато-белый, сероватый, тонкослоистый осадок, в сухом состоянии — легкий и хрупкий. Содержание  $\text{CaCO}_3$  в глинистых разностях в среднем 45%; в чистых разностях 61.87%. Количество частиц меньше 0.01 мм в диаметре превышает 90% (рис. 132 и 133).

Глубоководные пески встречаются среди илов, образуя прослои от нескольких миллиметров до 10—12 см толщиной. Большинство прослоев представлено тонкозернистыми пылевидными разностями, но встречаются и средне- и грубозернистые пески. Условия образования их неясны. Повидимому, их возникновение связано со значительными движениями воды, но чем вызваны эти движения — течениями или волнами, образующимися при землетрясениях и подводных оползнях, пока определено сказать нельзя. Вообще в работе А. Д. Архангельского и Н. М. Страхова (1938) донные течения не получили должного освещения и значение

их явно недооценено. Например в образовании областей, лишенных современных осадков (рис. 132), возможно не только участие подводных оползней, но и донных течений, тем более, что эти области расположены у перегиба шельфа в континентальный склон, где скорость донных течений бывает весьма значительной. Это с полной несомненностью установлено для шельфа Норвегии и других шельфов, и вряд ли Черное море является исключением.

Органические остатки в глубоководных отложениях представлены планктонными и нектонными организмами: эмбриональными раковинами моллюсков, преимущественно пелеципод, диатомеями, мелкими фораминиферами, чешуйками и целыми скелетами рыб. В большом количестве и во многих образцах встречена пыльца хвойных; нередки обломки ветвей и стволов растений и, вообще, растительный детрит. Иглы губок встречаются обычно во всех пробах, но происхождение их неясно. Надо учитывать, что заражение сероводородом носит неравномерный характер и некоторые группы животных, например черви, живут в илу, зараженном сероводородом, при ничтожном доступе кислорода; здесь роль донных течений может быть весьма существенной.

**Карбонаты.** Закономерности в распределении карбонатов (преимущественно  $\text{CaCO}_3$ ) рассмотрены Н. М. Страховым (1951). Он указывает, что подавляющая масса карбонатов, около 83%, представлена пелитоморфным (глиноподобным) кальцитом и только 17% составляет биогенный раковинный кальцит.

Глиноподобный кальцит состоит из известковой мути, выносимой в море горными реками, и химического осадка. Его абсолютная масса, т. е. количество граммов на 1 кв. см, наибольших размеров достигает в прибрежной части западной половины Черного моря с глубинами до 150—175 м; здесь она колеблется от 5—6 до 20—50 г и больше на 1 кв. см.

Раковинный кальцит также связан с небольшими глубинами. Главные поля ракушняков развиты в северо-западной части моря, где количество осаждающегося терригенного материала сравнительно невелико.

Интересно, что наивысшее процентное содержание карбонатов, до 50—60% и выше, наблюдается в наиболее глубоких впадинах, там, где абсолютная масса их наименьшая. Такое обратное соотношение («инверсия», как его называет Н. М. Страхов, 1951) объясняют влиянием одновременно осаждающегося терригенного материала. В прибрежных областях масса последнего громадна, поэтому он, смешиваясь с карбонатами, разбавляет их, резко понижая процентное содержание. На больших глубинах принос терригенного материала ничтожен; вследствие этого происходит концентрация карбонатов и их процентное содержание сильно повышается.

Все осадки Черного моря, также как и в других морских бассейнах, более или менее известковистые.

Черное море служит примером возобновления морской жизни и накопления осадков в геосинклинальной области, уже отмершей и превратившейся в часть материка и, тем самым, в часть платформы. На его примере мы видим, как морская область, превратившаяся в часть материка, покрытую пресными озерами, снова становится глубоким морским бассейном. Это скачкообразное изменение не вызывает сомнения и важно как подтверждение такого же изменения материка в океаническую область, произшедшего при образовании Индийского океана.

**Каспийское море** представляет собой не менее своеобразный бассейн, глубинные области которого также заражены сероводородом.

Наиболее полно оно освещено в работах Н. М. Книповича (1905, 1921). Море состоит из двух впадин — северной и южной, разделенных высоким порогом, соединяющим Альшеронский и Красноводский полуострова. Глубины в области перешейка не превышают 200 м; в северной впадине они достигают 800 м, а в южной — даже 1000 м.

Геологическое строение и история впадин резко различны. Северная впадина расположена на мезозойской платформе, окружающие ее неогеновые отложения почти не захвачены складчатостью, и молодые вулканы отсутствуют. Южная впадина расположена в пределах Средиземноморской геосинклинали, неогеновые и даже четвертичные отложения участвуют в образовании складок, которые представляют собой нефтеносные структуры; молодые вулканы широко распространены.

Соленость Каспийского моря резко понижена и, в среднем, составляет около 1.5%, но все же она высока для населяющей его так называемой каспийской фауны. Поэтому отдельные иммигранты, например *Cardium edule*, *Mytilaster* и кефаль, попадают в благоприятные условия и размножаются с необыкновенной скоростью и в поразительных количествах. Как известно, *Cardium edule* и *Mytilaster* являются руководящими формами для двух самых молодых террас. Терраса с *Mytilaster* всего 12—15 лет, и тем не менее она четко выражена благодаря последнему падению уровня Каспия на 2 метра.

На севере, вблизи дельты Волги, опреснение достигает такой степени, что на дне моря живут только пресноводные формы *Limnaeus*, *Planorbis*, *Anodonta*. Несколько далее следует обширная зона, населенная смешанной фауной, состоящей из пресноводных и морских форм — *Monodacna*, *Adacna*, *Neritina*. Только на большом расстоянии от дельты Волги фауна становится чисто морской, каспийской.

Подобное одновременное обитание в одном и том же морском бассейне морских и пресноводных форм недостаточно учитывается в наших построениях. Найдя одновременную морскую и пресноводную фауну, мы для каждой из них устанавливаем отдельные бассейны, а также часто определяем для них разный возраст. Фауна северной части Каспия и Финского залива показывает, что такие обособления не обязательны.

Осадки Каспия ранее были известны в самой общей форме, и только работы советских океанографов осветили их более детально и полно. Среди них можно назвать исследования С. В. Бруевича (1946) с соавторами, М. В. Кленовой (1939, 1947, 1948) с сотрудниками, А. А. Колоколова (1940).

Карта распределения осадков составлена М. В. Кленовой (1948) (рис. 134). На ней хорошо видна основная особенность отложений Каспия — высокая известковистость, освещенная в работах В. П. Батурина (1940) и А. А. Колоколова (1940), С. В. Бруевича (1946) и М. В. Кленовой и Л. А. Ястребовой (1947). В северной части моря громадные площади заняты ракушняками, а в южной известковым илом — будущими известняками-ракушняками — и тонкослоистыми, тонкозернистыми, частью афанитовыми известняками.

Причины, обуславливающие распределение карбонатов в Каспийском море, освещены Н. М. Страховым (1951). Основной причиной служит принос и накопление терригенного материала. Все большие реки впадают в западную часть Каспия. Огромные массы приносимого ими материала осаждаются в западной, мелководной зоне и делают илы малокарбонатными, несмотря на большие количества  $\text{CaCO}_3$ . Вдоль восточного, пустын-



Рис. 134. Распределение осадков в Каспийском море. М. В. Кленова, 1948.  
 1 — песок; 2 — илистый песок; 3 — песчанистый ил; 4 — ил; 5 — глинистый ил; 6 — известковый ил; 7 — ракуша; 8 — битая ракуша; 9 — камень.

ного, берега реки отсутствуют, принос терригенного материала незначителен, и все осадки отличаются высоким содержанием карбонатов, у берега 20—50%, а на глубинах от 60 до 100 м даже выше 50%. Вдоль восточного берега протягивается и главная зона ракушняков.

Второй причиной, резко влияющей на распределение карбонатов, является глубина. Содержание их выше 50% наблюдается только на глубинах до 100 м; содержание 20—50% также приурочено к этим глубинам, только на востоке южной впадины оно распространяется на глубины 100—400 м. Вся северная впадина и большая, западная, часть южной впадины характеризуются малокарбонатными осадками, с содержанием  $\text{CaCO}_3$  на севере 10—15% и на юге 10—20%.

Н. А. Страхов (1951) совершенно правильно подчеркнул значение разбавления карбонатных осадков терригенным материалом, т. е. значение концентрации карбонатов в осадке. Закон концентрации имеет исключительное значение в образовании многих осадков.

Глубокие впадины, расположенные к северу и югу от подводного порога, соединяющего Апшеронский и Красноводский полуострова, отличаются развитием наиболее тонкозернистого осадка — глинистого ила. Характерна однородность состава ила, объясняющаяся одинаковыми условиями, в которых он отлагается (табл. 27).

Таблица 27

**Механический состав глинистого ила Южного Каспия  
(по М. В. Кленовой, 1948)**

| Фракции в мм | Номера станций * |       |       |       |       |       |
|--------------|------------------|-------|-------|-------|-------|-------|
|              | 3                | 5     | 18    | 19    | 20    | 21    |
|              | Глубина в м      |       |       |       |       |       |
|              | 789              | 695   | 395   | 689   | 960   | 860   |
| 1.0          | —                | —     | Следы | —     | —     | —     |
| 1.0—0.1      | Следы            | Следы | Следы | Следы | Следы | Следы |
| 0.1—0.05     | 23.6             | 20.2  | 24.4  | 20.9  | 25.0  | 27.3  |
| 0.05—0.001   | 26.1             | 23.7  | 26.6  | 27.6  | 20.9  | 18.9  |
| <0.001       | 50.3             | 56.1  | 49.0  | 51.5  | 54.1  | 53.8  |

**О х о т с к о е м о р е.** Охотское море и его непосредственное продолжение — Японское море — характерны своим тождеством с миоценовыми морями юга СССР. Это — обширные, вытянутые вдоль берега, сравнительно узкие, но глубокие моря. В северной части Охотского моря глубины измеряются 500—600 м, к югу они увеличиваются и вблизи Японии превышают 3000 м; в средней части Японского моря они достигают 2000—3000 м.

Эти моря обособляются от открытого океана цепью узких, гористых островов и полуостровом Камчатка, на которых расположены многочисленные действующие вулканы. Много узких проливов, обычно небольшой глубины, поддерживают сообщение этих морей с океаном.

Соленость понижена, хотя и незначительно, и такие группы, как головоногие и акулы, отсутствуют, но общий характер фауны типично морской.

\* Номера станций соответствуют номерам, приведенным на карте рис. 134.

Осадки терригенные; рифовые известняки отсутствуют, но ракушки распределены широко. Нередки туфогенные толщи, особенно вблизи вулканических центров — Камчатки и Курильских островов. Обильные дожди обуславливают отсутствие самосадочных лагун и озер. Береговые болота редки и небольших размеров. Дельты отсутствуют или слабо развиты, и в устьевых частях многих рек развиты губы, иногда значительных размеров, например Гижигинская губа.

**Калифорнийский залив** представляет собой весьма своеобразное внутреннее море длиной около 1100 км и шириной от 100 до 200 км. В средней части его наблюдаются глубины выше 3000 м. С запада он ограничен молодыми складчатыми горами полуострова Калифорния; с востока его также ограничивают молодые складчатые горные цепи побережья.

По указанию Нетленда (Natland and Rittenberg, 1941), характернейшей особенностью Калифорнийского залива является широкое распространение, на тысячи квадратных миль, зеленоватого, тонколистоватого, весьма обогащенного органическим веществом ила. Этот ил представляет собой аналог нефтеносных миоценовых диатомовых сланцев Калифорнии. Листоватость вызывается чередованием белых и зеленых прослойков мощностью всего от 0.2 до 1 мм. Подсчет количества современных диатомей показал, что зимой оно достигает 20 т на один акр поверхности моря.

**Внутренние моря прошлого.** Типичными примерами внутренних морей прошлого служат неогеновые моря юга Европейской части СССР.

### НИМИЯ АРХИПЕЛАГ

**Общая характеристика.** На всем земном шаре эта нимия представляет собой область наиболее интенсивных процессов разрушения и накопления. В тропиках она одновременно служит областью наибольшего развития известняков и доломитов. Наконец, в ее пределах наблюдается необыкновенно сильное проявление вулканической деятельности; гигантских размеров достигают поднятия и опускания земной коры.

Все это вместе взятое делает нимию архипелаг поразительно своеобразной и интересной областью. Выше, на стр. 44, уже было сказано, что некоторые геосинклинали прошлого, например Ангарская геосинклиналь, могли быть только архипелагами. Индонезийский архипелаг и его продолжение — Гебридские острова, острова Фиджи и Тонга и Новая Зеландия — представляют собой наиболее значительную современную геосинклиналь. Ее протяженность составляет 16 000 км, а ширина — 3000 км.

Мы рассмотрим Индонезийский и Вест-Индский архипелаги как примеры тропических архипелагов, Эгейский архипелаг — как пример архипелага умеренных широт и архипелаг Франклина — как пример полярного архипелага.

**Индонезийский архипелаг** представляет собой гигантское тектоническое сооружение, недавно возникшее и продолжающее свое формирование. Его образование закончится созданием высокогорной страны, которая соединит Южную Азию с Австралией и, вероятно, с Новой Зеландией.

Индонезийский архипелаг начинается Андаманскими островками, полуостровом Малакка и островом Хайнань (рис. 135). Далее следует основная часть архипелага: Суматра, Банка, Биллитон, Борнео, Ява, Филиппинские и сотни других небольших островов. Эти острова разделяются

многочисленными узкими и мелкими проливами. Необыкновенно сильные течения этих проливов пользуются известностью. Далее ширина архипелага несколько сужается. Интересен остров Целебес с необыкновенно сложными очертаниями. В районе о. Новая Гвинея в состав архипелага входят северные мысы Австралии. Еще далее зона молодых складчатых гор загибается к юго-востоку и включает в себя Большой Барьерный риф Австралии, Соломоновы, Гебридские и Ново-Каледонские острова, затем острова Фиджи, Тонга и, наконец, Новую Зеландию. Число остро-

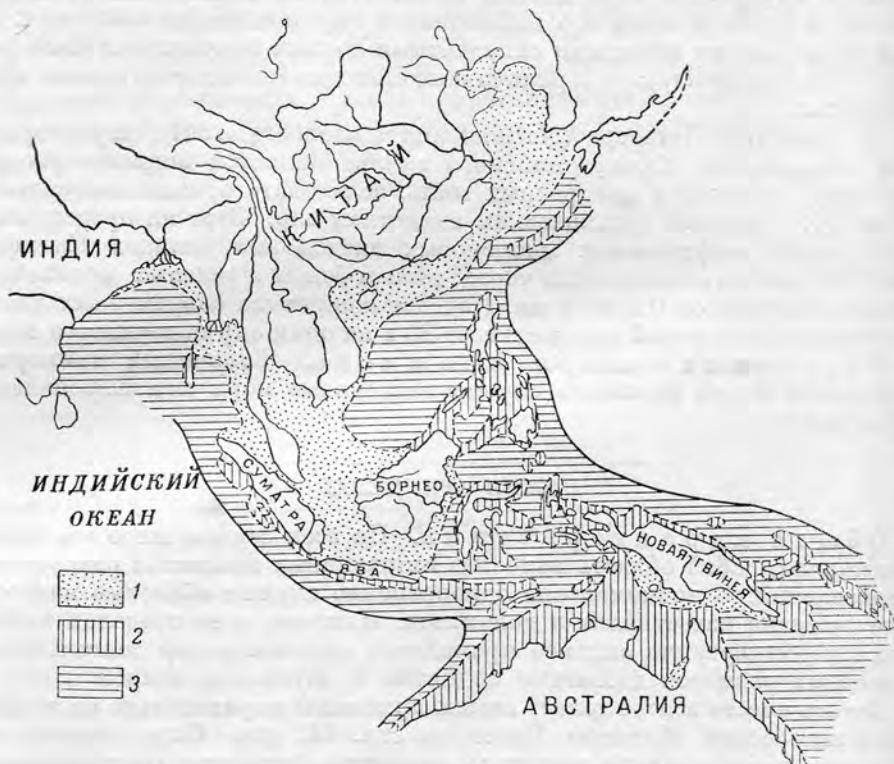


Рис. 135. Основные типы отложений морей Индонезийского архипелага.

1 — обломочные отложения; 2 — карбонатные отложения; 3 — глубоководные отложения.

лов, входящих в состав архипелага, точно не подсчитано; оно измеряется многими тысячами.

Характерны резкие колебания высот. Высота горных хребтов на многих островах достигает 4000—5000 м; в то же время к этим островам почти непосредственно примыкают глубочайшие прогибы морского дна; к востоку от о. Тонга глубины достигают 9180 и 9430 м. Некоторые геологи эти взаимосвязанные большие высоты и глубины рассматривают как наиболее яркие проявления волнообразных движений земной поверхности.

Многие внутренние моря, расположенные среди островов, также имеют большие глубины — 5000—6000 м. Глубина моря Банда достигает 6500 м, Целебесского моря — 5110 м; Южно-Китайского моря — 5230 м. Острова Суматра и Ява ограничены впадинами с глубинами 5210, 5560, 5850, 6200 м.

Весь архипелаг является областью интенсивнейшего проявления вулканической деятельности. Число действующих вулканов исчисляется сотнями; среди них находится знаменитый вулкан Кракатау, извержение которого потрясло весь земной шар.

Наконец, Индонезийский архипелаг представляет собой наибольшую на всем земном шаре площадь рифообразования. Количество рифов не поддается учету; их распространение очень ярко видно на карте, составленной Жубеном (Joubin, 1912). Мощность толщ рифовых известняков и доломитов измеряется, как показало бурение, несколькими сотнями метров. Такая же, примерно, мощность толщ рифовых известняков триасового и юрского возраста Средиземноморской геосинклинали.

Но основными особенностями архипелага служат необыкновенная протяженность береговой линии, разнообразие литоральных отложений и громаднейшая площадь их распространения. Нет ни одного континента, вдоль берегов которого площадь распространения литоральных отложений достигала бы 2000—3000 км, как это наблюдается в пределах Индонезийского архипелага.

Главные особенности Индонезийского архипелага следующие:

1. Громадная площадь распространения и большая мощность прибрежно- наземных и литоральных отложений.
2. Громадная площадь распространения и значительная мощность карбонатных рифогенных массивных и слоистых толщ.
3. Большое развитие и громадные мощности вулканогенных отложений, лав, туфов и пеплов.
4. Необыкновенное разнообразие осадков, начиная от торфов и кончая глубоководными илами.
5. Быстрые и значительные глыбовые и складкообразующие тектонические движения.

Все эти особенности характерны для геосинклинальных отложений. Краткий очерк отложений Индонезийского архипелага дан Кюненом (Kuenen, 1939, 1950); прибрежные отложения описаны Шеффеном (Scheffen, 1937), глубоководные илы — Рилем (Riel, 1932), геология — Моленграфом (Molengraaf, 1930).

**Вест-Индский архипелаг** соединяет Северную и Южную Америку, обособляя Мексиканский залив и Карибское море, достигающие больших глубин (свыше 3000 м для первого и 5000—6000 м для второго).

Архипелаг начинается полуостровом Флорида и состоит из коралловых Багамских островов, Больших Антильских, включающих в себя Кубу, Ямайку, Гаити, и Малых Антильских, охватывающих Гваделупу, Мартинику, Барбадос и Тринидад. У южного конца архипелага расположена громадная дельта р. Ориноко.

Общая протяженность архипелага 3000 км; ширина — на севере 1000 км и на юге 200 км.

Большие острова гористые с высотами 2500—3000 м. Глубины окружающих их морей на небольших расстояниях от берега достигают 4500—5000 и даже 6412 м. Такие превышения связаны с молодыми тектоническими движениями, проявляющимися также в Индонезийском архипелаге. В северной части Карибского моря расположен известный провал Бартлита с глубинами 5500—6500 м.

На островах имеются шесть действующих вулканов и много потухших. Известно катастрофическое извержение вулкана Пеле на острове Мартиника.

Весьма широко распространены коралловые рифы. Они окаймляют все острова и полностью слагают Багамские острова. Известная Большая Багамская банка достигает 600 км длины и 300 км ширины.

Большие размеры тектонических движений подтверждаются обнаружившимися на острове Барбадос абиссальными отложениями, описанными на стр. 480.

Все основные особенности Индонезийского архипелага свойственны и Восточно-Индскому архипелагу.

Эгейский архипелаг располагается в Эгейском море, между Грецией и Турцией. Многочисленные и разнообразные острова Эгейского моря были впервые названы архипелагом еще древними греками.

Размеры архипелага сравнительно небольшие: длина 650 км, ширина 500—550 км. Число островов значительно. Наиболее крупные из них Родос, Самос, Хиос и Митилини.

Недавно Эгейский архипелаг представлял собой такую же горную страну, какой являются сейчас Греция и Малая Азия. В результате опусканий, произошедших в конце четвертичной эпохи, одновременных с опусканиями бассейна Черного моря, эта горная страна оказалась ниже уровня моря, и современные острова представляют собой вершины гор и хребтов, оставшиеся выше уровня моря.

Глубины Эгейского моря сравнительно небольшие — 500—800 м, только местами они достигают 1100—1600 м. Высота гор на островах около 1000—1250 м.

На некоторых островах располагаются действующие и потухшие вулканы, наиболее известным из которых является Санторин. Многие вулканы располагаются в цепях островов Циклады и Спорады.

Эгейский архипелаг так же, как и другие архипелаги, является областью интенсивных молодых тектонических движений, происходящих и в настоящее время.

Низкие средние температуры моря препятствуют развитию коралловых рифов, существовавших здесь даже в плиоценовую эпоху. Это основное отличие от тропических архипелагов, для которых характерно широкое распространение рифов.

Северо-Американский архипелаг, или архипелаг Франклина, располагается вдоль северо-восточной части Северной Америки и между ней и Гренландией. В его состав входит несколько больших островов, которые называются «землями», например Баффинова земля, земля Гранта и многочисленные острова меньших размеров. Все эти острова трудно доступны и мало исследованы. Для них характерно широкое развитие оледенения.

Протяженность архипелага в широтном направлении около 2000 км, в меридиональном — 2500 м. Здесь отсутствуют не только коралловые рифы, но и действующие вулканы.

Своебразной особенностью служит большое распространение ледниково-морских отложений, связанных с таким же большим распространением оледенения.

Зона молодой складчатости проходит по северной окраине архипелага, большая же часть его складчатостью не захватывается.

**Типы архипелагов.** Последняя особенность указывает на существование двух типов архипелагов: геосинклинальных с интенсивным проявлением одновременной им складчатости и платформенных, не захваченных складчатостью. К последним относятся все архипелаги

западного и северного побережий Евразии: Британские острова, Шпицберген, Земля Франца Иосифа, Северная Земля, Новосибирские острова. С тектонической и вулканической точек зрения это все мертвые острова.

К первому типу архипелагов относятся все группы островов побережья Тихого океана: Алеутские, Курильские и Японские острова. Это интенсивно движущиеся, огнедышащие острова.

### РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ФАУНЫ В ТЕРИГЕННЫХ ФАЦИЯХ СОВРЕМЕННЫХ МОРЕЙ

Выше мы познакомились с характеристикой основных типов терригенных фаций. Для решения ряда палеогеографических вопросов необходимо знать характеристику не только отдельных фаций, но и целых бассейнов. Только тогда может быть получена истинная картина соотношений отдельных фаций, их взаимной связи, а также выяснено их значение и разнообразие.

Поэтому мы приведем сводку данных по фациям некоторых наиболее изученных бассейнов:

1. Средиземное море, Лионский залив у Пиренеев. По данным Прюво (Pruvot), табл. 28.
2. Атлантический океан, Ла-Манш, берега Франции. По данным Прюво (Pruvot, 1897—1898), табл. 29.
3. Черное море. По С. А. Зернову (1911, 1934), табл. 30.

Живое описание фаций (биоценозов) Черного моря дает Г. И. Танфильев (1931) по работе С. А. Зернова (рис. 136).

Шельф, идущий до глубины 210 м, делится на два яруса в зависимости от проникновения и силы волн.

В открытом море и в более открытых заливах верхний ярус — район сильного действия волн на поверхность и глубину — занимает верхние 30—60 м, а в закрытых заливах, портах и гаванях — только верхние 8—19 м.

В этом верхнем ярусе открытого моря и в более открытых заливах С. А. Зернов различает скалы и песок, а в закрытых заливах и портах скалы могут замещаться илистым песком и искусственными сооружениями.

Рассмотрим сначала биоценоз скал, опускающийся обычно до глубины около 17 м и не глубже 32 м. На прибрежных скалах, подвергаемых действию волн, ветра и прибоя, но не погруженных в воду, сидит выше всех морской желудь (*Balanus*) и ракушка (*Littorina neritoides*), поднимающиеся до высоты двух, трех и более метров выше уровня воды. В том же поясе массами карабкается краб *Pachygrassisus marmoratus*. У самой воды тянется полоса развития известковой водоросли *Corallina mediterranea*, а под водой обычны мидии *Mytilus galloprovincialis*. На скалах, покрытых водой, где вода погрязнее, господствуют водоросли *Ulvae*, или морской салат, и энтероморфа, причем на ульве живет мелкая изящная улитка *Nassa reticulata*.<sup>1</sup> У Севастополя часто попадаются сверлящие моллюски, особенно камнеед *Petricola lithophaga*, довольно быстро просверливающий скалы. Менее быстро разрушительную работу производят некоторые губки и водоросли. Местами на скалах живут, плотно прирастая к ним, съедобные устрицы *Ostrea sublamellata*.

<sup>1</sup> По С. А. Зернову, эта улитка очень часто обвешивает попавшую в сети рыбу так, что за ночь от нее остаются буквально кожа да кости, причем кожа сохраняет форму нетронутой рыбы.

Очень обычен в Крыму моллюск *Teredo navalis*, древоточец. По наблюдениям С. А. Зернова, *Teredo* протачивает доски и сваи в течение полутура месяцев на 2.5 см в глубину. В Феодосии в 1909 г. пришлось разобрать совершенно испорченную древоточцем и сверлящим ракообразным Amphipoda пристань, стоившую много десятков тысяч рублей.



Рис. 136. Биоценозы Черного моря. По С. А. Зернову, 1911.

I. Биоценоз скал. 1 — краб; 2 — *Balanus*; 3 — *Patella*; 4 — бурая водоросль; 5 — зеленые водоросли; 6 — мидии; 7 — анемоны; 8 — бычок. II. Биоценоз песка. 9 — черви немертини; 10 — нишающие черви; 11 — ракчи бокоплавы; 12 — *Venus*; 13 — султанка; 14 — камбала; 15 — рак отшельник. III. Биоценоз морской травы. 16 — Морская трава *Zostera*; 17 — морские иглы; 18 — зеленушки; 19 — морские коньки; 20 — креветки. IV. Биоценоз устричника. 21 — устрицы; 22 — *Pecten*. V. Биоценоз мидиевого ила. 23 — мидии (*Mytilus*); 24 — красная водоросль; 25 — красная губка; 26 — ацилины. VI. Биоценоз фазеолинового ила. 27 — фазеолина (*Miodiola*); 28 — офиуры; 29 — *Tegophorus*. VII. Серово-водородная зона. 30 — царство бактерий. VIII. Открытое море, планктон. 31 — медуза; 32 — ктенофора.

Зернов, по нескольку штук садятся на плавающих медуз, пользуясь ими как средством передвижения. Биоценоз песка внизу часто переходит в биоценоз ракушняка, в свою очередь более резко отделяющийся от глубже лежащего биоценоза мидиевого и фазеолинового илов. Слагается биоценоз ракушняка, в основном, из тех же моллюсков, что и биоценоз песка, отличаясь от него преобладанием ракушек, из которых съедобная

Биоценоз песка, развитого обычно до глубины около 32 м, при средней глубине залегания в 10.5 м, состоит из организмов, закапывающихся в песок. Это часто разного рода черви, например саккоцирусы и немертины, или некоторые двусторчатые моллюски и важный в истории зоологии ланцетник (больше всего на глубине 13—17 м). К песку приурочены и разные камбалы, плоское тело которых как нельзя лучше приспособлено к поверхности песка, на которой они лежат или на которой плавают, отыскивая себе пищу. Из моллюсков в более глубоких местах живут *Cardium*, *Syndesmia* и др.

Из ракообразных наиболее типичны для песка раки-отшельники и морские блотхи (*Gammarus*). Глубоко зарывается в песок моллюск *Dolmen*, в большом количестве добываемый из нор у берегов Болгарии; он употребляется в пищу. У Севастополя он редок. Характерен также краб-плавунец *Portunus bol-satus*, то сидящий, закопавшийся в песке, то быстрыми движениями ножек поднимающийся вверх. Эти же крабы, как описывает С. А.

Таблица 28

## 1. Лионский залив

| Область и зоны      |                         | Фации  |  |                                     |
|---------------------|-------------------------|--|--|-------------------------------------|
|                     |                         | открытого моря   |  | закрытых заливов                    |
|                     |                         | скал   | песков                                   | илов                                |
| Литоральная область | Литоральная зона        | Полуназемная зона  | Голые скалы и камни                      | Обычно сухой пляж                   |
|                     |                         | Верхняя  | Голые скалы или скалы с водорослями      | Чистый песок                        |
|                     |                         | Средняя  | Скалы, заросшие водорослями              | Заросли водорослей или чистый песок |
|                     |                         | Нижняя   | Растущие известковые водоросли-кораллины | Галечник с <i>Bryozoa</i>           |
| Изобата 40—80 м     |                         |  |  |                                     |
| Береговая область   | Зона берегового ила     | Чистый прибрежный ил с окаймляющей полосой песчанистого ила  |  |                                     |
|                     | Зона песков             | Пески, галечники и конкреции континентального плато (шельфа) |  |                                     |
| Изобата 250 м       |                         |  |  |                                     |
| Глубинная область   | Зона кораллов           | Ил или выходы скал, покрытые кораллами и обломками ракушки   |  |                                     |
|                     | Зона глубоководного ила | —  | Чистый глубоководный ил                  |                                     |

устрица составляет местами даже предмет промысла. Вместе с устрицами ракушняк образуют *Pecten ponticus*, *Modiola adriatica*, *Nassa reticulata*, *Cardium edule*, ракообразные губки, водоросли и др.

Если примесь ила к прибрежному песку велика, то в тихих, защищенных от волн местах почти во всех заливах близ Севастополя поселяется морская трава зостера (*Zostera marina*), между листьями которой плавает масса ракообразных, рыб и др., причем на листьях живут разные моллюски, гидроиды, мшанки и т. п. Средняя глубина залегания биоценоза зостеры 4 м. Там, где ил подходит к уровню воды, очень часто около лугов зостеры развивается биоценоз илистых берегов. Для него особенно характерно обилие червей (*Arenicola*, *Nereis*, *Glycera* и др.), среди которых живут и другие организмы, например *Cardium*.

Бури нередко срывают зостеру и другие водные растения и выбрасывают их на берег или уносят далеко в море, где эти растения погружаются на дно, образуя здесь целые залежи. На этих залежах, создающих

Таблица 29

## 2. Ла-Манш

| Область и зоны      |                         | Фации   |   |  |
|---------------------|-------------------------|---|---|--|
|                     |                         | открытого моря  |   | закрытых заливов   |
|                     |                         | скал  | песков  |  |
| Литоральная область | Полуназемная зона       | Скалы   | Чистый песок  | Песчанистые и илистые берега                             |
|                     |                         | Скалы с водорослями <i>Fucus</i>                      | Верхний пляж с <i>Cardium edule</i>                               | Береговой ил. Песчано-илистый пляж. Камни, покрытые илом |
|                     |                         | Камни и скалы, заросшие водорослями <i>Cystoseira</i> | Нижний пляж с <i>Solen</i> . Заросли морской травы <i>Zostera</i> | Песчанистый ил. Ил, заросший водорослями                 |
|                     | Литоральная зона        | Скалы, покрытые водорослями <i>Laminaria</i>          | Галечник с <i>Vugozoa</i> . Скопления ракушек                     | Мёрль: скопления растущих и отмерших кораллов            |
|                     |                         |   |   |  |
|                     |                         |   |   |  |
|                     |                         |   |   |  |
|                     |                         |   |   |  |
|                     |                         |   |   |  |
| Изобата 40—80 м     |                         |   |   |  |
| Береговая область   | Зона берегового ила     |   |   | Нет  |
|                     | Зона песков             | Пески и галечники, развитые на дне Ла-Манша           |   |  |
| Изобата 250 м       |                         |   |   |  |
| Глубинная область   | Зона кораллов           |   |   | Нет  |
|                     | Зона глубоководного ила |   |   | Нет  |

биоценоз мертвых растений, появляются разные черви, ракообразные и моллюски. Залежи мертвой зостеры рыбаки называют «осетровой травой», потому что они часто совпадают с зимними залежами осетров.

Выше уже было замечено, что биоценоз ракушки глубже в море заменяется биоценозом мидиевого ила, начинающегося в открытом море с глубины около 32—64 м, при наилучшем развитии — в среднем на глубине около 42 м. В закрытых участках биоценоз мидиевого ила расположен на глубине до 19 м. Вследствие сильно ослабленного действия волн здесь на дне осаждается не песок, а ил. Мидиевый ил у берегов Крыма достигает глубины около 80—100 м, у Одессы же — 20 м.

Данный биоценоз получил свое название от преобладания мидий (*Mytilus galloprovincialis*), вместе с которыми живут, однако, и многие

Таблица 30

## 3. Черное море

| Область и зоны                | Фации                        |   |   |
|-------------------------------|------------------------------|---|---|
|                               | открытого моря               |   | закрытых заливов  |
|                               | скал                         | песков  | скал, илистого песка  |
| Континентальное плато         | Литоральная зона             | Прибрежные скалы, образованные прибоем                              | Пляжи. Саккоциру-совый песок. <i>Saccocirrus</i> — червь  |
|                               |                              | Верхний ярус зарослей <i>Cystosira</i>                              | Заросли <i>Zostera</i> до 0—11 м; скаловый или ракушечный песок с <i>Venus</i> , <i>Tapes</i> , иногда амфиоксовый песок (около 23 м) |
|                               |                              | Нижний ярус зарослей <i>Cystosira</i> (не глубже 60 м)              | Заросли <i>Ulvae</i> и <i>Zoster</i> , иллистый песок с <i>Cardium</i> , <i>Syndesmia</i> и червями; заросли <i>Cystosira</i> и скалы |
|                               | Район сильного действия волн | Ракушняк, реже устричник  | Устричный или мидиевый ил   |
|                               |                              | Изобата 30—60 м   | 8—18 м  |
|                               |                              | Мидиевый ил 45—80 м. Мидия <i>Mytilus</i>                           | Мидиевый ил   |
| Батиальная и абиссальная зоны | Сублиторальная зона          | Теребеллидный ил  | —   |
|                               |                              | Фазеолиновый ил, средняя глубина 120 м<br><i>Modiola phaseolina</i> | —   |
|                               |                              | Изобата 210 м   | —   |
|                               |                              | Сероводородное царство  | —   |

другие моллюски (*Cardium*, *Tapes*), гидроиды и т. д. В биоценозе мидиевого ила находят предел своему распространению и водоросли.

Прибрежные части морского дна еще обнаруживают ряд сходных черт в биоценозах Черного и Средиземного морей. Но уже на глубине распространения мидиевого ила, как показывает С. А. Зернов, разница в биоценозах обоих морей выступает очень резко, что зависит от гораздо более низкой температуры воды в Черном море — на глубине около 53 м до 7—6°, чего никогда не бывает в Средиземном море, фауна которого поэтому на данной глубине гораздо богаче.

При столь низких температурах в Черном море могут жить только организмы, свойственные более холодным морям. Из таких организмов огромное распространение на глубинах приблизительно от 75 до 200 м получает пелеципода *Modiola phaseolina*. Это дало повод назвать фации данных глубин фазеолиновым илом. Средняя глубина залегания этого биоценоза 80—100 м. Модиола очень распространена у берегов Великобритании, но редко встречается у берегов Средиземного моря,

Таблица 31

## 4. Кольский залив

| Фация         |                                   | Псевдо-абиссальная до 400 м      | Элиторальная до 200 м                            | Сублиторальная 0—60—75 м                                     | Литоральная (осушной район)                                   |
|---------------|-----------------------------------|----------------------------------|--|--|---|
| Скалы и камни | Подфация скал                     | —                                | Биоценоз губок и гидроидов<br>Биоценоз асцидий   | Редко зарастает <i>Lithothamnium</i>                         | Широко развиты  |
|               | Подфация камней                   | —                                | Чистые камни<br>Песчаный гальчник, на 200 м      | Морен-ный ма-териал<br>Редкая бедная фауна                   | Подвижные конгломераты<br>Неподвижные камни и галька с фауной |
| Пески         | Полуфация крупного песка и гальки | —                                | —  | Довольно обычна, но с бедной фауной                          | Редка, безжизненна  |
|               | Денталиевый песок                 | —                                | —  | Мелкозернистый песок с <i>Dentalium</i> и др.; богатая фауна | —   |
|               | Илистый песок                     | —                                | —  | Широко распространен в илистых заливах                       | —   |
| Илы           | —                                 | —                                | —  | Глинисто-песчанистые илы                                     | Отлогие берега то песчанистые, то илистые                     |
|               | —                                 | Гиперамино-вый ил (нижний отдел) | Песчаный ил с <i>Hyperammina</i> (Верхний отдел) |  |   |
|               | —                                 | —                                | Глинистый ил                                     |  |   |
|               | Ветвистый <i>Lithothamnium</i>    | —                                | —  | Преобладает на глубинах 10—40 м; встречается от 6—85 м       | —   |

Таблица 31 (продолжение)

| Фация   | Псевдо-абиссальная до 400 м             | Элиторальная до 200 м | Сублиторальная 0—60—75 м                        | Литоральная (осушной район)   |
|---------|---|-----------------------|---|---|
| Ракушка | Крупная                                 | —                     | Песчано-илистая с фауной                        | Чистая, немая ракушка. Песчано-илистая с фауной<br>Скопление <i>Mutilus</i> |
|         | Фораминиферовый песок с мелкой ракушкой | —                     | Близка к крупной ракушке, но с массой фораминер | —   |
|         | Мелкобитая ракушка                      | —                     | Битая и целая ракушка с богатой фауной          | Чистая отмывая с бедной фауной<br>—   |

являясь здесь реликтом более холодной эпохи, в Черном же море она встречается в огромном количестве. Вследствие низкой температуры воды и слабого проникновения солнечного света в области фазеолинового ила водорослей почти совсем нет, да и других организмов здесь очень мало. В большом количестве встречаются только моллюски *Syndesmia alba* и немногие другие. На глубинах, в среднем около 200 м, где уже начинают появляться признаки сероводорода, животная жизнь пре-кращается. Громадное пространство северо-западной части моря между Севастополем, Одессой и островом Фидониси, занимающее площадь около 127 км в длину и 74 км в ширину, завалено на глубине от 32 до 64 м, а еще более на глубине 40—50 м, громадными скоплениями живой красной водоросли *Philliphora rubens*.<sup>1</sup>

4. Кольский залив. [По К. М. Дерюгину (1915), табл. 31].

5. Кварнерский залив. Фации Кварнерского залива, в северо-западной части Адриатического моря, детально изучены Лоренцом (Lorenz, 1863). В работе Лоренца содержится заслуживающий большого внимания материал для изучения фаций четвертичных и третичных морей.

#### СХЕМА ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ ФАЦИЙ КВАРНЕРСКОГО ЗАЛИВА

##### I. СУПРАЛИТОРАЛЬНАЯ ЗОНА

Расположена выше уровня прибоя.

1. Фация ракообразных и водорослей. Fauna очень бедная и состоит из одних ракообразных.

##### II. ОСУШНО-ЛИТОРАЛЬНАЯ ЗОНА

Осушается во время отлива. Ширина около 0.7 м.

<sup>1</sup> Эту часть Черного моря С. А. Зернов предлагает называть «Филлофоровым морем». Fauna филлофорового биоценоза очень бедна. Характерно, что большинство встречающихся здесь животных (черви, губки, ракообразные, рыбы) также окрашены в оттенки красного цвета, другие же цвета отступают на второй план.

### А. Скалистые берега

2. Фация литорин. Много литорин и ракообразных.
3. Фация пателл и баланусов. Располагается ближе к уровню отлива.
4. Фация митилусов и актиний. Еще ниже появляются митилусы, актинии, трохусы и литодомусы.

### В. Песчано-галечные берега

5. Фация *Amphitoe penicellata*.

Широко распространена. Одни черви и ракообразные.

### С. Песчано-илистые берега

6. Фация червей *Nereis* и *Arenicola*. *Nereis* обитает там, где больше ила, *Arenicola* — где больше песка.

## III. ЗАТОПЛЕННО-ЛИТОРАЛЬНАЯ ЗОНА

Глубина от 0 до 3.6 м. Сильные движения воды.

### А. Скалистые берега

7. Фация *Echinus lividus* и *Actinia viridis*. На голых камнях.
8. Фация конусов (*Conus*). В зоне удара волн, но в зарослях водорослей богатая фауна гастропод.
9. Фация губок. В защищенных местах появляется масса губок и червей.
10. Фация галиотиса (*Haliotis*). В еще более защищенных местах живет богатая фауна. Много пелеципод и гастропод.
11. Фация митр (*Mitra*). В сплошных зарослях водорослей большое число гастропод и мшанок.
12. Фация риссой (*Rissoa*). В более редких зарослях много мелких гастропод и ракообразных.

### В. Песчано-галечные берега

13. Фация *Sipunculus*. В подвижных камнях фауны почти нет, кроме легко движущихся форм.
14. Фация венусов (*Venus*). В скоплении камней и песка, в мергелистом цементе много пелеципод (*Venus, Cardium*) и гастропод (*Buccinum, Trochus*).
15. Фация кардиума (*Cardium tuberculatum*). На голом илистом песке живет только он один.
16. Фация букцинид (*Buccinum*). Как только появляются на песке и илу заросли морской травы, сразу же появляется богатая и разнообразная фауна гастропод и пелеципод (*Syndesmya, Tapes*).
17. Фация энтомострак. В сплошных зарослях водорослей фауна бедная, много только ракообразных.

### С. Илистый берег

18. Фация гебий (*Gebia*). На красноватом мергелистом илу. Fauna однообразная, главным образом черви.
19. Фация *Cirratulus*. На черном илу, обогащенном гниющим материалом. Fauna довольно разнообразная.

## IV. СУБЛИТОРАЛЬНАЯ ЗОНА

Глубины от 3.6 до 18 м. Осадки те же, что и выше; отсутствует только подвижный галечник зоны прибоя. Движения воды и дневные колебания температуры сильно ослаблены.

### А. Скалистое дно

20. Фация *Buccinum ascanius*. Каменистое и скалистое дно с зарослями водорослей. Fauna однообразная: черви, губки, гастроподы.
21. Фация пинн (*Pinna squamosa*). Плиты и мелкие камни, лежащие на дне. Губки, пелециподы (*Pinna, Spondylus*), омар.

### В. Песчаное дно

22. Фация пектенов и устриц (*Pecten* и *Ostrea*). На чистом дне многочисленные пелециподы (*Pecten, Ostrea, Cardium, Modiola*) и ракообразные. В черном вонючем иле масса диатомей и фораминифер.

## С. И л и с т о е д н о

23. Фация *Ilia* и *Trochus*. Заросли морской травы. Фауна разнообразная. Много ракообразных и гастропод.

## V. В Е Р Х Н Я Я Д Е К Л И В И А Л Н Я Я З О Н А

Глубины от 18 до 36 м. Обычно значительный уклон дна, реже плоское дно, еще реже скалистые банки. Осадки разнообразные. Действие волн отсутствует. Сильные течения, как и в IV зоне.

## А. С к а л и с т о е д н о

24. Фация *Echinus melo* и омаров. Голые камни и скалы, в которых много омаров и других ракообразных и морских ежей.

25. Фация ракообразных. Сплошные заросли водорослей на каменистом или ракушниковом грунте. Масса гастропод и ракообразных.

26. Фация *Lambrus* и *Dromia*. Редкий легкий покров водорослей. Фауна многочисленная и разнообразная. Масса гастропод; пелепицопод мало.

## В. П е с ч а н о - к а м е н и с т о е д н о

27. Фация *Venus verrucosa*. Чистый гравий и грубозернистый песок. Встречается редко. Много пелепицопод (*Venus*, *Tellina*).

28. Фация *Phallusia*. Песчано-илистое дно. Много пелепицопод, гастропод, ракообразных, иглокожих.

## С. И л и с т о е д н о

29. Фация *Corbula nucleus*. Чистый ил. Много *Turritella*, *Aporrhais*, *Corbula*. Нередки ракообразные и иглокожие.

## VI. Н И Ж Н Я Я Д Е К Л И В И А Л Н Я Я З О Н А

Глубины от 36 до 81 м. Рельеф ровный, только местами развиты уклоны. Движения воды отсутствуют.

## А. С к а л и с т о - к а м е н и с т о е д н о

30. Фация *Cardium oblongum*. На скалах и скоплениях камней и между ними нередки черви, ракообразные и пелепицоподы.

## В. П е с ч а н о е д н о

31. Фация *Capulus* и *Pleurotoma*. Чистый грубозернистый песок со скоплениями ракушек и известковых водорослей. Весьма многочисленная и разнообразная фауна. Много гастропод и пелепицопод.

## С. И л и с т о е д н о

32. Фация турритела. Однообразный чистый ил. Разнообразная фауна. Масса пелепицопод и гастропод: *Aporrhais*, *Turritella*, *Cassidaria*, *Venus*, *Tsocardia*, *Pectunculus*.

## VII. Г Л У Б И Н Н Я Я З О Н А

Глубины от 81 до 135 м (наибольшая глубина залива). Грунт однообразный, илистый, реже развиты обломки ракушек. Движение воды нет.

33. Фация авикул (*Avicula*). Fauna бедная и однообразная.

6. Новое в исследовании биоценозов представляют работы датского биолога Петерсена (1914, 1918), который впервые ввел в характеристику биоценозов и тем самым фаций количественный метод. До него характеристика биоценозов была только качественной, как например у Лоренца, С. А. Зернова и К. М. Дерюгина: они приводили список форм, иногда отмечали наиболее распространенные формы, и на этом все кончалось. Петерсен впервые применил особый ковш, захватывавший с морского дна грунт с определенной площади, чаще всего с четверти квадратного метра. Захваченный грунт тщательно промывали и всех животных, вплоть до самых

небольших, подсчитывали до последнего экземпляра. Таким образом, получалась точная количественная характеристика биоценоза, дававшая возможность вполне точного сравнения. Нет никакого сомнения, что и в характеристике ископаемых биоценозов подобный количественный метод может дать исключительно ценный материал. Особенное значение он приобретает при сравнении очень близких биоценозов, например из пермского цехштейна, каспийского плиоцена, постплиоцена и т. п.

Результаты подсчета Петерсен очень остроумно показал графически. На квадрате определенного размера он изображал всех найденных животных. Число нарисованных форм точно соответствует числу найденных экземпляров. Для характеристики приводим изображение трех биоценозов из восьми, установленных Петерсеном для Каттегата.

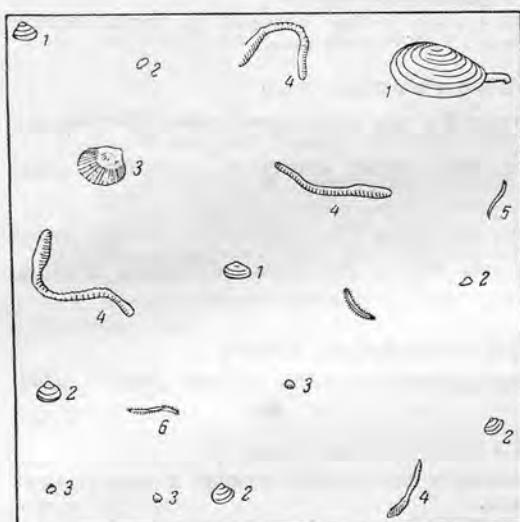
Первый биоценоз (рис. 137) дает характеристику населения илистопесчаного берега, обнаруживающегося при отливе. Фауна очень бедная по числу особей и однообразная по числу видов, которых всего 6. Она состоит из пелеципод: 1) *Mya arenaria* — 1 взрослый экземпляр и 2 молодых; 2) *Macoma baltica* — 5; 3) *Cardium edule* — 1 взрослый и 3 молодых; кольчатые черви: 4) *Arenicola* — 4; 5) *Aricia* — 1; 6) *Nephthys* — 2.

Второй биоценоз (рис. 138) взят уже на глубине 20—22 м с илистого dna. Он гораздо богаче особями и видами. Особенно характерны многочисленные офиуры, переполняющие грунт. Список форм: пелеципо-

Рис. 137. Биоценоз прибрежного ила. По Петерсену, 1914.

ды — 1) *Abra nitida* — 4; 2) *Corbula gibba* — 1; 3) *Cyprina islandica* — 3; 4) *Axinus flexuosus* — 1; 5) *Nucula tenuis* — 1; гастроподы — 6) *Aporrhais pes pelicanii* — 1; 7) *Turritella terebra* — 10; 8) *Chaetoderma nitidulum* — 1; черви — 9) *Glycera* — 1; 10) *Nephthys* — 6; 11) *Brada* — 5; 12) *Terebellides* — 3; 13) обрывок немертины; офиуры — 14) *Amphura* — 60; 15) *Ophioglypha* — 2 молодых; 16) *Ophioglypha* — 1 взрослый; морские ежи — 17) *Echinocardium* — 5; пеннатулиды (кишечноногие) — 18) *Virgularia* — 2.

Третий биоценоз (рис. 139) взят уже на большей глубине — 186 м. Для него характерны разнообразие и многочисленность фауны и небольшие размеры всех форм. Последнее связано уже со значительной глубиной. Резко преобладают маленькие тонкостенные пелециподы. Список фауны: пелециподы — 1) *Abra nitida* — 179; 2) *Cardium minimum* — 11; 3) *Axinus flexuosus* — 20; 4) *Portlandia lucida* — 1; 5) *Leda pernula* — 17; 6) *Leda minuta* — 1; 7) *Nucula tenuis* — 14; 8) Кольчатые черви — *Aricia* — 9; 9) *Artacama* — 8; 10) *Melinna* — 8; 11) *Pectinaria* — 1; 12) *Eumenia* — 1; 13) *Myriochele* — 1; офиуры — 14) *Amphura* — 2; 15) *Ophioglypha* — 5; морские ежи — 16) *Briassopsis* — 9.



Важность количественных измерений подчеркивается сравнением второго и третьего биоценозов. Многие важнейшие руководящие формы в них одинаковы, например *Abra nitida*, *Axinus flexuosus*, *Amphiura*, *Ophioglypta* и др., но количественное содержание резко различное, что дает возможность легкого и точного обособления.

Описание остальных биоценозов приведено в работе Андре (André, 1920) и Петерсена (1914, 1918).

7. Индийский океан. Распределение фаций в тропической области описано Шеффеном (Scheffen, 1937) на примере бухты Пазир

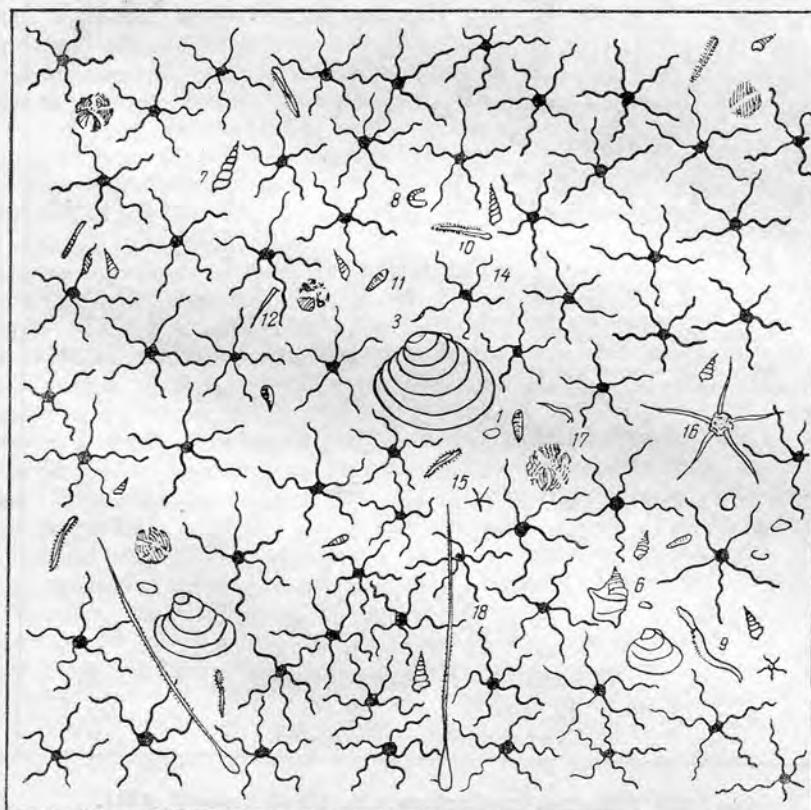


Рис. 138. Биоценоз офиурового ила. По Петерсену, 1914.

Омбо (Pasir Ombo), расположенной на южном берегу Явы. Здесь континентальный склон очень крутой и протягивается до глубин свыше 3000 м.

Эта бухта имеет небольшие размеры и расположена в зоне песчано-скалистого берега. У подножия скал, достигающих свыше 100 м высоты, у самого берега местами развиты песчаные, местами каменистые площадки, почти обнажающиеся при отливе (рис. 140). Такие скалы, сложенные миоценовыми известняками, ограничивают бухту с обеих сторон.

В самой бухте, у линии уровня воды во время прилива располагаются заросли деревьев *Pandanus* типа мангровых зарослей. За ними следует песчаный пляж (рис. 140, I), состоящий из целой и битой ракушки. У линии отлива он местами цементируется, образуя большие глыбы известняка, вероятно, доломитизированного. Эти глыбы указывают на

неодновременное уплотнение и диагенез карбонатных осадков, что вызывает неоднородность образующейся породы.

Цифрой 2 (рис. 140) обозначена каменисто-песчаная платформа, покрытая водой при отливе, но с глубинами не больше 1—2 м. По распределению фауны она подразделяется на три части. На западе *a* развиты округленные колонки кораллов (*Meandrina*), лежащие на плотном известняковом грунте. Они просверлены ходами червей (*Phyllodoa*). Сред-

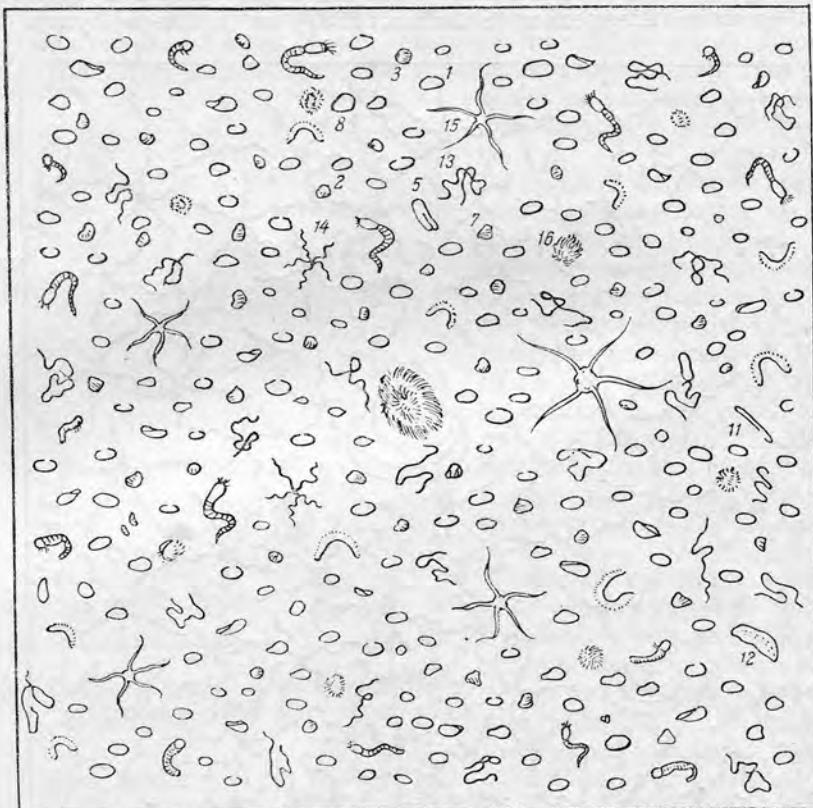


Рис. 139. Биоценоз глубинного ила. По Петерсену, 1914.

няя часть *b* сплошь покрыта колониями морских роз — анемонов. Восточная часть *c* — каменистый грунт, полный расщелин, ходов и трещин, в которых живет громадное количество офиур. На грунте массовые заросли водорослей и морской травы, такого же коричневого цвета, как и офиуры.

На обрывах, у уровня воды (рис. 140, 3) в больших количествах живут *Patella* и *Chiton*; последние держатся в небольших углублениях в известняке.

В одном месте (рис. 140, 4), между скоплениями глыб известняка возникла колония устриц. В защищенном проходе между скалами (рис. 140, 5) в громадном количестве растут известковые водоросли (*Lithotamnium*) и ползают многочисленные морские ежи с большими массивными иглами, круглыми на конце, и толстостенные причудливые крабы.

На участке прибрежной платформы, обнажающейся при отливе (рис. 140, б), развито много ям и провалов, соединяющихся между собой и представляющих настоящие природные аквариумы с массой кораллов, морских ежей, крабов и разнообразных рыб, с зарослями известковых водорослей.

Вблизи от Пазир Омбо расположена другая небольшая бухта Барон. Эта бухта интересна тем, что из известняков, которые ее слагают, выходит довольно большая подземная река. Вследствие этого вода в бухте опресненная, что вызывает весьма резкое изменение фауны. У грота, из которого выходит река, развит покров тонкозернистого серого песка, на котором живут многочисленные ракообразные и рыбы. Все формы, характерные для Пазир Омбо, здесь отсутствуют; только изредка встречаются пустые раковины *Haliotis*.

Различия в фауне и осадках этих двух бухт поразительные.

Общие вопросы экологии рассматриваются С. А. Зерновым (1934), Н. М. Книповичем (1938), Р. Ф. Геккером (1948), Гессе, (Hesse, 1937), в специальном журнале «Journal of animal ecology», в сборнике «Symposium on Hydrobiology» (1941), в работе Шмидта (Schmidt, 1935) и Богана (Vaughan, 1940).

Число работ, посвященных экологии отдельных групп, весьма значительно. Экология брахиопод современных и ископаемых рассматривается Купером (Cooper, 1936—1937); экология диатомей Нэтландом (Natland and Rittenberg, 1941); экология фораминифер — Нэтландом (Natland, 1941); морская микробиология — Цо Беллом (Zo Bell, 1946).

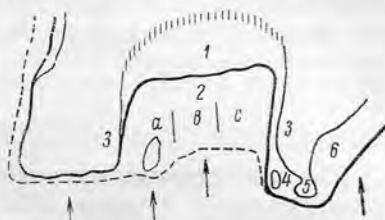


Рис. 140. Бухта Пазир Омбо, южный берег Явы. По Шеффену (Scheffen, 1937).

Черная линия — положение береговой линии при отливе; пунктир — береговая отмель при отливе; за ней начинаются большие глубины; чёрная тонкая линия — положение береговой линии во время прилива; штриховка — край пандусового леса. Цифры и буквы объяснены в тексте.

## НИМИЯ РИФОВАЯ ОБЛАСТЬ

### Общая характеристика

Одна из важнейших нимий океана, представляющая собой область образования значительной части современных известняков. В СССР современные рифы отсутствуют, но рифовые известняки прошлого пользуются громадным распространением в мезозойских и палеозойских отложениях. С ними связаны некоторые крупные месторождения полезных ископаемых, например месторождения бокситов всесоюзного значения и крупнейшие месторождения нефти. Наши рифовые массивы изучены недостаточно; нет сомнения, что дальнейшие исследования их помогут выявить новые месторождения полезных ископаемых.

Литература по современным рифам на русском языке ограничена. Поэтому раздел, посвященный им, пришлось расширить, но даже в этом виде он отражает только самые основные данные.

Сводки по коралловым рифам приведены в работах М. В. Кленовой (1948), Шипарда (1951), И. К. Королюк (1949, 1952), Кюнена (Kuenen, 1950), Гардинера (Gardiner, 1931). Новейшая сводка по современным коралло-

ностью — не менее 400 м. Атоллы западной части Тихого океана сравнительно невелики по площади, но мощность известняков в них громадна. На атолле Бикини буровая скважина прошла по известковым породам 779 м, не дойдя до их основания. Геофизическими наблюдениями выявлена мощность известняков, достигающая 2000—3000 м.

В некоторых областях мощность рифов достигает 200—400 м, и они протягиваются на десятки, а иногда и на сотни километров. Сюда относятся многие рифы Индонезийского архипелага, Тихого океана, Флориды и Багамских островов. Это обычные их размеры, к которым мы привыкли, изучая примеры прошлого. Но паряду с ними широко распространены рифы значительно меньших размеров. Их примером может служить риф Идэм (стр. 460) в заливе Батавия. Он представляет собой плоское линзовидное тело мощностью всего 14 м и в несколько километров в поперечнике. Его, конечно, следовало бы назвать биогермом и даже биостротом, но в то же время это типичный риф.

Наконец, рифы, возникшие на склонах Кракатау после его извержения, представляют собой небольшие массивы диаметром от нескольких метров до немногих десятков метров; они то появляются из-под покрова туфогенного материала, то исчезают под ним.

Современные рифы Кракатау и залива Батавия имеют особенное значение, так как они показывают, что известняковые тела, даже представляющие собой линзовидные пластины небольшой мощности или небольшие глыбы, могут быть типичными рифами.

Из этого следует очень важный вывод, что форма и размеры карбонатных массивов ни в коем случае не могут служить для определения того, образовывались ли они в зоне прибоя или нет. Общепринятое мнение, что риф обязательно должен иметь конусовидную или холмовидную форму, глубоко ошибочно.

Основным критерием образования рифов в зоне прибоя служит состав породообразующих организмов. Массивные рифообразующие кораллы и известковые водоросли указывают на образование в зоне прибоя. Хрупкие мшанки и бокаловидные и лишаевидные известковые водоросли являются породообразующими на глубинах в несколько десятков метров. Поэтому мшанковые рифы в большинстве случаев не связаны с зоной прибоя.

Величина зерен и обломков, составляющих известняки, также не может служить критерием для установления зоны прибоя. Онкоиды Средиземного моря, по данным Вальтера и моим наблюдениям, местами обладают брекчийевой структурой. Только конгломераты с хорошо окатанной крупной галькой могут указывать на зону прибоя.

Вообще установление того, образовался данный известняковый массив или известняковые липзы и глыбы в зоне прибоя или нет, представляет большие затруднения, а во многих случаях и невозможно. Поэтому употребление названия «риф» для всех ископаемых известняковых образований вполне правильно.

Существенная особенность рифов заключается в том, что они могут образовываться на любом грунте, илистом или песчаном, а иногда даже залегать среди глин, как например рифы залива Батавия. Наличие твердого основания не обязательно; кораллы могут вначале прикрепляться к небольшим одиночным обломкам.

Следующая особенность, которая ясно обнаруживается при бурении,— это подчиненное значение массивных коралловых известняков в образовании всего тела рифа. В некоторых буровых скважинах вскрыты

преобладающие рыхлые обломочно-известковые осадки, вплоть до песков, причем скорее всего слоистых. Таким образом, массивность, неслоистость известняков — отнюдь не обязательное свойство рифовых массивов. Наоборот, обязательно присутствие обломочных слоистых и неясно слоистых известняков.

Часто в рифах наблюдается первичная доломитизация известняков, развитая в большей или меньшей степени.

Совершенно ясно, что риф составляет только часть коралловых островов, но часть наиболее характерную, давшую название всей совокупности фаций, образующих коралловые острова.

### Распространение коралловых островов

Распространение коралловых островов имеет следующие характернейшие особенности: 1) связь с тропиками; 2) расположение в виде узких и длинных полос; 3) зависимость от характера берега.

Связь с тропиками объясняется тем, что рифообразующие организмы связаны со средней годовой температурой 20°С. Практически распространение коралловых рифов ограничено 32-м градусом широты, северным и южным.

Коралловые острова располагаются в виде узких, нередко прерывистых полос. Эти полосы тянутся вдоль берега континентов или прибрежных островов. Более редко в виде таких же узких полос они пересекают океан или глубоко вдаются в него. Распространение коралловых рифов показано на карте (рис. 141) Жубена (Joubin, 1912).

Интересно, что полосы распространения рифовых известняков по своим размерам и очертаниям весьма напоминают геосинклинали. Вероятно, они в эпохи прошлого являлись основным элементом в создании геосинклиналей. Важно, что полосы рифовых известняков развиты далеко не во всех геосинклиналях. Например они отсутствуют в мезозойской Тихоокеанской геосинклинали. Этот факт можно сопоставить с отсутствием коралловых рифов в современных умеренных и полярных геосинклинальных зонах и сделать интересный вывод о том, что различие между Тихоокеанской и Средиземноморской геосинклиналями в мезозое объясняется расположением в различных широтах: Средиземноморской — в тропических, Тихоокеанской — в северных или умеренных. Различие это, как известно, состоит в отсутствии рифовых мезозойских известняков в Тихоокеанской геосинклинали и большом развитии их в Средиземноморской.

Следующая важная особенность в распространении коралловых рифов — их зависимость от характера берегов, прерывистость в распространении, отчетливо видная на карте Жубена. Коралловые рифы широко развиты в тропиках в Тихом океане; не менее развиты они в Индийском океане, но в Атлантическом океане, в тех же тропиках, совершенно иная картина. Правда, местами, например в Ост-Индских островах, рифы развиты, но на большой части берегов их нет. Отсутствуют они по восточному побережью Южной Америки и по западному побережью Африки.

Объясняется это тем, что на развитие коралловых рифов громадное влияние оказывает характер берегов, вернее характер континента. Рифы образуются вдоль пустынных берегов и берегов, лишенных хорошо развитой постоянной речной системы. Берега же Бразилии и Западной Африки как раз обладают громадной речной системой: достаточно назвать

Амазонку, Ориноко, Нигер, Конго, не говоря уже о многих более мелких реках.

Реки приносят пресную воду и массу песка и ила, губящих кораллы. Это и служит причиной отсутствия рифов. При объяснении своеобразия литологического состава Тихоокеанской геосинклиналии нужно иметь в виду и этот факт.

### Классификация рифов

Установившейся классификации всего разнообразия рифов еще нет. Уже давно выделены три основных типа рифов: береговые, барьерные и атоллы. Значительно позже к ним присоединен четвертый тип — поднятые рифы, также весьма распространенный. Эти четыре типа детально описаны ниже.

Тщательные исследования последних десятилетий показали, что, кроме этих четырех основных типов, имеются еще второстепенные разновидности.

Шипард (1951) указывает, что название «коралловый риф» применяется к комплексу весьма различных карбонатных отложений. В их составе колониальные кораллы как рифообразователи обычно играют подчиненную роль; иногда они полностью отсутствуют. Повсеместно встречаются массы фораминифер, моллюсков и других известковых организмов, скрепленных вместе кораллами и известковыми водорослями. Характерной особенностью тела рифов являются плотные массы известняка с обрывистыми склонами, окруженные крутыми осыпями брекчевого строения. В лагунах отлагаются преимущественно слоистые тонкозернистые известняки, но нередко и в лагунах растут колонии кораллов и известковых водорослей.

Известковые водоросли иногда образуют своеобразные столбы (*pinnacles*) — узкие высокие образования, поднимающиеся до поверхности лагуны. Шипард (1951) придает этим столбам большое значение и выделяет их наравне с барьерными и береговыми рифами. Одновременно он указывает, что они совершенно не учитываются в геологических построениях.

В. П. Маслов (1950), изучая нижнепермские рифы Приуралья, кратко остановился на общей классификации рифов. Кроме рифов (биогерм) и пластов (биостром), он выделяет третью категорию, столбообразные формы, под новым названием «биостел». Биостелы В. П. Маслова представляют собой крайне редкое явление, и их на практике невозможно отличить от столбообразных рифов. Мало применимы и другие подразделения, выделяемые им.

В своей монографии «Морская геология» Кюнен (Киепен, 1950) устанавливает второстепенные разновидности для современных рифов, но вряд ли их можно будет выделить для ископаемых рифов, с их плохой обнаженностью и значительной разрушенностью.

Кроме поднятых рифов, Кюнен справедливо выделяет их противоположность — опущенные, или утопленные, рифы, описанные Гессом (Hess, 1946). Это — атоллы, реже барьерные рифы, опущенные на глубины свыше 100 м, где жизнедеятельность рифообразующих организмов невозможна и они отмирают. В ископаемом состоянии утопленные рифы неизвестны, но нахождение их вполне возможно. Поверхность таких рифов будет нести следы размыва и совпадать с более или менее значи-

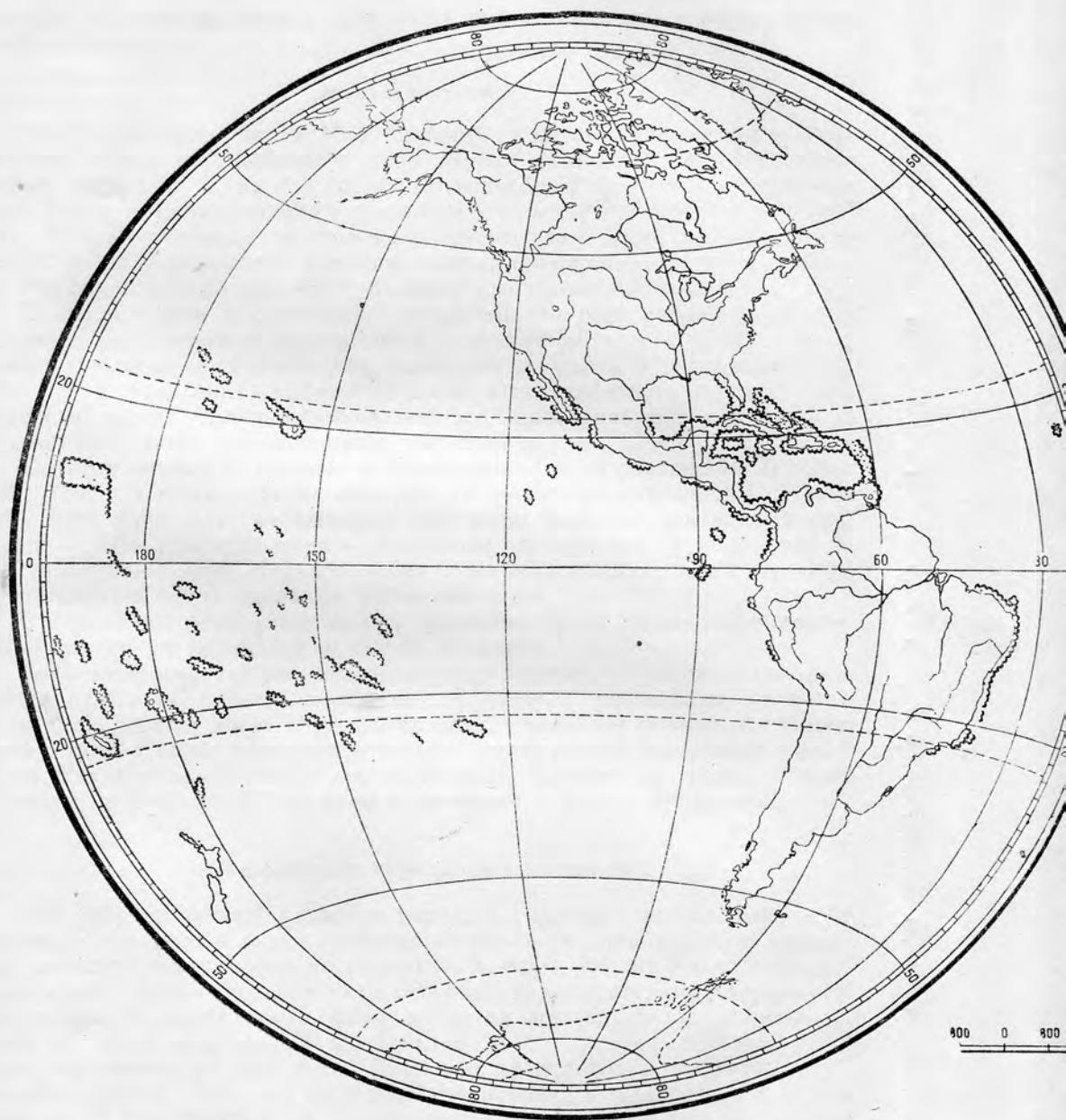


Рис. 141. Карта распространения  
Очертания рифов показаны

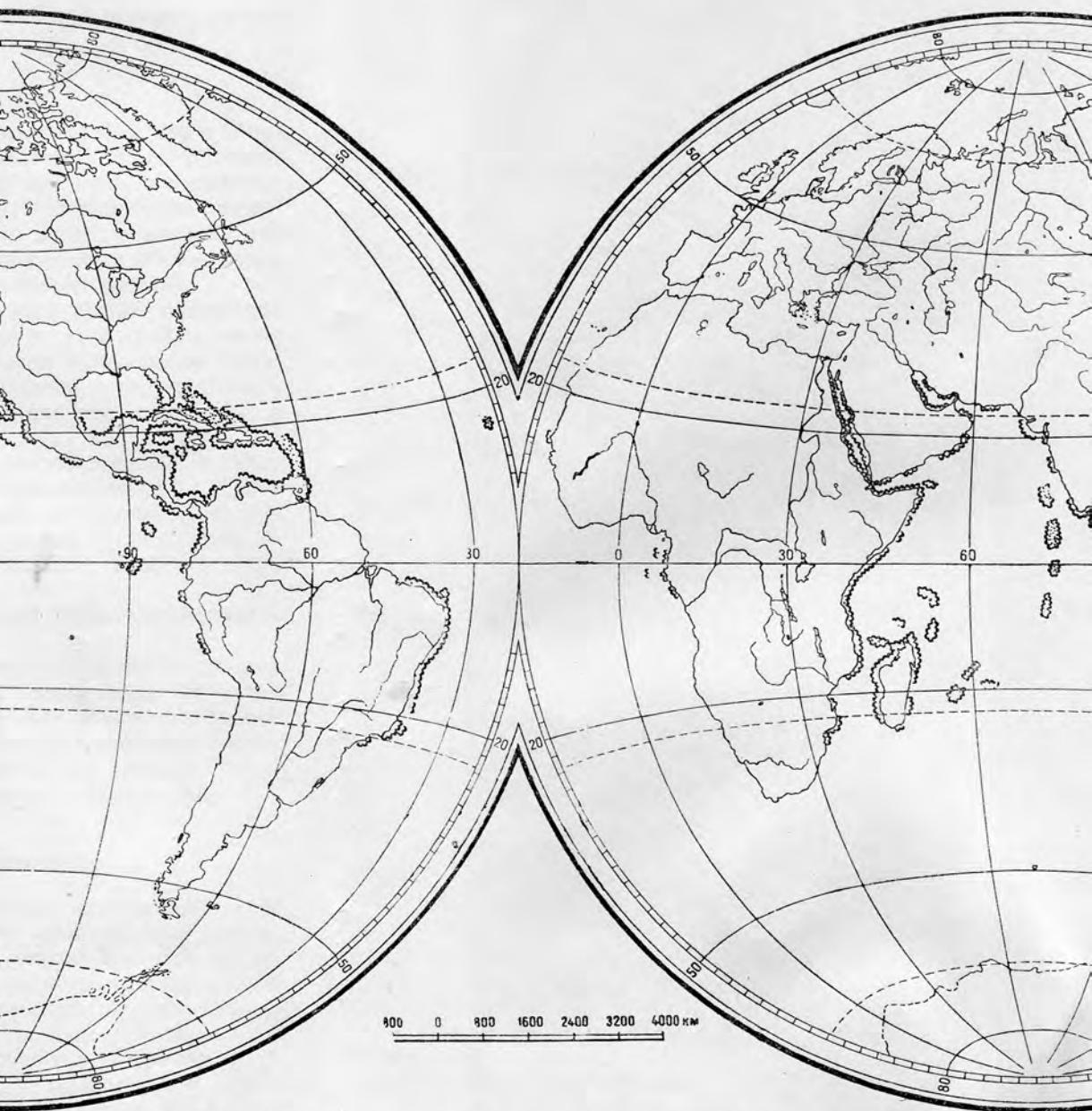
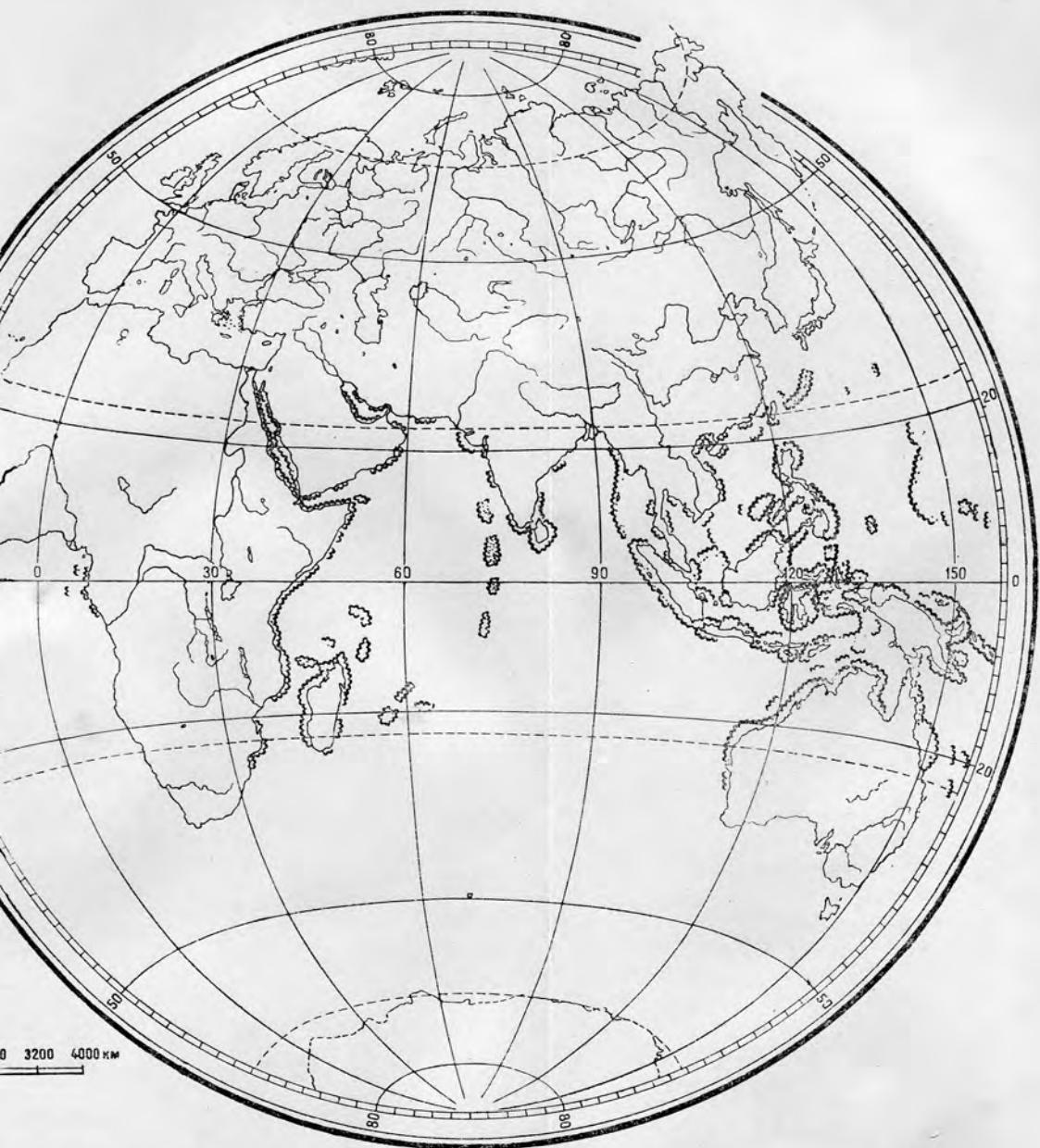


Рис. 141. Карта распространения рифов. По Жубэну (Joubin, 1912).  
Очертания рифов показаны жирной волнистой линией



По Жубэну (Joubin, 1912).

— волнистой линией

тельным перерывом; реже у барьерных рифов подобный перерыв может отсутствовать.

### Рифы и тектоника

Еще Ч. Дарвин (Darwin, 1842) выдвинул положение о том, что в образовании рифов определяющую роль играют опускания, т. е. тектонические движения. С тех пор собран громаднейший материал, показывающий, какое важное значение в жизни рифов имеют тектонические движения. Теория ледникового контроля, выдвинутая Дэли, показала, что жизнь рифов определяется не только одними тектоническими движениями, но она одновременно еще более подчеркнула значение тектоники.

Ранее поднятия и опускания, определявшие рост рифов, связывали только с поднятиями и опусканиями континентов, т. е. с эпейрогеническими движениями. Работы индомалайских геологов и географов показали, что в образовании рифов Индонезийского архипелага определяющее значение имеют складкообразовательные, орогенические движения и связанная с ними вулканическая деятельность.

Поэтому вполне правильно и своевременно предложение В. П. Маслова (1950) выделять рифы платформ и рифы геосинклиналей. Кроме этих двух категорий, он выделяет еще рифы межконтинентальных грабенов — рифы Красного моря — в качестве равноценной группы. Вряд ли это правильно: рифы Красного моря и по образованию, и по строению представляют собой типичные рифы платформ.

С другой стороны, рационально выделение среди рифов геосинклиналей — рифов антиклиналей и рифов вулканов.

Рифы антиклиналей растут на осадочных толщах, собранных в складки. Рифы вулканов располагаются на эфузивах, слагающих вулканы. Примером первых могут служить визейские рифовые известняки западного склона Урала; примером вторых — силурийские массивные известняки Казахстана, лежащие на эфузивах. Вообще же распределение ископаемых рифов СССР по этим категориям — задача будущего.

### Образование коралловых островов

Все рифообразующие формы — кораллы, гидроиды, пелециподы, иглокожие — проходят в своем развитии личиночную, планктонную стадию. Их личинки поднимаются на поверхность моря, входят в состав планктона и вместе с ним переносятся по поверхности моря ветрами и течениями. Длительность планктонной фазы развития колеблется от нескольких дней до двух недель. По прошествии этого времени личинка начинает опускаться на дно моря. Если это происходит в открытом море, личинка гибнет. Если же опускание происходит в мелководье с глубинами не свыше 20—40 м, то личинка достигает морского дна, прирастает к нему, вырастает во взрослую особь и начинает выделять извест.

Таким образом, рифы могут образовываться в любых участках моря с глубинами не больше 20—40 м. Наличие таких участков в прибрежной зоне материков естественно. Но в открытом океане вдали от материка такие условия могут также возникнуть вследствие поднятия вулканических конусов — подводных вулканов. Как только вулканический конус достигает глубин не больше 20—40 м, на нем сейчас же начинают селиться рифообразующие формы, и атолл проходит все стадии развития.

Намечается интересная и важная связь подводных вулканов с образованием рифовых известняков. Подводные вулканы нередко служат той базой, на которой развиваются коралловые острова. Образование подводных вулканов связано с определенными линиями разломов земной коры. По этим линиям происходит соответственно и образование коралловых островов и отложение рифовых известняков.

Продолжительность образования рифовых известняков весьма различна. У береговых рифов она очень невелика и обусловливается поднятиями и опусканиями береговой линии.

У барьерных и атолловых рифов продолжительность образования может быть самой разнообразной, определяясь только климатическими условиями и для барьерных рифов — характером прибрежной части



Рис. 142. Расположение глубоких буровых скважин на рифах. По Лэдду (Ladd, 1950).

сушки. В эпохи эволюции в истории Земли климатические условия и характер континентов почти не изменяются в течение нескольких периодов, например от силура до нижнего карбона. В течение всего этого времени может происходить образование рифов, и они могут достигать громадной мощности. Такую картину мы действительно и наблюдаем в Средней Азии и на Урале, где колоссальные массивы, целые горные хребты сложены массивными или неясно слоистыми рифовыми известняками. В этих известняках найдена фауна всех горизонтов, начиная с силура и кончая нижним карбоном.

Аналогичную картину мы видим на поднятых рифах островов Фиджи. В основании громадных известняковых массивов высотой в 200—300 м была найдена олигоценовая фауна. На Флориде буровая скважина достигла свыше 500 м, пройдя сплошные, непрерывные известняки и не дойдя до их основания. И здесь в нижних горизонтах была найдена олигоценовая и эоценовая фауна.

Весьма существенный материал по данным скважин, пробуренных на рифах Тихого океана, приведен в статье Лэдда и Трэси (Ladd and Tracey, 1948, 1953).

На атолле Бикини (рис. 142) в 1947 г. было пройдено пять скважин; одна из них достигла глубины 779 м.

Третичные отложения начались со 130 м, но несомненные, палеонтологически охарактеризованные, плиоценовые отложения встречены на глубине 277.5—281.5 м; начиная с глубины 537 м и до основания, пройдены породы нижнего миоцена. Все скважины не вышли из рифовых известняковых отложений. В результате бурения получен следующий разрез:

До глубины 20—25 м залегает современный риф, местами плотные, кавернозные известняки.

Ниже, от 25 до 180 м, залегают белые и кремовые пористые, рыхлые известняки с водорослями и другими организмами.

От 130 до 218 м эти известняки постепенно переходят в коричневатый пористый песок с обломками окаменелостей.

От 218 до 330 м — песчаный слабо уплотненный материал, но с остатками мелководных форамифер, кораллов и моллюсков.

От 330 до 340 м был вскрыт плотный известняк.

От 340 и до забоя 779 м — тонкозернистый рыхлый известковый песок с редкими определимыми ископаемыми (рис. 143).

Содержание  $MgCO_3$  невелико: от 0.24 до 3.46% и только в одном образце — 8.27%.

Сейсмометрические наблюдения, проведенные в 1946 г., показали, что основание известняковой толщи расположено на глубине 1800—3900 м.

Эти выводы были подтверждены глубокими буровыми скважинами, заложенными на острове Эниветок (Uniwetok), расположенном вблизи острова Бикини, к западу от него. Пройдя толщу рифовых известняков, они встретили подстилающие породы (базальты) на глубинах 1266.6 и 1389.0 м. Наиболее поражающая особенность разреза (рис. 143) — большее количество мягких, слабо уплотненных пород по сравнению с плотными и твердыми породами. В одной скважине мягкие породы с полостями занимали 70% всего разреза. Полости занимали 36 м и были развиты до глубины 900 м, диаметр одной полости равнялся 15 м. В другой скважине 55% разреза были сложены мягкими породами и полостями. Размеры полостей не превышали 2.5 м, но вызывали полную потерю циркуляции при бурении. Наиболее глубокая из полостей располагалась на 940 м.

Все породы были карбонатными даже тогда, когда они представляли собой алеврит или тончайший тонкослоистый ил. Резко преобладают известняки. Доломитизированные известняки были встречены только в

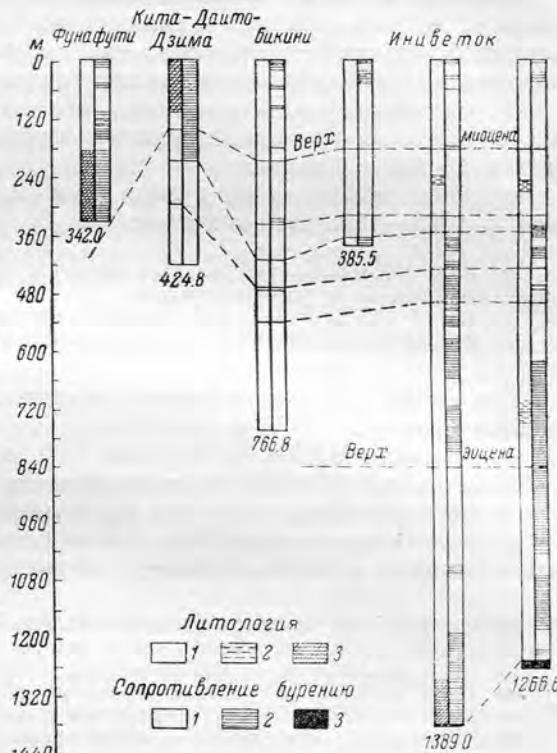


Рис. 143. Разрезы глубоких буровых скважин на рифах. По Лэдду (Ladd, 1953).

Литология: 1 — рифовые известняки; 2 — глины и алевриты; 3 — доломитовые известняки. Сопротивление бурению: 1 — мягкие породы и полости; 2 — твердые и плотные породы; 3 — породы основания.

одной скважине, на глубинах от 1290 м до основания — 1389 м. Окраска пород светлая, белая, желтоватая, кремовая, серая. Коричневая окраска, связанная с содержанием органического вещества, была встречена только в одном образце. Даже доломитизированные породы обладают светлой, белой, желтоватой или зеленоватой окраской.

Остатки организмов многочисленны; немые известняки, твердые и мягкие, встречаются как исключение. Среди организмов часто встречаются фораминиферы, пелициподы, гастроподы, кораллы и известковые водоросли. Коралловые известняки сравнительно редки.

Определение фауны показало, что со 180—200 м начался миоцен, а с 800—900 м — эоцен, продолжающийся до основания. Олигоценовая фауна не была найдена.

Буровая скважина на атолле Фунафути (Sollas, 1904), пройденная еще в 1896—1898 гг., вскрыла:

от 0 до 190 м пористый рыхлый известняк с кораллами, известковыми водорослями, моллюсками и фораминиферами;  
от 190 до 225 м — белый землистый доломитизированный известняк;  
от 225 до 334 м (забой) — твердый плотный доломитовый известняк.

Все найденные окаменелости представляли собой современные мелководные формы.

Содержание  $MgCO_3$  до глубины 190 м в среднем составляло 1—5%. В белом землистом известняке содержание его повысилось до 40%; почти такое же содержание было и в нижних известняках.

Скважина на острове Кита-Дайто-Дзима, к югу от Японии, пройденная японцами в 1934—1936 гг., вскрыла:

от 0 до 103.5 м — пористый, кавернозный доломитизированный известняк с рифообразующими кораллами, известковыми водорослями и фораминиферами;  
от 103.5 до 116.4 м — синевато-серый известковый ил с известняком;  
от 106.4 до 209.3 м — белый зернистый известняк;  
от 209.3 до 395.0 м — грубозернистый известковый песок;  
от 395.0 до 431.7 м (забой) — тонкозернистый известковый песок.

Определение фораминифер показало, что до 103.5 м был вскрыт «шилон-плейстоцен»; до 395.0 м — аквитанский ярус, нижний миоцен и от 395 до 431.7 м — верхний олигоцен.

Доломитизация до глубины 103.5 м высокая — 78.8% и даже 90.5%; ниже она резко уменьшается — до 1.0—6.0%.

На Большом Барьерном рифе пробурено две скважины. Северная, расположенная на острове Майкельмас, прошла 113.5 м кораллового рыхлого известняка и от 113.5 до 180 м — кварцево-фораминиферовый песок. Южная скважина на острове Герон (Heron) до 151.8 м прошла по коралловому рыхлому материалу и от 151.8 до 219.5 м — по песку. Все найденные окаменелости отнесены к современным формам.

На атолле Маратуя, расположенному на шельфе о. Борнео, недавно были пробурены две скважины. По данным Кюнена, в более глубокой скважине вскрыты:

0—189 м — коралловый известняк с примесью обломков его и известкового песка;  
189—261 м — рифовый детрит и мягкий мергелистый известняк, переходящий в оливково-зеленый илистый мергель;  
261—429 м — чередование рифового детрита и мягкого аморфного немого известняка.

На о. Оаху (Гавайские острова, рис. 156), по данным Стирнса (Stearns, 1940), пройдены многочисленные (свыше 160) буровые скважины, некоторые до глубины 300 и 350 м. Разрезы этих скважин очень различны. В некоторых районах рифовые известняки отсутствуют. В других — они развиты до глубин 40—60 м и ниже появляются в виде подчиненных пачек. В третьих рифовые известняки встречены на большей глубине, около 240—250 м, наиболее глубокая пачка обнаружена на глубине 300—315 м.

Все это указывает на большую длительность процесса рифообразования, которой обычно соответствует и значительная мощность. Интересно, что для мощности рифовых известняков прошлого существуют какие-то пределы. Большинство рифовых известняков прошлого достигает мощности в несколько сотен метров, обычно не выше 600—800 м. Примеры рифовых известняков мощностью в 2000—3000 м неприведены.

Большая мощность известняков обусловливается непрерывным сохранением определенных физико-географических условий. Небольшая мощность известняков указывает на ограниченность времени сохранения физико-географических условий, на прерывистость, смену и цикличность в истории Земли.

### Рельеф коралловых островов

Коралловые острова представляют собой возвышенности, поднимающиеся над ложем мирового океана на высоту 2000—5000 м. Как и у наземных вулканов, склоны коралловых островов нередко отличаются значительной крутизной. Особенно велика эта крутизна в верхней части склона, в зоне роста кораллов.

Поверхность кораллового рифа почти плоская, за исключением, конечно, поднятых рифов.

У Вальтера (Walther, 1894) имеется интересная сводка об углах падения склонов коралловых островов. Приведем из нее некоторые примеры подводных разрезов (табл. 32, рис. 144). В каждом примере первая строка обозначает расстояния между точками измерения в километрах; вторая — глубины в метрах; третья — углы падения.

В результате сопоставления многочисленных данных Вальтер приводит следующие цифры наиболее распространенных углов падения для соответствующих глубин в метрах:

| 0—300  | 300—<br>—1000 | 1000—<br>—1500 | 1500—<br>—2000 | 2000—<br>—2500 | 2500—<br>—3000 | 3000—<br>—3500 | 3500—<br>—4000 | 4000—<br>—4500 |
|--------|---------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|
| 17°22' | 11°3'         | 11°32'         | 13°21'         | 10°39'         | 11°36'         | 10°22'         | 8°02'          | 7°             |

Конечно, нередко наблюдаются меньшие и большие цифры (до 60°). Эти углы, как показывают примеры, наблюдаются на всех сторонах кораллового острова. Вследствие этого на склонах рифа осадки отлагаются под углом от 8 до 17°, и разрез его аналогичен разрезу антиклинали со срезанной вершиной.

Весьма полные и важные данные об углах наклона склонов рифов и островов, вулканических и осадочных, приводятся в монографии Кюнена (Kuenen, 1933, 1938) по рифам Индонезийского архипелага.

Кюнен приходит к следующим выводам:

Таблица 32

## Углы падения склонов коралловых островов

| Бермудские острова |      |                |      |                |      |  |      |   |
|--------------------|------|----------------|------|----------------|------|--|------|---|
| 1                  | 0    | 8.9<br>21°50'  | 3566 | 11.0<br>1°20'  | 3310 | 36.0<br>2°27'                            | 4846 | Склон рифа. Рис. 144, а                   |
| 2                  | 4480 | 18.6<br>4°10'  | 3127 | 14.4<br>12°15' | Риф  | 21.4<br>7°18'                            | 2743 | Разрез через риф. Рис. 144, б             |
| 3                  | 3978 | 9.2<br>9°19'   | 2469 | 13.2<br>6°38'  | 933  | 5.5<br>16°55'                            | 2606 | 13.0<br>3°11'                             |
| Багамские острова  |      |                |      |                |      |  |      |   |
| 1                  | 272  | 20.0<br>5°49'  | 2310 | 18.1<br>0°     | 2312 | 18.1<br>5°49'                            | 978  | 18.6<br>8°32'                             |
|                    |      |                |      |                |      |  |      | Разрез через подводное плато. Рис. 144, г |
| Килингские острова |      |                |      |                |      |  |      |   |
| 1                  | 0    | 0.33<br>2°27'  | 13   | 0.07<br>4°50'  | 18   | 0.15<br>42°47'                           | 155  | 0.06<br>63°21'                            |
| 2                  | 336  | 0.15<br>33°15' | 503  | 0.19<br>40°2'  | 658  | Разрез верхней части склона. Рис. 144, д |      |   |
| Таити              |      |                |      |                |      |  |      |   |
| 1                  | 9    | 0.46<br>33°7'  | 311  | 4.6<br>10°44'  | 1189 | Разрез крутого склона. Рис. 144, е       |      |   |

1. Практически до глубины 200 м все атоллы частично окружены склонами, более крутыми чем 45°. Иногда такие углы продолжаются до глубин 500—600 м.

2. Некоторые атоллы полностью окружены такими крутыми склонами.

3. Местами до глубины 200 м склоны почти вертикальны.

4. У многих атоллов углы наклона более пологие, но на небольшом протяжении вдоль берега.

5. Крутой склон начинается у края рифа.

У вулканических островов углы наклона также значительны, но меньше, чем у рифов. До глубины 200 м они не превышают 30°, тогда как у рифов они около 40°. На глубинах до 500 м они не больше 25°, тогда как у рифов они часто больше 35°.

Склоны островов, сложенных осадочными породами и лишенных рифов, также более пологие, чем у рифов. У них до глубины 200 м также преобладают углы около 30°; глубже они значительно выплачиваются.

Этот факт служит причиной того, что естественные, первичные углы отложения путают с углами падения, вызванными тектоническими явлениями.

В качестве примера можно указать на горки нижнепермских известняков у Стерлитамака, на западном склоне Урала (рис. 145), так называемые шиханы. Эти шиханы возвышаются над окружающими их отложениями в виде неправильных конусов. Известняки не слоисты, и в них только изредка наблюдается падение, параллельное склону горок. Вследствие этого намечается антиклинальное положение пластов с углами падения около  $15^{\circ}$ . Иногда это положение связывают с тектоническими движениями и трактуют шиханы как брахиантиклинали, прорывающие окружающие отложения. В то же время шиханы представляют собой типичные рифовые известняки и наблюдающиеся углы падения являются нормальными углами отложений осадков. Аналогичные примеры не единичны, и с ними всегда надо считаться.

Иногда на склоне кораллового острова наблюдаются вторичные поднятия и подводные площадки, как например у Багамских островов.

Углы падения на склонах коралловых островов весьма непостоянны и легко меняются, что создает впечатление несогласий. Эти несогласия являются такими же псевдонесогласиями, как сами острова псевдоантиклиналями.

Глубины лагун обычно достигают нескольких десятков метров, и их склоны более пологи, чем морские.

Поверхность атолла представляет собой плоскость, покрытую бесчисленными мелкими впадинами, ямами, провалами и выступами. Издали она кажется почти горизонтальной, и сам атолл заметен только благодаря ослепительно белому кольцу пены в бурунах.

Поверхность поднятых рифов — это типичная поверхность гористой области, сложенной толщами известняков, с крутыми обрывами и скалами.

Своеобразна поверхность затопленных атоллов, так называемых подводных плато. Примером их может служить плато Пурталеса, тянущееся вдоль восточного берега Флориды. Оно расположено на глубинах до 120—150 м, достигает ширины 35—40 км и протягивается на несколько сотен километров. Почти плоская поверхность плато непрерывно омыается Гольфстримом, обладающим здесь значительной скоростью. Вследствие этого поверхность плато вымыта начисто и представляет собой чистый плотный известняк, покрытый прирастающими животными. Поверхность известняка испещрена впадинами, ямами, желобами, заполненными песком и мелкими обломками, и очень напоминает поверхность размыва, изъеденную ямами, впадинами, «карманами» и т. д.

Такие поверхности размыва иногда связывают с размывом на поверхности земли. Говорят — массив известняка поднялся выше уровня моря, подвергся размыванию поверхностными водами, образовалась изъеденная поверхность с карманами, которые заполнялись более мол и породами. На самом деле, образование изъеденной поверхности извест-

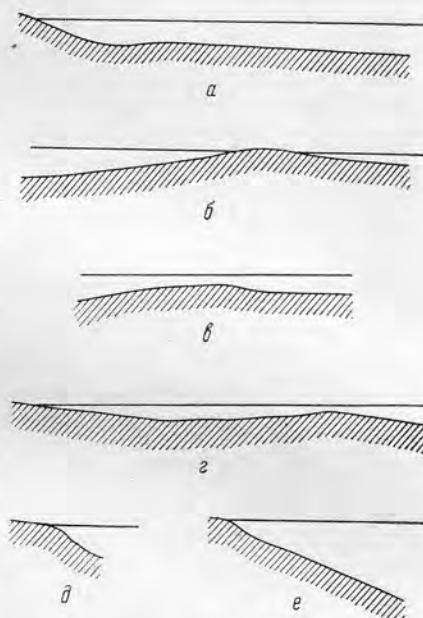


Рис. 144. Разрезы коралловых рифов (к табл. 32).

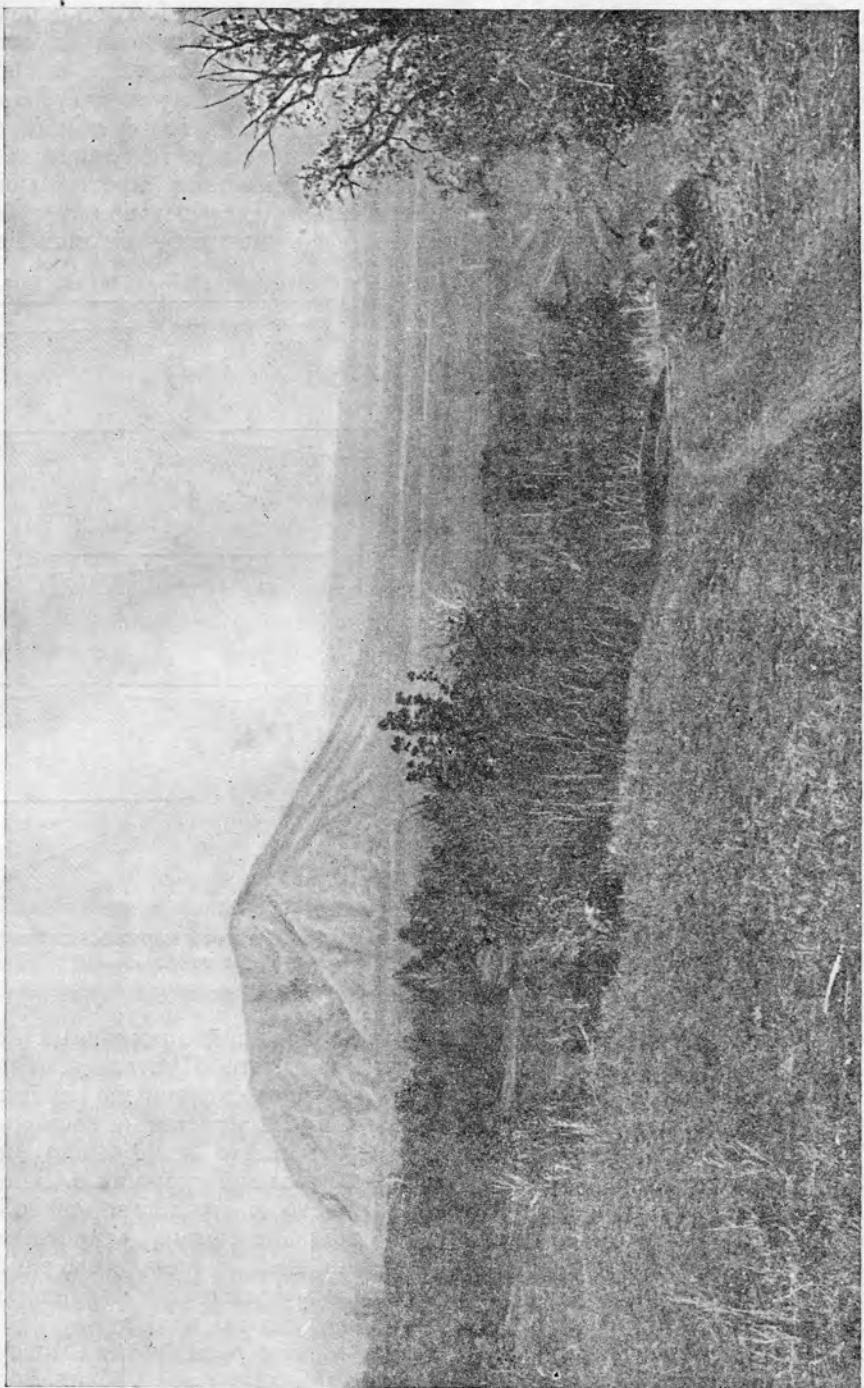


Рис. 145. Шихан Юрак-Тау у Стерлитамака. Фото А. Калашникова.

няков происходит и на дне моря, без всяких поднятий, и карманы заполняются песком и обломками, одновременными по своему образованию с известняками.

### Типы коралловых рифов

Наиболее распространены коралловые рифы четырех типов:

1. Береговые
2. Барьерные
3. Атоллы
4. Поднятые

### Береговые рифы

Располагаются у самого берега, прирастаю к береговым скалам или располагаясь на небольшом расстоянии от берега (рис. 146). Они протягиваются вдоль берега в виде узкой прерывистой полосы незначительной ширины, от нескольких десятков метров до нескольких километров. Невелика также и мощность известняков, колеблющаяся от нескольких метров до нескольких десятков метров.

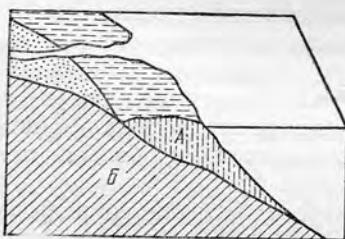


Рис. 146. Разрез берегового рифа.  
A — рифовый известняк; B — берег.

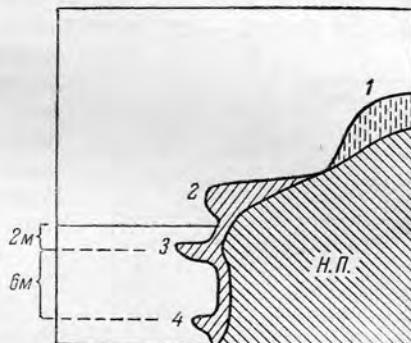


Рис. 147. Разрез берегового рифа Синайского п-ва. По И. Вальтеру  
(Walther, 1888)

Н. П. — нубийский песчаник. 1 — старый поднятый береговой риф; 2 — молодой поднятый риф; 3 — живущий риф; 4 — погруженный, отмерший риф.

Примером берегового рифа могут служить рифы побережья Красного моря, и в частности Синайского полуострова (рис. 147). Эти рифы детально описаны Вальтером (Walther, 1888), Н. Н. Яковлевым (1913) и Кросслэндом (Grossland, 1939). Примером их в ископаемом состоянии могут служить верхнеюрские коралловые известняки Донбасса.

Береговые рифы островов Фиджи детально описаны Агассицом (Agassiz, 1899) и Лэддом (Ladd, 1934), островов Индонезийского архипелага — Умгровом (Um grove, 1931, 1939, 1947), Моленграфом (Molengraaff, 1930) и Кюненом (Kuenen, 1933, 1947), Гавайских островов — Гайдсом (Hinds, 1930).

В области Большого Барьерного рифа береговые рифы пользуются небольшим развитием. Зато необыкновенно широко развиты они по берегам Красного моря, Персидского залива и Индостанского полуострова.

Вдоль берегов Бразилии развита своеобразная форма берегового рифа, которую местные жители называют «чапейро» (*chapeiro* — большая шляпа, сомбреро). Она кратко описана Комингсом и Шреком (*Cumings and Schrock, 1928*). Чапейро растут вертикально кверху с глубины 20 м и меньшей и вверху у уровня моря расширяются, образуя шляпку, как у грибов. Они бывают от 1 м до нескольких метров и больше в диаметре и часто располагаются так близко друг к другу, что лодка проезжает между ними с трудом. Они представляют башнеподобные рифы. Между ними накапливаются обломки и известковый песок, быстро цементирующиеся и, вследствие этого, образующие весьма крутие склоны. В результате возникает массив известняка то неслоистый, башнеподобный, то круто слоистый.

По мнению Комингса и Шрока, к таким массивам близки силурийские рифы Индианы. Несколько позднее Фентон (*Fenton, 1931*) даже назвал их чапейро, но Комингс (*Cumings, 1932*) не согласился с этим, считая, что сходство заключается в характере роста, но не в форме, гораздо более массивной у силурийских рифов.

### Барьерные рифы

Располагаются по окраинам шельфа на довольно значительном расстоянии от берега — от нескольких километров до нескольких десятков километров. Они тянутся вдоль берега в виде почти сплошной полосы шириной до нескольких километров. Эта полоса покрыта многочисленными островами иногда значительных размеров. Внешний край барьерного рифа окаймлен зоной сплошных бурунов, никогда не прекращающихся и белым поясом уходящих вдали.

Схема разреза барьерного рифа приведена на рис. 148.

Мощность известняков в барьерных рифах точно неизвестна, но, во всяком случае, измеряется десятками метров. При этом мощность известняков может быть весьма значительной и достигать нескольких сотен метров.

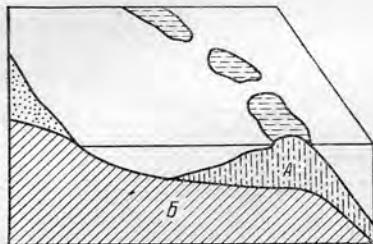


Рис. 148. Разрез барьерного рифа.  
А — рифовый известняк; Б — берег.

### Большой Барьерный риф (Great Barrier Reef)

Расположен вдоль восточного берега Австралии (рис. 149) и на севере непосредственно переходит в рифы Индонезийского архипелага. Он представляет собой наиболее значительную, непрерывную область накопления известняков на всем земном шаре. Длина его достигает 2000 км; ширина, наибольшая на севере, — 100 км, на юге — 200 км; местами она уменьшается до 20—30 км.

Большой Барьерный риф — это типичный шельф с глубинами 20—50 м. На поверхности этого шельфа расположены тысячи небольших островов и едва заметных рифов. Вдоль внешней окраины шельфа проходит собственно барьерный риф — серия узких небольших коралловых островов, имеющих неправильную форму, напоминающую полумесяц, выпуклостью, обращенной к океану (рис. 150). Местами эти рифы распо-

лагаются друг за другом, образуя полосу шириной до 10 км. Снаружи они круто переходят в континентальный склон с большими глубинами и далее в ложе океана. Вдоль берега континента на обособленных участках развиты береговые рифы небольших размеров. Рис. 150 дает хорошее представление о форме окраинных рифов и внутренних островов.

Весьма полная сводка теорий образования Большого Барьерного рифа и данные о его строении приведены в работах Стирса (Steers, 1929, 1937), Спиндера (Spender, 1930), Ричардса (Richards, 1938, 1940), Йонге (Yonge, 1930) и в трудах Комитета по изучению рифа (Reports Great Barrier Reef Comm.). Данные о глубоких буровых скважинах приведены в статье Лэдда и других (Ladd и другие, 1948) и Боннея (Bonney, 1904).

Из более ранних теорий можно упомянуть теорию Агассица (1896), считавшего, что в образовании отдельных островных рифов ведущую роль играла эрозия. Близкое предположение высказано по отношению к приуральским пермским рифам В. П. Масловым (1946, 1950). Теория Агассица давно оставлена, и не стоило возрождать ее для объяснения образования уральских рифов.

Острова Большого Барьерного рифа детально описаны Стирсом (Steers, 1929, 1937), Спиндером (Spender, 1930) и Савиль-Кентом (Saville-Kent, 1893), которые прилагают много изображений и карт. Среди островов они обособляют две группы: материковые, в строении которых участвуют

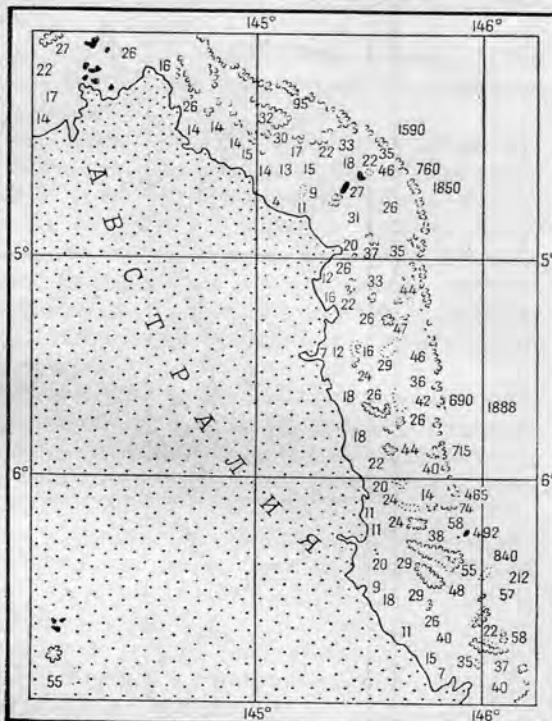


Рис. 149. Большой Барьерный риф. Из работы  
М. В. Кленовой, 1948.

коренные породы, слагающие континент Австралии, и рифовые, сложенные рифовыми известняками и продуктами их разрушения. Последнюю группу Стирс называет «низкими лесистыми островами», Спиндер дает название более правильное — «островные рифы». Очертания островных рифов весьма различны, чаще всего округленные или в виде полумесяца. Размеры их и глубины, окружающие их, невелики; они не превышают глубин шельфа, т. е. составляют 20—50 м. Строение всех островов довольно однообразное. С той стороны, откуда дуют преобладающие ветры, т. е. с северо-северо-запада, располагаются растущие кораллы. На берегу за ними следует зона известкового песка, а за ней — гряды галечника такого же состава и реже — скопления валунов. Эти гряды защищают мангровые заросли, заполняющие центральную пониженную часть острова, соответствующую лагуне и представляющую собой болото с морской водой. На дне этого болота, в ряде случаев, неглубокими буровыми скважинами был вскрыт слой торфа небольшой мощности, залегаю-

щий на известковом илу. Противоположная окраина острова представляет собой песчаную отмель. Местами песчаная отмель достигает более значительных размеров, образуя так называемый «кей» (сай, key). В отдельных случаях весь остров представляет собой кей, т. е. низкую песчаную отмель, размеры которой измеряются километрами, а иногда и десятками километров.

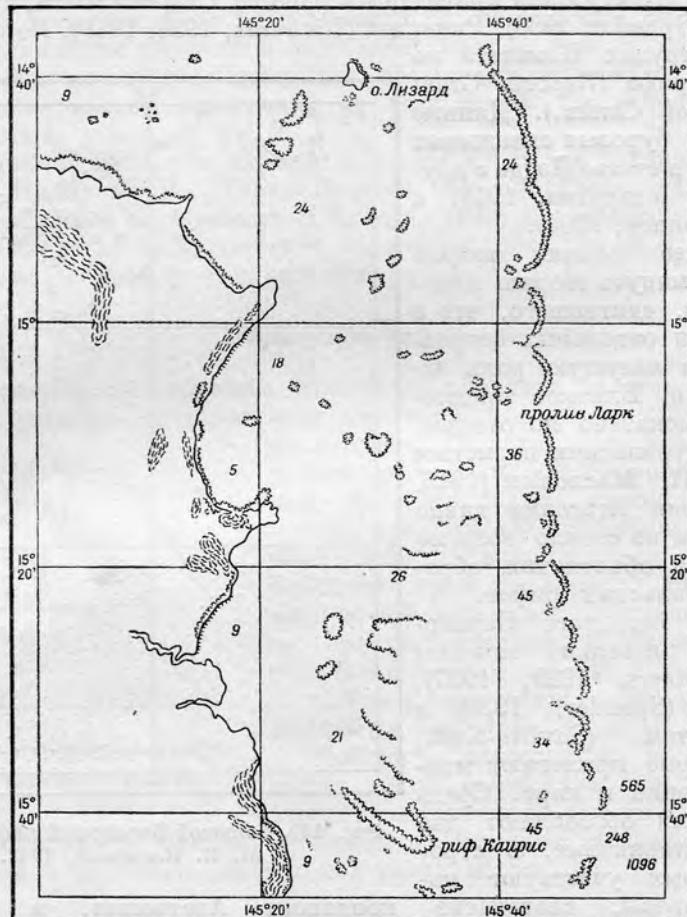


Рис. 150. Средняя часть Большого Барьерного рифа. Из Стирса (Stearns, 1929). Глубины в фатомах. Фатом = 1.83 м.

Более редко наблюдаются поднятые участки рифов, имеющие вид известняковых площадок, возвышающихся над уровнем моря на несколько метров.

Вопрос о мощности известняков в области Большого Барьерного рифа вызывал большие споры. Некоторые исследователи, в том числе Агассиц, Дэли, Гардинер и Боган, считали рифовые известняки залегающими на коренных породах в виде покрова небольшой мощности, около 30—50 м. Спор решили глубокие буровые скважины в северной части рифа — на острове Майкельмас и в южной — на острове Гeron. Эти скважины прошли по известнякам 113.5 и 151.8 м и достигли фораминиферовых

песков. На севере Большой Барьерный риф постепенно переходит в рифы Индонезийского архипелага, тождественные с ним по своему строению и происхождению. Для этих рифов исследователями последних лет, особенно работами Умгрова и Кюнена, а также глубоким бурением доказана мощность известняков не менее 400 м.

Приведенные данные указывают на то, что и Большой Барьерный риф образовался в результате длительного опускания, неоднократно прерывавшегося кратковременными поднятиями. Падение уровня мирового океана, вызванное четвертичным материковым оледенением, сказалось, конечно, и на нем.

Что было причиной опусканий, сказать трудно. Стирс (Steers, 1929) считает, что основной причиной их были глыбовые движения; одновременно он допускает и складкообразование.

Обобщая данные, мы видим, что Большой Барьерный риф представляет собой непрерывный или почти непрерывный массив известняков, длиной около 2000 км, шириной от 20 до 200 км и мощностью менее 400 м. Среди известняков, как это показали буровые скважины, рифовые массивные известняки отнюдь не являются преобладающими. Более развиты слоистые обломочные известняки, являющиеся уплотненными известняковыми илами, песками и галечниками. Только в отдельных, сравнительно редких случаях рифовые известняки достигают значительной мощности.

Этот гигантский известняковый массив, точнее известняковый пояс, примыкает с одной стороны к континенту, т. е. к более древним складчатым и метаморфизованным мезозойским и палеозойским отложениям, а с другой стороны обрывается и переходит в глубоководные илы континентального склона.

Среди известняковых массивов прошлого к Большому Барьерному рифу очень близки верхнеюрские-нижнемеловые известняки Северного Кавказа, Таджикистана и Памира. Они также тянутся на тысячи километров, достигают мощности 400—600 м и состоят из массивных и слоистых разностей известняков. Для Памира и Южного Таджикистана доказано, что континент располагался к северу от известнякового массива. Нет сомнения, что и на Кавказе континент был к северу от пояса известняков.

### Рифы Индийского океана

По берегам Аравии и Индии развиты береговые и барьерные рифы. На островах, расположенных в западной части океана, кроме этих двух типов, развиты атоллы. Все эти типы описаны в работах Сьюэлла (Sewell, 1932, 1935, 1936).

Рифы севера Австралии описаны Файрбриджем (Fairbridge, 1950), Тейхертом и Файрбриджем (Teichert and Fairbridge, 1948).

### Атоллы (или кольцевые рифы)

Атоллы представляют собой коралловые острова более или менее округленных очертаний (рис. 152).

Они отличаются незначительной высотой и едва возвышаются над уровнем моря. Правильный атолл представляет собой кольцо рифов, прерывающихся узкими проливами. В середине атолла лежит лагуна.

Схема образования атолла при постепенном погружении вулканического острова следующая: первоначально образуется береговой риф.

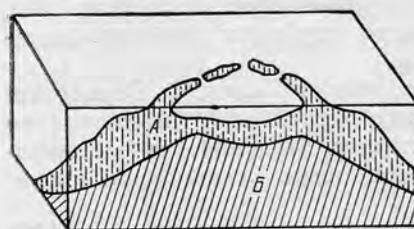


Рис. 151. Разрез атолла.

*A* — рифовый известняк; *B* — вулкан.

лика. Поперечник их колеблется от немногих километров до нескольких десятков километров.

#### Маршальские острова

Эти острова, расположенные в средней части Тихого океана, служат примером области массового развития типичных атоллов. Больших атоллов насчитывают 29; среди них атолл Бикини, ставший всемирно известным после взрыва водородной бомбы. Интересно, что все острова без исключения представлены типичными кольцевыми рифами, без вулканических конусов; длина архипелага около 1500 км, а ширина около 800 км.

Очертания атоллов самые разнообразные (рис. 152 $a$ ,  $b$ ,  $c$  и  $g$ ), но строение их одинаковое. Узкое кольцо рифа окружает лагуну, глубиной 20—40—50—60 м. Длина наибольшего атолла Кваджалейн достигает 120 км, ширина — 20 км. Другие атоллы меньших размеров; многие имеют поперечник около 50—60 км.

Бурение на атолле Бикини показало, что скважина глубиной в 779 м не прошла всю толщу известняков. По данным сейсмографии, мощность этой толщи достигает 1500—3000 м.

Полные данные по Маршальским и близко к ним расположенным Каролинским и Джильбертским островам приведены в сводке Ногента (Nugent, 1946). Маршальские острова включают в себя 29 атоллов, 5 безлагунных коралловых островов и 1 небольшую банку. Большая часть атоллов располагается на двух дугообразных поднятиях: подводных хребтах Радак и Ралик. Данные о некоторых островах заимствованы

Таблица 33

Данные о Маршальских островах

| Название             | Максимальные размеры в км | Глубина лагуны в м | Длина рифа в км | Ширина рифа в м |
|----------------------|---------------------------|--------------------|-----------------|-----------------|
| Кваджалейн . . . . . | 80 × 92.5                 | 49.5               | 303.5           | 420             |
| Малоелан . . . . .   | 22 × 61                   | 56.7               | 138.7           | 450             |
| Эниветок . . . . .   | 33 × 41                   | 45.7               | 118.4           | 360             |
| Ялуит . . . . .      | 48 × 61                   | 36.6               | 155.4           | 495             |
| Бикини . . . . .     | 20.5 × 41                 | 40.5               | 105.5           | 450             |
| Мили . . . . .       | 18.5 × 41                 | 40.5               | 127.6           | 540             |
| Така . . . . .       | 9 × 15                    | 38.4               | 44.4            | 600             |
| Утирик . . . . .     | 6.5 × 15                  | 40.2               | 42.5            | 360             |
| Норик . . . . .      | 1.8 × 7.5                 | —                  | 14.8            | 300             |

из сводки Ногента (табл. 33). Важный материал содержится в работах Эмери (Emery, 1948), Лэдда (Ladd и соавторы, 1948, 1950), Стирнса

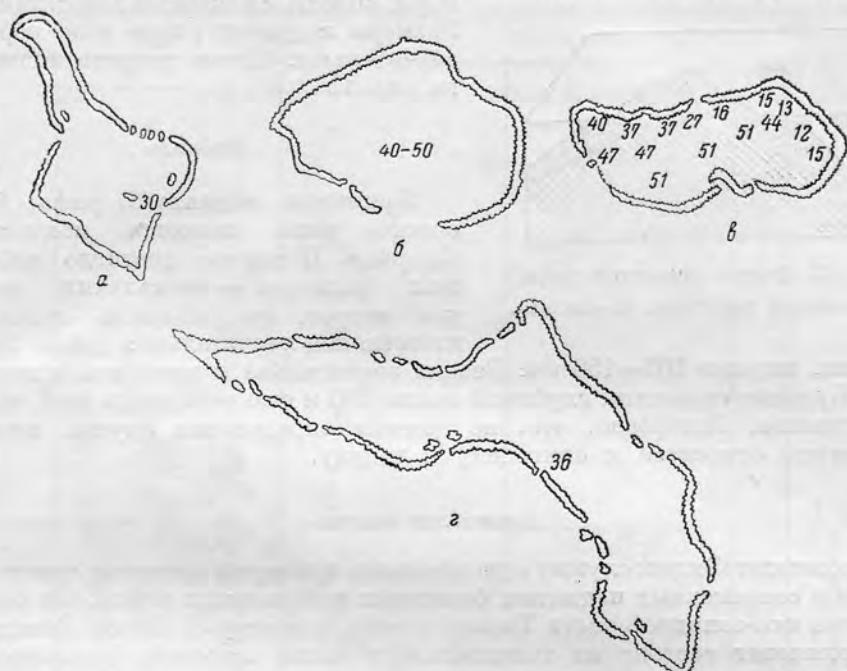


Рис. 152. а, б, в и г — формы атоллов Маршальских островов. Масштаб — 1 : 2 250 000.

(Stearns, 1940), Трэси (Tracey, 1948), Уинтвортса (Wentworth and Ladd, 1931), Вуд-Джонса (Wood-Jones, 1910).

Рифы без лагун немногочисленны и очень небольших размеров. Наибольший из них остров Джемо имеет размеры  $1 \times 7.2$  км.

#### Каролинские острова

По данным Ногента (Nugent, 1946, 1948), эти острова более разнообразны. В их состав входят 37 атоллов, 34 банки, 11 рифов без лагун, 2 поднятых фосфатоносных острова и 5 вулканических островов. Размеры атоллов несколько меньше. Наибольший из них Намонуито имеет размеры  $51.8 \times 85.1$  км и протяженность рифа в 226 км. Глубина лагуны, в общем, такая же; ширина рифа несколько большая, она достигает 750 м.

Подводные банки представляют собой погруженные атоллы и имеют такие же размеры. Глубина над ними колеблется от 60 до 15 м.

Рифы без лагун более редки и небольших размеров, не превышающих  $2 \times 5.5$  км.

Фосфатовые острова представляют собой, скорее всего, поднятые и размытые атоллы, на поверхности которых развиты залежи фосфатов. Их размеры не превышают  $4 \times 4$  км.

#### Поднятые рифы

Поднятыми рифами называют барьерные, или атолловые, рифы, более или менее значительно поднятые выше уровня моря. Высота их зависит

от величины поднятия и иногда достигает нескольких сотен метров, например в островах Фиджи. Образуются гигантские скалы и утесы, целые горы, сплошь сложенные известняками. Размеры поднятых рифов тоже нередко значительны. Схема разреза показана на рис. 153.

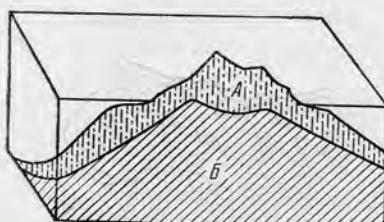


Рис. 153. Разрез поднятого рифа.  
А — рифовый известняк; Б — вулкан.

600 км, ширина 100—150 км. Весьма значительна и мощность известняков. Буровые скважины глубиной выше 500 м еще не прошли всей толщи известняков. Интересно, что, по данным определения фауны, нижние горизонты относятся к олигоцену и эоцену.

#### Флорида

Примером поднятого рифа барьерного типа является полуостров Флорида. Поднятие достигло небольших размеров — нескольких десятков метров, но площадь поднятых известняков значительна: длина 500—

600 км, ширина 100—150 км. Весьма значительна и мощность известняков.

Буровые скважины глубиной выше 500 м еще не прошли всей толщи известняков. Интересно, что, по данным определения фауны, нижние

#### Архипелаг Фиджи

Архипелаг Фиджи служит одновременно примером поднятых третичных рифов и современных поднятых береговых и барьерных рифов. Он расположен в юго-западной части Тихого океана, к северу от Новой Зеландии.

Архипелаг состоит из значительного числа островов, сравнительно небольших размеров, окруженных коралловыми рифами, а иногда и соединенных ими (рис. 154). В широтном направлении он имеет поперечник в 550 км, в меридиональном — 400 км. Наиболее крупные острова Фити-Леву и Фануа-Леву соединены широкой полосой мелких рифов, достигающих значительной длины и ширины. Общее число островов — многие десятки.

Строение островов и их рифы описаны рядом исследователей, начиная с Агассица (Agassiz, 1899). Геология наибольшего острова Фити-Леву наиболее полно изучена Лэддом (Ladd, 1934). По его данным, в строении горного массива острова, высотой до 1200 м, принимает участие несколько свит смешанного, коралло-вулканического состава.

Наиболее древняя из них — свита Фити относится к нижнему миоцену. Она состоит почти исключительно из массивных тонкозернистых светлых серых и розоватых известняков, нередко брекчиеобразных и с неясными остатками фауны. Мощность их около 100 м, и они нередко образуют высокие обрывы. Среди фауны преобладают фораминиферы и реже встречаются известковые водоросли. Кораллы и моллюски редки.

Следующая свита Сува по возрасту относится к верхнему миоцену и плиоцену. Она достигает очень большой мощности — не менее 600 м; мощность одних мергелей не менее 150—200 м. Преобладают аггломераты, туфы и мергели; реже встречаются коралловые известняки и конгломераты.

Аггломераты состоят из угловатых обломков базальтов величиной 0.5—1.0 м, сцементированных туфовым грубо- или тонкозернистым материалом. Местами в них наблюдается неясная слоистость и найдена хорошо сохранившаяся ракушка. Туфы серые, зеленоватые, шоколадные; величина зерен, в среднем, около 2 мм. Ясное падение, однообразная слоистость

и часто встречающиеся фораминиферы и другие организмы указывают на то, что туфы в большинстве случаев отложились в море. Они в основном состоят из зерен полевых шпатов, вулканического стекла и авгита.

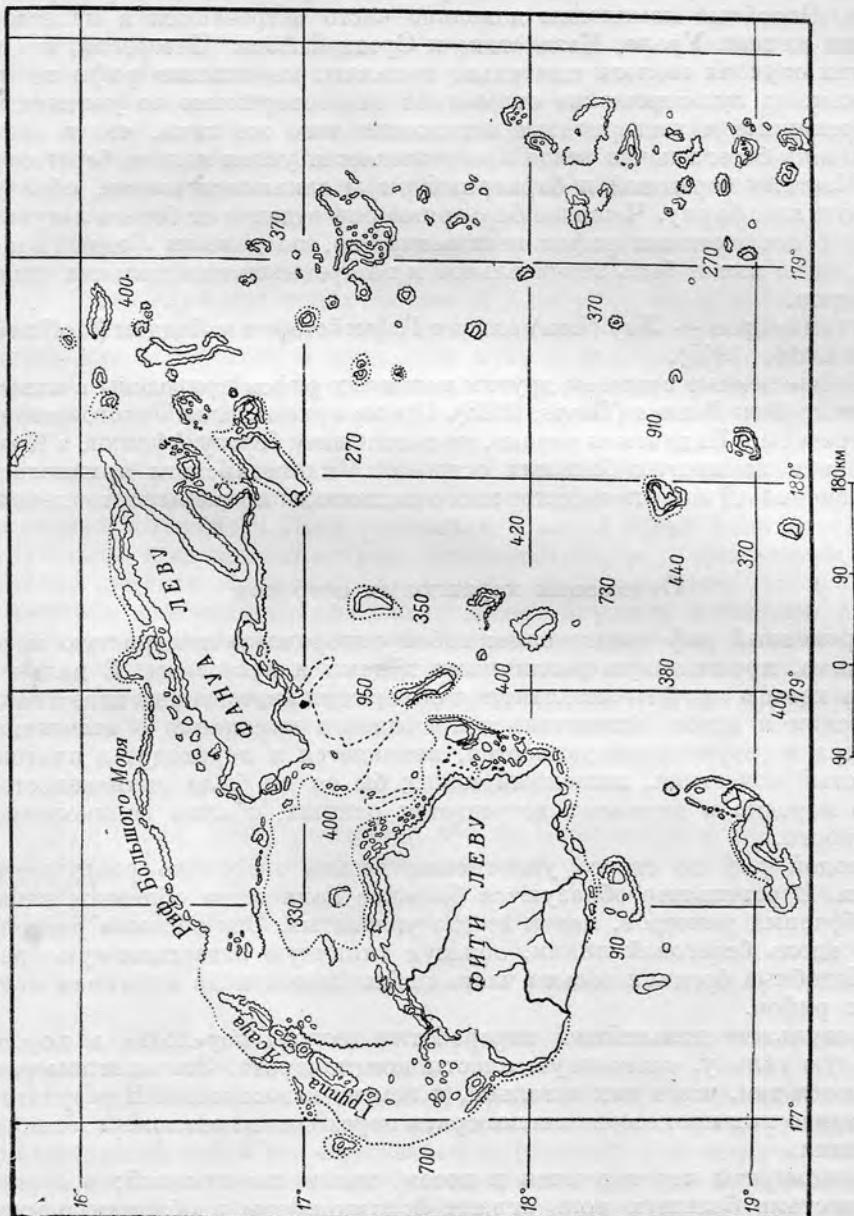


Рис. 154. Архипелаг Фиджи.

Конгломераты представляют собой окатанные разности аггломератов, но в основании толща включает валуны всех более древних свит.

Мергели мягкие, серые и кремовые, хорошо слоистые; они состоят из продуктов выветривания вулканических пород и большого количества кальцита, главным образом в виде ядер и раковин фораминифер. Извест-

няки массивные, пористые, коралловые, сравнительно небольшой мощности, около 12—15 м, залегающие среди мергелей и конгломератов.

Весь комплекс отложений свит Фити и Сува чрезвычайно характерен для отложений вулканических островов, обрамленных коралловыми рифами. Подобные комплексы довольно часто встречаются в палеозойских отложениях Урала, Казахстана и Средней Азии. Интересно, что во всех этих случаях геологи тщательно выделяют коралловые рифы по известнякам, но вулканические отложения они совершенно не учитывают.

Современные и четвертичные отложения того же типа, что и свита Сува. Вдоль берега почти везде прослеживается узкая полоса берегового рифа. Местами береговой и барьерный рифы сливаются вместе, образуя береговую платформу. Чаще же барьерный риф отделен от берега лагуной. Мощность современных рифов неизвестна, но, по данным Лэдда (Ladd, 1934), она не может быть значительной и не превышает нескольких десятков метров.

Другой остров — Лау (Lau) описан Гофмейстером и Лэддом (Hoffmeister and Ladd, 1945).

Многочисленные примеры других поднятых рифов приведены в известной монографии Дэвиса (Davis, 1928). Кроме архипелагов Тихого океана, они встречены в Индийском океане, по восточному берегу Африки, в Красном море и на многих больших островах Индонезийского архипелага. Одновременно Дэвис приводит многочисленные примеры затопленных рифов.

### Отложения коралловых островов

Современный риф представляет собой однородную пещеристую массу известняка, пронизанную различными ходами и пустотами. В дальнейшем эти ходы и пустоты заполняются обломками известняка и известняковым песком и илом. Вследствие непрерывного намокания и высыхания вся масса перекристаллизовывается, изменяется и переходит в плотный неслоистый известняк, лишенный каких бы то ни было окаменелостей. Только изредка в карманах встречается ракуша, обычно великолепной сохранности.

Молодой риф до своего уплотнения весьма энергично разрушается прибоем. В результате образуются большие количества обломков самых разнообразных размеров, почти всегда угловатых. Эти обломки располагаются вдоль береговой линии, образуя типичную известняковую брекчию. Подобные брекчию весьма часто наблюдаются и по окраинам иско-паемых рифов.

В результате дальнейшей переработки валуны переходят в хорошо окатанную гальку, слагающую пласти конгломерата. Эти конгломераты отличаются тем, что в них и галька, и цемент известковые. В результате диагенетических процессов конгломераты переходят в конгломератовидные известняки.

Конгломераты перетираются в песок, также известковый; в составе песка местами большую роль играют фораминиферы и обломки ракуш и кораллов. Вследствие сильного прибоя и течений зона песка в коралловых островах пользуется очень большим распространением, достигает значительной ширины и опускается на глубины в несколько сотен метров. Коралловый песок обычно отличается белым цветом.

После диагенеза известковый песок переходит в грубозернистый известняк. Так как пески обладают нередко ясной слоистостью, то и извест-

няки будут ясно слоисты. В них первичные углы падения будут достигать наибольших размеров. Интересным примером песков коралловых рифов служит хорошо известный нуммулитовый известняк. В момент своего образования он представлял собой грубозернистый песок, переходящий в мелкий галечник. Состав известняков описан Скитсом (Skeats, 1903).

Характерной разновидностью коралловых песков являются некоторые оолитовые известняки.

Коралловый оолитовый песок выдувается ветром на сушу, образуя пояс песчаных дюн с великолепно развитой косой слоистостью. Ширина этого пояса измеряется километрами. И эти дюнныес пески метаморфизуются в известняки, нередко оолитовые и с ясной резкой косой слоистостью.

Большое значение в разрушении известняков имеет деятельность организмов, по данным Оттера (Otter, 1937).

В более глубоких зонах склона и в лагунах песок сменяется коралловым, известковым илом. Вверху ил сравнительно грубозернист, а ниже переходит в тончайшую муть. Эта муть в ископаемом состоянии имеет вид плотного, нередко фарфоровидного известняка с характерным раковистым изломом. Коралловый ил спускается на глубины до 2000—3000 м. В нем всегда развита ясная слоистость.

В лагунах комплекс осадков в общем тот же — галечники, пески и илы, но отдельные типы осадков обладают уже другим распространением, особенно в глубину. Зона галечника и песка очень узка и ограничена глубинами в несколько метров. Остальная же часть дна лагуны покрыта тонкозернистым плотным однородным тонкослоистым илом. Лучшим примером ископаемого ила лагун может служить известный литографский камень — золенгофенский сланец.

В некоторых случаях илы лагун обогащаются скелетными образованиями планктонных организмов и переходят в так называемые псевдоабиссальные отложения, подробно описываемые ниже.

### Эолианит

Тодд (Todd, 1939) указывает, что на Бермудских островах все поднятые части, береговые площадки, уступы и обрывы сложены уплотненным дюнным оолитовым кальцитовым песком. Такой дюнный оолитовый известняк он называет эолианитом (eolianite).

### Отложения Бермудских и Багамских островов

Тодд (Todd, 1939) приводит их краткое описание, основанное на механическом анализе ряда образцов.

Бермудские острова (рис. 155) представляют собой небольшой атолловый риф. Западная, большая, часть его лежит ниже уровня моря и представляет собой так называемый окраинный риф; его очертания показаны пунктирной линией, соответствующей изобате 9 м. Между рифом и островами располагается обширная внешняя лагуна; внутри островов имеется несколько небольших лагун, называющихся внутренними. Вокруг рифа располагаются глубины до 2000—3000 м и больше. Номера образцов мелководных отложений, подвергнутых механическому анализу (табл. 34), показаны на карте (рис. 155).

Основная особенность мелководных осадков — грубозернистость. Только один образец (№ 1) является алевритом. Он взят в наиболее

Таблица 34

**Механический состав мелководных отложений Бермудских островов (в процентах)**  
(по Тодду, 1939)

| Зона              | Местность                  | № об-разца | Глу-бина в м | Гра-вий 30—1 мм | Песок 1—0.5 мм | Алев-рит 0.5—0.05 мм | Ил 0.05—0.01 мм | Кол-лоид 0.01—0.001 мм |
|-------------------|----------------------------|------------|--------------|-----------------|----------------|----------------------|-----------------|------------------------|
| Пляж              | Остров Купер . . . . .     | —          | 0—4          | 0               | 100            | 0                    | 0               | 0                      |
| Внутренние лагуны | Остров Купер . . . . .     | 4          | 10.8         | 0               | 100            | 0                    | 0               | 0                      |
|                   | Замковая гавань . . . . .  | 2          | 54.0         | 60              | 32             | 4                    | 3               | 1                      |
|                   | Залив Гаррингтон . . . . . | —          | 88.0         | 22              | 48             | 22                   | 6               | 2                      |
|                   | Ферра Рич . . . . .        | 3          | 36.0         | 21              | 68             | 6                    | 3               | 2                      |
|                   | Гавань Георга . . . . .    | 1          | 75.5         | 0               | 0              | 95                   | 3               | 2                      |
| Внешняя лагуна    | М. Кроуль . . . . .        | —          | 43.0         | 15              | 85             | 0                    | 0               | 0                      |
|                   | Мелководье . . . . .       | —          | 10.8         | 20              | 80             | 0                    | 0               | 0                      |
|                   | То же . . . . .            | —          | 75.5         | 33              | 45             | 13.0                 | 6.0             | 3                      |
|                   | Маррей . . . . .           | —          | 86.0         | 30              | 68             | 0.5                  | 0.5             | 1                      |
|                   | Маррей . . . . .           | 7          | 88.0         | 10              | 61             | 28.0                 | 0.5             | 0.5                    |
|                   | Флэттс . . . . .           | —          | 50.5         | 12              | 81             | 2.5                  | 2.0             | 2.5                    |
| Окраинный риф     | Остров Купер . . . . .     | 5          | 54.0         | 0               | 100            | 0                    | 0               | 0                      |
|                   | Восточный . . . . .        | 8          | 43.0         | 28              | 72             | 0                    | 0               | 0                      |
| Внешний риф       | Вне рифа . . . . .         | 9          | 108.0        | 28              | 72             | 0                    | 0               | 0                      |
|                   | Остров Купер . . . . .     | 6          | 124.0        | 25              | 75             | 0                    | 0               | 0                      |
|                   | Китчен Буй . . . . .       | —          | 97.0         | 2.5             | 83.5           | 8                    | 6               | 0                      |

обосабленной гавани. Один образец (№ 2) является гравием, а все остальные, независимо от глубины, представляют собой пески, с большей или меньшей примесью гравийного материала. Такой состав осадки сохраняют в лагуне даже на глубинах 80—100 м. Это объясняется свободным движением волн и течений почти по всей поверхности рифа.

#### Осадки Жемчужного рифа

Жемчужный риф (Pearl and Hermes reef) расположен у западного конца Гавайского архипелага (рис. 156). Его очертания и глубины показаны на рис. 157. Ширина надводной части рифа около 75 м; в северо-западной части лагуна открыта. Глубины лагуны от 0.3 до 31 м; внутри ее располагаются второстепенные маленькие рифы; кольца их окружают лагуны с глубинами от 1 до 2.5 м. Внешние склоны рифа круто обрываются до глубины около 20 м. Начиная с этой глубины, склоны становятся более пологими; они покрыты тонкозернистым илом ложа океана. Преобладающие ветры дуют с северо-запада и определяют форму рифа и строение его кольца. Риф изучался в связи с банками жемчужоносных устриц в его лагуне.

Образцы грунтов были изучены Торп (Thorpe, 1936, 2); в ее работе приводится список литературы. Микроскопическое изучение образцов, проведенное этим автором (табл. 35), показало, что среди породообразующих

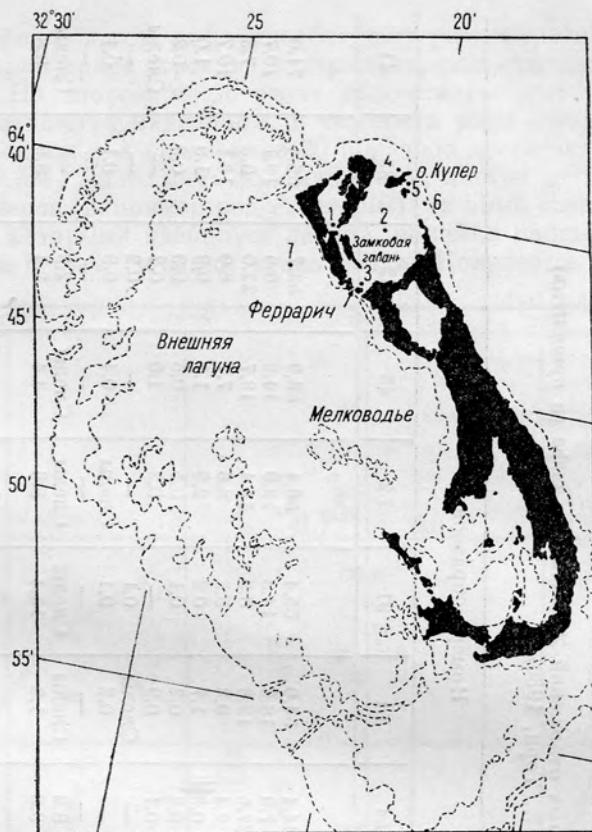


Рис. 155. Бермудские острова. По Тодду (Todd, 1939).

Черным показана надводная часть; пунктиром — глубина 9 м.

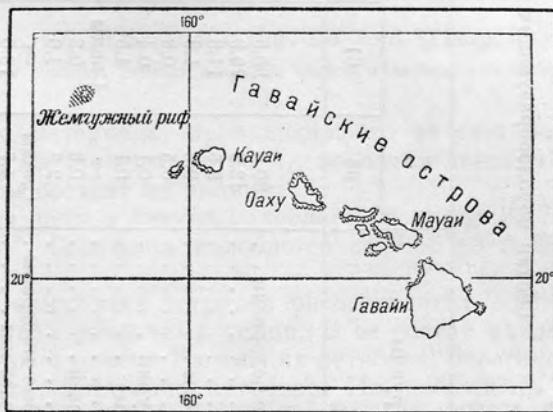


Рис. 156. Рифы Гавайских островов. Жемчужный риф — на северо-западе.

Таблица 35

Состав породообразующих групп лагунных отложений Жемчужного рифа (в процентах)  
(по Е. Торн, 1936)

| Группы                     | Номера образцов |       |      |      |       |       |      |       |
|----------------------------|-----------------|-------|------|------|-------|-------|------|-------|
|                            | 92              | 61    | 32   | 54   | 51    | 91    | 52   | 43    |
| Известковые водоросли . .  | 30.5            | 35.5  | 44.7 | 44.4 | 54.0  | 55.4  | 56.4 | 53.7  |
| Моллюски . . . . .         | 42.9            | 29.9  | 16.4 | 7.9  | 18.6  | 14.3  | 13.9 | 8.6   |
| Кораллы . . . . .          | 9.5             | 11.3  | 29.8 | 27.5 | 13.3  | 8.9   | 14.4 | 14.3  |
| Фораминиферы . . . . .     | 9.3             | 1.6   | 3.5  | 2.4  | 9.3   | 5.3   | 8.6  | 7.7   |
| Иглы ежей . . . . .        | 0.5             | 0.3   | 1.7  | 0.8  | 1.7   | 0.2   | 2.3  | 1.1   |
| Иглы голотурий . . . . .   | 0.1             | 0.4   | 1.1  | 0.2  | 0.2   | 0.1   | 0.5  | 0.5   |
| Ракообразные . . . . .     | 0.1             | 1.5   | 0.3  | 0.1  | 0.9   | —     | 0.2  | 0.2   |
| Мшанки . . . . .           | —               | Следы | —    | —    | Следы | 0.1   | —    | —     |
| Трубки червей . . . . .    | 0.3             | 0.3   | 0.7  | —    | 0.2   | 0.1   | 0.4  | 0.3   |
| Кальцит . . . . .          | 2.3             | —     | 1.6  | —    | —     | —     | —    | —     |
| Неизвестковые минералы . . | —               | Следы | —    | —    | Следы | Следы | —    | Следы |
| Глинистые частицы . . . .  | 4.7             | 18.0  | 1.9  | 9.8  | 6.6   | 1.8   | 15.4 | 3.6   |

организмов Жемчужного рифа преобладают разнообразные известковые водоросли, характерное строение которых хорошо видно даже в мельчайших зернах. На втором месте стоят обломки гастропод и пелеципод; третье место занимают мадрепоры, в частности роды *Porites* и *Montipora*. Количество кораллов в среднем из 20 образцов достигает 16.6%, максимальное — 29.8%. Далее идут фораминиферы, иногда достигающие очень больших размеров (например род *Peneroplis*); за ними следуют иглы ежей и голотурий, которыми изобилует лагуна, обломки панцырей ракообразных и трубок червей; мшанки очень редки. Количество неизвесткового

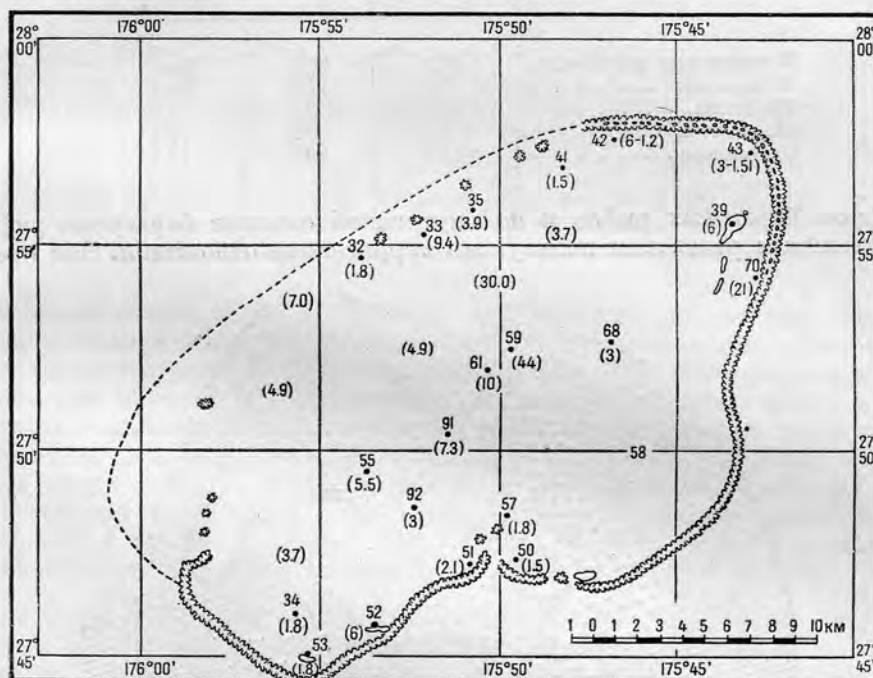


Рис. 157. Жемчужный риф. По Торп (Thorpe, 1936).

Цифры без скобок — номера станций; цифры в скобках — глубина в метрах.

вулканического материала, происходившего за счет подводной абразии вулканического основания острова, незначительно. Илистые частицы тоже в основном состоят из кальцита.

Температура воды в лагуне колеблется всего от 22.7 до 27.9°, средняя — 25—26.5°. Соленость колеблется от 3.56 до 3.66‰. Течения развиты слабо.

К югу от Бермудских островов располагается обширная группа коралловых островов различных типов. В ее состав входят поднятый риф Флориды, атоллы и отмели Багамских островов, береговые рифы Ямайки, Кубы и других Антильских островов. Им посвящены работы: Агассиц (Agassiz, 1883, 1888, 1894), Бигелоу (Bigelow, 1905), Мэррей и Ирвин (Murray and Irvine, 1891), Стирс (Steers, 1940, 1—2), Воган (Vaughan, 1919), Вермей (Vermey, 1931).

Сравнивая состав пордообразующих групп различных рифов, Торп (1936, 1) приходит к выводу, что они в различных областях изменяются

довольно значительно (табл. 36). В частности, для Багамских островов и Флориды характерно большое количество оолитов, пеллетов и арагонитовых игл, отсутствующих в Жемчужном рифе.

Таблица 36

Состав породообразующих групп различных рифов  
в (процентах)  
(по Е. Торп, 1936)

| Группы                | Жемчужный риф | Флорида | Багамские острова |
|-----------------------|---------------|---------|-------------------|
| Известковые водоросли | 48.5          | 25.1    | 18.0              |
| Моллюски . . . . .    | 17.8          | 17.5    | 12.2              |
| Кораллы . . . . .     | 16.6          | 9.3     | 8.2               |
| Фораминиферы . . . .  | 6.3           | 9.0     | 17.3              |
| Остальное . . . . .   | 10.8          | 39.1    | 44.3              |

Вдоль береговых рифов и по внутренней окраине барьерных рифов значительным развитием пользуются терригенные отложения. Они пред-

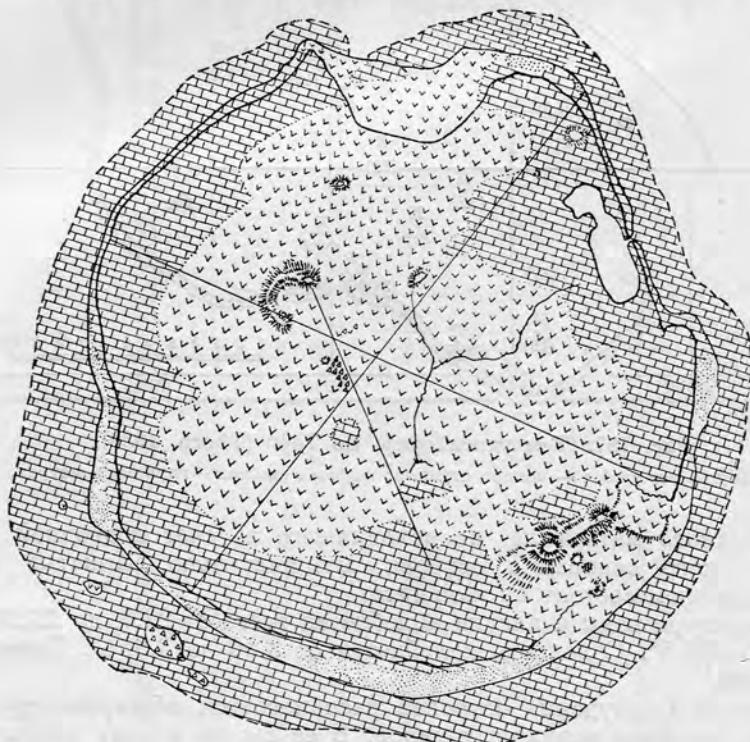


Рис. 158. Подводная эфузия среди известняков. Современный риф, Гавайские острова. Обозначения те же, что на рис. 159. По Агассицу (Agassiz, 1889).

ставлены тонкозернистыми, преимущественно глинистыми осадками. Эти осадки, вклиниваясь по периферии, переслаиваются с известковыми осадками.

В атоллах нередко обнажаются, выходя на поверхность, подводные вулканы. В ряде островов эти вулканы продолжают действовать. Потоки лав наземных и подводных перекрывают поверхность рифовых известняков с тем, чтобы, в свою очередь, снова покрыться слоем известняка. Вследствие этого образуется переслаивание известняков и лав (рис. 158 и 159). На некоторых поднятых островах в разрезах это переслаивание великолепно обнажается. Известняки и лавы контактируют по резко выраженным плоскостям. У жерла вулкана плоскость контакта вертикальна.



Рис. 159. Разрез подводного вулкана, изображенного на рис. 158.  
Жерло вулкана прорывает известняки.

1, 2, 3 — рифовые известняки; 4 — лавы; 5 — продукты разрушения лав.

Вулканический пепел в больших или меньших количествах смешивается с известковым илом и песком, образуя вулканические туфы и гравийкоподобные породы. Продукты разрушения эфузивов служат материалом для образования терригенных осадков, переслаивающихся и залегающих совместно с известняковыми толщами. Иногда эти терригенно-эфузивные осадки отличаются своеобразным составом, например оливиновые пески островов Гаити. Продуктом наземного выветривания лав является так называемая *terra rossa* — «красная земля», также встречающаяся в толщах рифовых известняков. Наконец, можно упомянуть о нахождении отдельных кусков, скоплений и прослоев пемзы.

#### Рифы Гавайских островов

Известные Гавайские острова, оплот Соединенных Штатов Америки в Тихом океане, представляют собой хороший пример коралловых рифов, расположенных на вулканических островах и имеющих подчиненное значение. На рис. 158 хорошо видно, что площадь, занятая рифами, даже если учесть их продолжение под водой, резко уступает площади, занятой изверженными породами.

В ископаемом виде подобные коралловые рифы имеют вид известняковых линз протяженностью в десятки километров и мощностью в десятки метров. Эти линзы залегают среди эфузивов, покрываются и подстилаются ими и переходят в них по простиранию. Подобные взаимоотношения наблюдаются в нижнем девоне и силуре восточного склона Урала, где линзовидные пластообразные массивы светлых известняков герцинского типа залегают среди эфузивных толщ.

Детали строения Гавайских островов описаны еще Агассицем (Agassiz, 1889); позже они описаны в монографиях, напечатанных в Бюллетенях музея Бишопа (Bishop), находящегося в Гонулулу, на о. Гавай. В качестве примера можно рассмотреть о. Кауаи (Kauai), описанный Гайдсом (Hinds, 1930). Последовательность осадочных отложений острова следующая:

1. Прерывистые, почти вымершие береговые рифы
2. Обломочные отложения литоральной зоны
  - а. Неуплотненные глины, пески, галечники
  - б. Уплотненные береговые пески и галечники
3. Поднятые литоральные отложения
  - а. Неуплотненные
  - б. Уплотненные
4. Песчаные дюны
  - а. Неуплотненные
  - б. Уплотненные
5. Отложения рифовых площадок
6. Аллювиальные отложения
7. Конусы выносов и оползни
8. Береговые галечники
9. Обломочные отложения, переслаивающиеся с лавами

Береговые рифы образовались недавно, в конце четвертичной эпохи. Мощность их достигает 75—100 м.

Обломочные отложения литоральной зоны весьма разнообразны и зависят от рельефа, положения устьев рек и береговых рифов. Среди них развиты следующие типы: 1) преимущественно известковые; 2) преимущественно базальтовые; 3) смешанного состава; 4) оливиновые пески. Большим распространением пользуются своеобразные галечники, состоящие из угловатых или слабо окатанных обломков базальта и рифовых известняков. В ископаемом состоянии такие галечники представляют собой типичные агломераты, так часто встречающиеся в связи с палеозойскими эфузивными толщами Урала, Тянь-Шаня, Алтая, Салаира и других областей.

Довольно широко распространены береговые известковые пески и конгломераты. Пески местами образуют пояс дюн высотой до 6—9 м. Часто эти галечники и пески уплотнены до степени твердого известняка, образующего небольшие обрывы. В уплотненных дюнных песках, сейчас представляющих собой твердые известняки, повсеместно развита косая слоистость.

На поверхности коралловых рифов вследствие влажного тропического климата сразу развивается богатая растительность. В тех случаях, когда поверхность рифа достигает сколько-нибудь значительных размеров, растительность развивается необыкновенно пышно. Нередко образуются болота, на дне которых накапливаются значительные массы растительного вещества — будущего каменного угля.

Такую картину мы наблюдаем на поверхности Флориды, где непосредственно на белом рифовом известняке залегают болотные отложения с пластами торфа. Такую же картину представлял и Подмосковный бассейн в эпоху образования нижнекаменноугольных углей.

В обособленных заливах и лагунах очень часто образуются мангровые заросли, в которых отлагаются пласти вязкого воинчего ила, весьма обогащенного органическими веществами.

#### Лагунные отложения о. Райатеа (Raiatea)

О. Райатеа, так же как и расположенный к северу от него о. Тагаа, относится к группе островов Товарищества (Society) в Тихом океане. Оба они представляют собой две вершины единого вулканического массива, возвышающегося над дном океана на 4000 м и над уровнем воды на 300—400 м. Они окружены кольцом барьерного рифа, прерывающегося семью узкими проливами (рис. 160). Вдоль берега островов протяги-

вается узкая полоса берегового рифа. Между барьерным и береговым рифами расположена лагуна, то более узкая, то более широкая; местами барьерный и береговой рифы сливаются. Наибольшая ширина лагуны 5—6 км; глубина взятия образцов от 0.6 м до 2.5 м.

Поперечные профили через лагуну, составленные Старком и Дэпплсом (Stark and Dapples, 1941), показали интересный факт: во всех образцах почти полностью отсутствует тонкозернистый материал — глинистый и даже алевритовый. Отсутствуют также и большие обломки. Средний диаметр зерен колеблется от 0.13 мм до 7.20 мм; наиболее распространены размеры 0.2—0.4 мм, т. е. среднезернистый песок. Это связано с небольшими глубинами и деятельностью волн и течений. Важно отметить, что в лагунах других рифов, например Багамских, также развиты только грубозернистые частицы. Тонкозернистые осадки развиты значительно реже и только в глубоких, полностью обособленных лагунах. Поэтому и в ископаемых рифах отложениями лагун могут быть не только тонкозернистые породы типа литографского камня, но и средне- и грубозернистые известняки с целой ракушей и ее обломками.

Второй важный факт заключается в том, что осадки состоят из одних известковых зерен. Зерна вулканических пород, слагающих главную часть островов, весьма редки.

Осадки переполнены раковинами различных организмов. Микроскопические гастроподы размерами 0.5—1.0 мм местами составляют около 5% грубозернистого песка. В большом количестве наблюдаются обломки игл морских ежей и спикул губок и голотурий. Тонкозернистый песок изобилует фораминиферами. В грубозернистом песке много пеллет размерами до 2—3 мм, обломков раковин пелеципод и кусков скелетных образований кораллов. Многие обломки и зерна остроугольные.

В наиболее тонкозернистых разностях осадков много темносерого и черного известковистого материала, содержащего органическое вещество. Это вещество пленкой покрывает зерна кальцита и образует цемент, их соединяющий. Распространение органического вещества неоднородно и не зависит от глубины и количества пеллет.

#### Отложения о. Таити

Данные по рифам и лагунам о. Таити, наиболее крупного острова группы Товарищества, приведены в работах Вильямса (Williams, 1933)

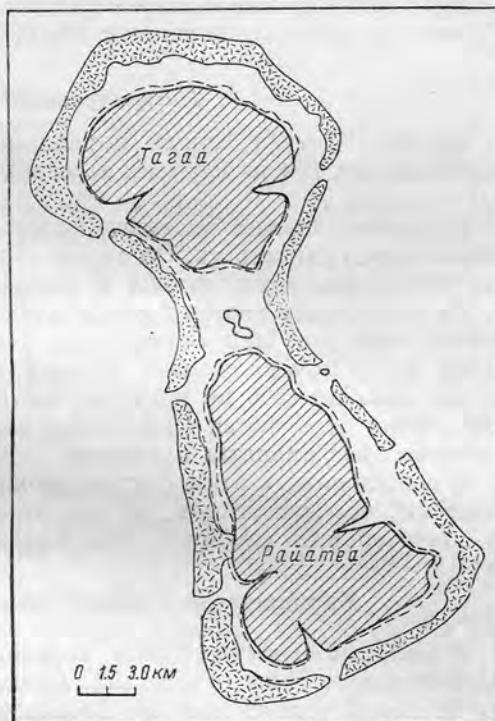


Рис. 160. Острова Райатеа и Тагаа. По Стэрку и Дэпплсу (Stark and Dapples, 1941). Пунктиром показаны береговой и барьерный рифы.

и Кросслэнда (Crossland, 1928, 1939). Расположение рифов и лагун у о. Тагити такое же, как у о. Райатеа, описанного выше. Вдоль западного побережья лагуны очень мелкие, и иногда барьерный риф сливается с береговым. По восточной окраине острова лагуна везде резко выражена и на больших расстояниях достигает глубины 30—50 м. Ширина лагуны незначительна и не превышает 2.5 км; обычно она значительно меньше, около 1.2—1.0 км. Дно лагуны покрыто обломками кораллов и коралловым песком с большим или меньшим количеством вулканического ила. Крупные обломки и зерна изверженных пород почти отсутствуют.

#### Распространение известняков

Нередки случаи, когда коралловый риф целиком сложен одними известняками. В этих случаях известняк образует весь комплекс прибрежных осадков.

Известняк слагает наземные отложения (прибрежные дюны) и приобретает косую слоистость. Он также образует осадки зоны прибоя — брекчию и конгломераты, гальки и цемент.

Из известняка состоят пески пляжей, прибрежные пески, береговые илы и, наконец, илы батиальной, а иногда и абиссальной областей.

Из этого можно сделать важный вывод, что известняки ни в коем случае сами по себе не могут служить указателями глубины бассейнов. Известняки отлагаются везде, начиная от дюн, переходя к зоне прибоя и кончая абиссальными пучинами.

К сожалению, с этим фактом геологи не всегда считаются и нередко полагают, что известняки, да еще чистые, могут образовываться только на значительных глубинах. Это мнение ошибочно и наивно.

#### Характерные особенности рифовых известняков

В рифовый известняк, или, вернее, ископаемый риф, входят весьма разнообразные типы отложений. Общий очерк их дан выше, сейчас же мы приведем только краткие характеристики.

Характерные признаки всего ископаемого рифа:

1. Основная масса — неслоистый или неяснослоистый известняк.
2. Замкнутые, более или менее резко выраженные границы распространения.
3. Неправильная холмовидная или конусовидная, реже гребневидная форма всей массы известняка.
4. Нередко большая мощность; иногда рифовый известняк маломощный; развиты и промежуточные стадии.
5. Фауна: рифообразующие кораллы и гидроиды, толстостенные пелециподы и брахиоподы.

Характерные признаки отложений зоны прибоя:

1. Брекчиевидность или конгломератовидность породы.
2. Тесная связь, соприкасание с самим телом рифа.
3. Отсутствие фауны или обломки ее.

Характерные признаки мелководных отложений морского склона рифа:

1. Ясная первичная зернистость известняка.
2. Ясная слоистость, более или менее толстая.
3. Богатство фауны хорошей сохранности.

4. Преобладание более или менее толстостенных, богато украшенных форм.

Характерные признаки глубоководных отложений и отложений лагун:

1. Большая тонкозернистость известняков, раковистый излом.
2. Ясная, обычно тонкая слоистость.
3. Сравнительно бедная фауна.
4. Преобладание небольших тонкостенных, тонко скульптурных форм.
5. Нередка большая примесь планктонных форм.

Отложения лагун можно отличить только по теснейшей связи с телом рифа и залеганию среди рифа.

### Органический мир коралловых рифов

Тропический климат, теплое море, обилие извести, сильные прибои и течения — все это вызывает поразительный расцвет морских животных и растений.

Весьма разнообразны и биоценозы сообщества. В зоне прибоя фауна бедна и представлена массивными кораллами и альционариями. Из других форм характерны толстостенные пелециподы — *Tridacna* и разнообразные всеврывающиеся формы.

Там, где прибой ослаблен, развиваются преимущественно хрупкие ветвистые кораллы и появляется богатейшая фауна, отличающаяся красотой, размерами и сложностью своих скелетных образований. В ней встречаются представители не только всех групп беспозвоночных, но и большинства позвоночных. Вместе с тем широким развитием пользуются и известковые водоросли.

Наконец, в лагунах и на больших глубинах открытого моря, на жидкокомпонентном илу живет своеобразная фауна, состоящая из небольших тонкостенных изящных форм. Среди фауны встречается нередко большое количество планктонных форм.

Из отдельных групп наиболее характерны и бросаются в глаза рифообразующие колониальные кораллы и гидроиды. Они располагаются на поверхности рифа и образуют зону прибоя. Долгое время думали, что они являются главнейшей группой в образовании известняков. Детальные исследования поверхности рифа и колонок буровых скважин показали, что это мнение неверно. На самом деле, наиболее распространены и слагают главные массы известняка известковые водоросли; на втором месте стоят фораминиферы и только за ними следуют кораллы. Но несмотря на это, рифообразующие кораллы по своей характерности и значению для определения ископаемых рифов играют главную роль.

Их биология описана Майор (Mayor, 1924); экология — в последних работах Богана (Vaughan, 1940, 1941).

Рифообразующие кораллы и гидроиды живут на небольших глубинах. В Индийском океане наибольшего расцвета они достигают на глубинах 5—10 м. В Тихом океане на островах Тонга и Маршальских зона их расцвета 11—13 м, но они живут и на глубинах 25—30 м. На глубинах больше 45 м живые кораллы уже отсутствуют. На Большом Барьерном рифе Австралии максимум их расцвета находится на глубинах 4—5 м, где кораллы образуют сплошной пояс. Таким образом, рифовые известняки образуются на ничтожных глубинах 5—15 м и не выше 45 м. Их можно считать типичными мелководными отложениями, даже отложениями почти что зоны прибоя.

Другими условиями, необходимыми для жизни рифообразующих кораллов, являются тропическое, теплое море со средней температурой не ниже 20° С и прозрачная вода нормальной солености. Как только вода несколько опресняется или появляются терригенные осадки, рифовые кораллы гибнут. Против устья рек в барьерном рифе всегда образуются

проливы вследствие смерти кораллов. Таким образом, коралловые рифы являются лучшими показателями температуры морей прошлого. Не менее важные заключения можно делать и о характере прибрежной части суши, вдоль которой развиваются коралловые рифы.

Анализируя последние работы по экологии коралловых рифов, Шипард (1951) приходит к следующим выводам.

Рифообразующие кораллы живут на глубинах до 900 м, а известковые водоросли на глубинах проникновения света — 100—150 м. Рифообразующие кораллы весьма чувствительны к температуре, которая должна быть не ниже 18 и не выше 34.5° С, и к солености — от 2.7 до 3.8%. Мутную воду они переносят свободно, и терригенный материал заносит рифы, уже отмершие по другим причинам.

Кораллы растут преимущественно на твердом грунте, но нередко риф возникает и на илистом грунте. Распространенное мнение о том, что кораллы лучше всего растут на внешнем крае рифа, неточно. Они растут везде, где есть достаточное количество раковин конопод, которые служат их основной пищей. Поэтому часто кораллы пышно расцветают в лагунах и иногда полностью даже заполняют их, превращая барьерный риф в береговой.

В благоприятных условиях кораллы могут расти со значительной скоростью.

Точно датированные данные о скорости роста коралловых рифов приведены в статье Ма (Ma, 1937). В результате взрывных работ на о. Парасел (Paracel) в теле кораллового известняка обнаружены были монеты XV столетия, что позволило установить скорость роста — 0.3 м в столетие.

По данным Пиа (Pia, 1933), виды рода *Oculina* вырастают в год на 0.7—0.8 см, род *Acropora* — на 2.0—8.0 см, *Madrepora* — на 8.5 см и *Meandrina* — на 20.0 см. Гардиер приводит среднюю цифру — 2.5 см в год. Если принять ее, то для образования рифа мощностью 100 м потребуется всего 4000 лет, а для рифа в 500 м — 20 000 лет. Эти цифры становятся особенно интересными, если учесть, что в рифовых известняках Флориды на глубине 500 м встречена уже олигоценовая фауна, а в скважине на атолле Бикини на глубине 537 м — миоценовая фауна.

Из других групп животных следующее место за рифовыми кораллами по своей характерности занимают прирастающие или обрастающие массивные толстостенные пелециподы. Для современных морей это будут *Tridacna* и устрицы, для морей мезозоя рудисты — *Hippurites*, *Radiolites*, *Requienia*, *Caprotina*, *Diceras*. Для палеозоя — *Megalodon*.

Характерны большие толстостенные фарфоровидные фораминиферы, особенно *Nummulitidae* и *Fusulinidae*.

Интересно колоссальное развитие известковых водорослей, занимающих по массе выделяемой извести первое место. В ископаемом состоянии они заметны почти только под микроскопом.

Представлены также и все другие группы животных. Многочисленны ракообразные, гастроподы, наибольшего развития достигают цефалоподы. Нередки сплошные заросли мшанок, поля морских лилий, кучи ползающих морских ежей.

Довольно полная сводка данных по распространению и значению известковых водорослей и ведущих групп животных содержится в известной монографии Пиа (Pia, 1933), посвященной современным известнякам. На основании этой сводки и данных других исследователей составлена табл. 37.

Таблица 37

Состав современных основных рифообразующих групп (в процентах)

| Местность и автор   | Известковые водоросли | Рифовые кораллы | Фораминиферы | Моллюски |
|---|-----------------------|-----------------|--------------|----------|
| О. Мэррей, Торресов пролив (Боган, 1917, 1918) в 60 м от берега . . . . . | 42.5                  | 34.6            | 4.1          | 15.2     |
| в 500 м » . . . . .   | 32.6                  | 41.9            | 12.4         | 10.2     |
| Риф Вайлуле, у Гонолулу (Pollock, 1928) . .                               | 44.0                  | 24.0            | —            | —        |
| Жемчужный риф (Торп, 1936) . . . . .                                      | 48.5                  | 16.6            | 6.3          | 17.8     |
| Флорида (Торп, 1936) . . . . .  | 25.1                  | 9.3             | 9.0          | 17.5     |
| Багамские острова (Торп, 1936) . . . . .                                  | 18.0                  | 8.2             | 17.3         | 12.2     |
| Острова Майао, Таити (Вилльямс, 1933) . .                                 | 39.52                 | 14.49           | Следы        | 8.56     |
|   | 45.96                 | 4.87            | 0.1          | 10.45    |

## Теории образования рифов

Теории образования рифов многочисленны и разнообразны. Сводки их принадлежат Стирнсу (Stearns, 1946), Кюнену (Kuenen, 1947), Дэли (Daly, 1934, 1948), Клоуду (Cloud, 1952). Стирнс группирует сводки так:

I. Непрерывно опускающееся основание. Выдвинута еще Дарвином и поддерживается Дэна (Dana) и Дэвисом (Davis).

II. Поднимающееся основание. Рифы растут на поднимающемся основании и кругом него. Поддерживается Семпером (Semper) и Гоппи (Guppy).

III. Неподвижное основание. Рейн (Rein), Мэррей (Murgay) и Джонс (Jones) считают, что рифы образуются на абрэдированных подводных банках. Уартон (Wharton) допускает рост рифов на неподвижном основании, полностью срезанном эрозией. Тиерман (Tyerman), Беннет (Bennet) считают, что основание срезано неполностью. Агассиц (Agassiz) предполагает, что рифы возникают на шельфе неподвижно стоящих участков суши, образованном деятельностью эрозии и абразии.

Дэли выдвинул теорию ледникового контроля. По его мнению, основания рифов неподвижны, но во время ледниковой эпохи вследствие образования ледяного покрова уровень океана понизился на 40—60 м. Дальнейшее его поднятие вызвало рост рифов.

IV. Опускающееся и поднимающееся основание. Стирнс (Stearns, 1946), Кюнен (Kuenen, 1947), Умгрев (Umgrove, 1938), Лэдд (Ladd, 1944, 1950), Гофмейстер (Hofmeister, 1935, 1936) и другие современные исследователи считают, что образование рифов представляет собой сложный и длительный процесс, в котором на общем фоне длительного опускания, начавшегося еще в палеогене, временами происходят поднятия, связанные с тектоническими движениями и вулканическими процессами. На образовании рифов сказалось также и падение уровня океана в ледниковую эпоху.

Несомненно следующее:

1. По данным сейсмического исследования и бурения, мощность известняковых толщ, рифовых и не рифовых, но связанных с ними, достигает 2000—3000 м. Такая громадная мощность может возникнуть только в результате длительных опусканий, начавшихся еще в палеогене.

2. Поднятые рифы возникают в результате поднятия основания. Такие поднятия бывают неоднократными.

3. Некоторые современные рифы растут в условиях неподвижности основания. Эта неподвижность только временная.

4. Образование ледяного покрова вызвало небольшое понижение уровня океана и отразилось на росте рифов. Возможно, что таких понижений и разделявших их поднятий было несколько, по числу оледенений. Все они представляют собой только кратковременные эпизоды в общем процессе накопления мощных известняковых толщ.

5. В ряде областей в возникновении и росте рифов большую роль играли подводные складки и тектонические глыбы, поднимающиеся и опускающиеся.

6. Многие рифы возникают на подводных вулканических конусах, достигающих поверхности моря. Развитие таких рифов определяется историей вулканов, на которых они растут.

Эти положения полностью подтверждаются историей ископаемых рифовых массивов.

### Примеры современных коралловых островов

#### Тогианские острова

Тогианские острова — это небольшие рифы, расположенные в северо-восточной части о. Целебес; иногда их называют Черепаховыми островами. Общая протяженность островов около 100 км, ширина 40 км. Они представляют собой древний вулканический остров, окруженный широкой

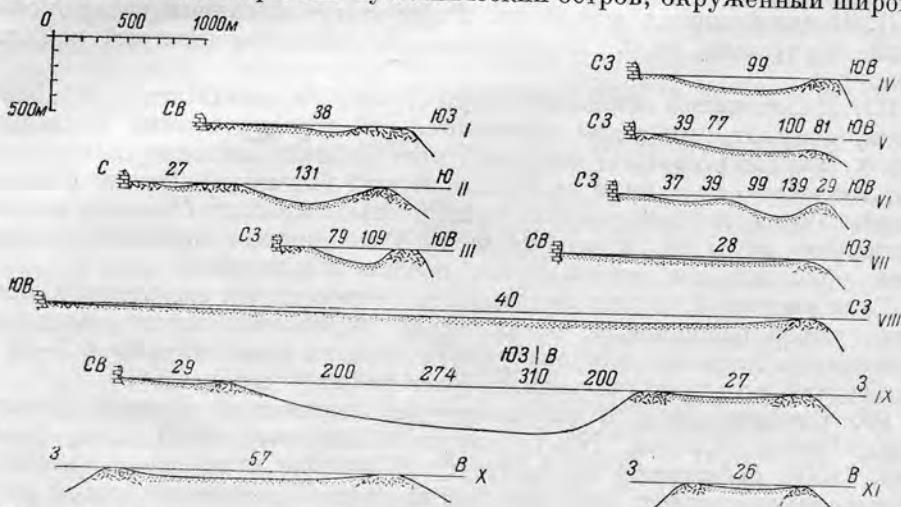


Рис. 161. Разрезы рифов у берегов Тогианских островов. Положение разрезов показано на рис. 162. Из Умгрова (Umbgrove, 1939).

площадкой неогеновых поднятых рифовых известняков, почти с горизонтальной поверхностью. Около этих поднятых известняков и располагаются современные рифы. Чаще они являются барьерными рифами, как это видно на разрезах (рис. 161) и карте (рис. 162). Реже они представляют собой типичные береговые рифы, как например на юге о. Ватье-Дака, или атоллы, как например острова Таоепан и Пазир-Тенган (рис. 163). Атолл Таоепан (рис. 164) интересен тем, что в средней части его сохранился остаток неогеновых поднятых рифовых известняков.

На этих картах и профилях хорошо виден рельеф самих атоллов,

их чрезвычайно крутые склоны, плоские, мелкие, едва заметные лагуны и большие глубины, их окружающие. Эти глубины, образовавшиеся



Рис. 162. Тогиан и прилегающие к нему атоллы. Линии, обозначенные римскими цифрами, — разрезы рис. 161. Из Умгрова (Umbgrove, 1939). Глубины в метрах.

в результате весьма недавних глыбовых движений участков дна моря, то поднимавшихся, то опускавшихся, считаются верхнечетвертичного возраста.

#### Рифы о. Таити

По данным Вильямса (Williams, 1933), к склону вулканического массива примыкает прибрежная равнина, сложенная поднятым береговым рифом, поверхность которого занесена дрритом; на ней расположены почти все населенные пункты. Почти горизонтальная поверхность платформы поднята над уровнем моря всего на 2.0 м, ширина платформы

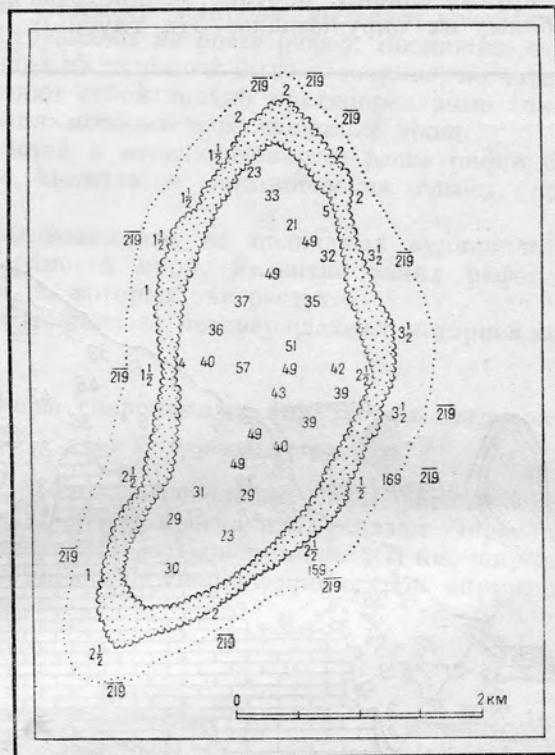


Рис. 163. Атолл Пазир-Тенган. Глубины в метрах. Из Умгрова (Umbgrove, 1939).

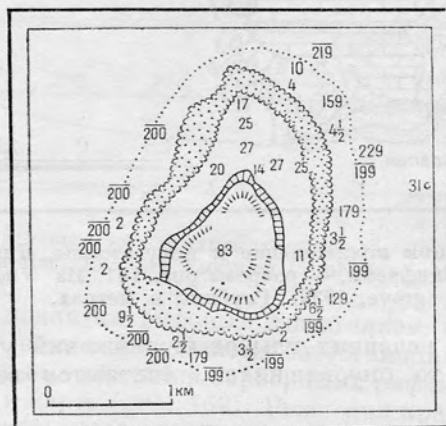


Рис. 164. Атолл Таоепан. Из Умгрова (Umbgrove, 1939). Глубины в метрах.

редко превышает 1.0 км. К обрыву платформы на уровне моря примыкает современный береговой риф, обычно небольших размеров. За ним расположена узкая лагуна, протягивающаяся вдоль всего берега. На западе она не глубже 2 м, иногда отсутствует, и тогда барьерный риф сливается с береговым. На востоке, наоборот, глубина лагуны обычно достигает 40 м и даже 60 м; ширина ее от 1.0 до 2.5 км.

Барьерный риф в своей внутренней части, примыкающей к лагуне, состоит из полупогруженной площадки, выходящей из-под воды только во время отливов. Ее ширина от 30 до 45 м. Склон этой площадки покрыт бурыми водорослями (*Sargassum*). Внешняя часть рифа состоит или из живущих кораллов, или из корки известковых водорослей (*Porolithon*), покрывающих толстым слоем обломки известняка, куски раковин и другие обломки, скементированные известковым песком. Неровные ветвящиеся массивные кораллы обладают очень сложной и большой поверхностью, значительно ослабляющей удары волн; хорошо противодействует им и сглаженная поверхность коры известковых водорослей. Только самые большие штормовые волны сильно разрушают риф, обламывая громадные глыбы и выбрасывая их далеко на поверхность рифа. Диаметр этих глыб достигает нескольких метров.

Наружный склон рифа сначала обрывается почти вертикально; начиная же с уровня роста кораллов, т. е. с глубины 30—50 м, склон имеет углы падения около  $20^{\circ}$ , местами до  $45^{\circ}$ . Далее углы падения становятся положе. Глубина 750 м отмечена на расстоянии около 1200 м от берега.

На более значительной глубине обломки и зерна известняков исчезают и дно покрыто одним вулканогенным материалом. Этот факт очень важен, так как он определяет размеры массива рифовых известняков.

Интересны подсчеты мощности рифа и длительности его образования, приводимые Вильямсом (1933). Мощность рифа при помощи бурения установить не удалось. Путем изучения колебаний уровня океана в ледниковый период и других построений Вильямс приходит к выводу, что мощность рифа колеблется от 100 до 125 м.

Возраст рифа и длительность его существования определяются также довольно приблизительно. Ситчелл (Sitchell, 1926) определяет скорость роста известковых водорослей в 0.2—0.3 мм в год. Высота обрыва известняков, в основном образованных водорослями, равняется 50—55 м; это дает возраст 180 000—300 000 лет. Поскольку в росте рифа к водорослям прибавляются другие источники, эта цифра значительно преувеличена.

Гардинер (Gardiner, 1931), принимая скорость роста кораллов 26.1 м за тысячу лет и допуская, что скорость роста рифа равняется скорости роста кораллов, определяет возраст рифа всего в 5000 лет — цифра поразительно небольшая.

Воган (Vaughan, 1919), наблюдая за кораллами Флориды и Вест-Индских островов, установил, что основной рифообразователь — коралл *Orbicella annularis* растет со скоростью 5—7 мм в год, на основании этого для рифов Таити установлен возраст около 20 000 лет. Одновременно Воган указал, что в Тихом океане кораллы растут быстрее.

Вильямс (Williams, 1933), учитывая, что рост рифа происходит медленнее, чем рост кораллов, пришел к выводу о том, что рифы Таити потребовали для своего образования не более 50 000 лет.

#### Рифы Индонезийского архипелага

По последней сводке Умгрова (Umbgrove, 1947), в Индонезийском архипелаге рифы обладают большим распространением и представлены

всеми типами. Весьма детально они описаны также Кюненом (Киепен, 1933).

Береговые рифы встречаются так же часто, как и барьерные, и нередко тесно с ними связаны. Иногда лагуна отсутствует, и барьерный риф, сливаясь с береговым, образует однородную известковую площадку, тянущуюся вдоль берега и имеющую ширину от нескольких десятков до нескольких сотен метров.

Барьерные рифы наиболее распространены и достигают крупных размеров. Барьерный риф вдоль восточного берега Борнео протягивается на 500 км. Еще большей протяженностью обладают береговые рифы, окаймляющие весьма сложно изрезанный восточный берег Целебеса.

Часто встречаются и атоллы. Некоторые из них, входящие в состав Тогианских островов, описаны на стр. 454. Атоллы, входящие в состав группы Тукан-Бези (Toekang Besi), к юго-востоку от Целебеса, интересны тем, что располагаются на подводных гребнях, вытянутых по общему простиранию коренных пород, слагающих Целебес. Таким образом, простирации линий атоллов, линий рифовых массивов намечают положение подводных структур. Те из рифов, которые располагаются на удлиненных антиклиналях, обладают такой же удлиненной формой; рифы, расположенные на подводном плато, имеют пологую форму.

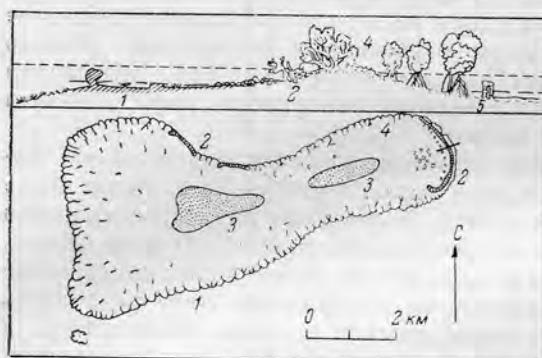


Рис. 165. Атолл Сапука и его разрез. По Кюнену (Киепен, 1950).

обладают неправильными округленными очертаниями. Подводное плато располагается сейчас на глубинах около 1000 м. Это определяет большую мощность рифовых массивов.

Другая характерная особенность рифов заключается в большой крутизне склонов. Иногда в верхних 200 м угол наклона достигает 70—80°. Углы в 40—50° являются обычными. Такие крутые углы могут быть образованы только нарастающими кораллами и известковыми водорослями при наличии общего опускания дна моря. Соответственно антиклинали и другие структуры, на которых возникли рифы, ранее были более высокими, а затем понизились более чем на 1000 м.

Атолл Така Гарларанг (Taka Garlarang) круто поднимается с глубины свыше 2000 м и расположен на склоне глубоко погруженного подводного гребня. Соседний атолл Тижгер (Tijger) поднимается с того же гребня, «как труба с крыши дома». Оба они находятся к югу от Целебеса.

Там же находится и небольшой атолл Сапука (Sapuka). На разрезе (рис. 165) пунктиром показано положение уровня моря при приливе и отливе. За живым рифом (1) расположена площадка с мертвыми и живыми кораллами. Она ограничивается поясом обломков (2), которые вместе с коралловым песком (4) образуют гребень атолла, его подводную часть и песчаные отмели (3) внутри атолла. Вдоль берега лагуны располагаются мангровые заросли и известковый ил (5).

Все эти атоллы, а также многие другие рифы расположены не на вулканических массивах, а на подводных тектонических структурах.

Поднятые рифы встречаются реже, но все же обнаружены в ряде пунктов. У северо-восточной оконечности Борнео, на подводном плато (глубиной около 200 м) располагаются атоллы Маратуа (Maratua) (рис. 166) и Какабан (Kakaban). Первый поднят на высоту выше 100 м, а второй — на 40 м. Интересно, что вблизи, к югу от них, на том же плато расположен нормальный атолл Муарас (Moearas). Расстояние между Маратуа и Муарасом всего 20 км. Плато, на котором они расположены, круто обрывается в Целебесское море с глубинами около 6000 м.

У других поднятых рифов, например у атолла Кизар (Kisar), к северу от Тимора, наблюдается пять хорошо выраженных террас, первая — на высоте 150 м. По данным Кюнена (1933), на рифе Бинонгко, в группе Тукан-Бези, поднятом на 200 м, развиты 14 террас. Рифы поднимались целыми глыбами, не наклоняясь. Но в этой же группе островов о. Линтеа (Linteia) имеет наклоненную поверхность.

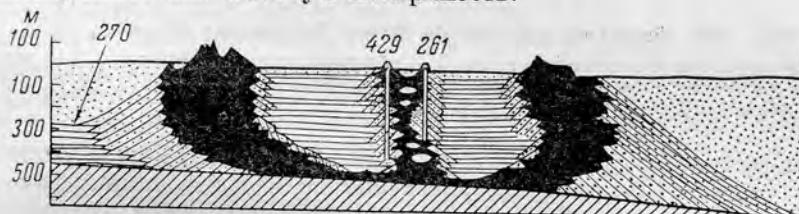


Рис. 166. Разрез атолла Маратуа. По Кюнену (Kuenen, 1950).

Моленграф (Molengraaff, 1930) указывает, что положение поднятых рифов дает ценные указания о движениях земной коры. На Тиморе, в средней части острова, около Капана, поднятые плейстоцено-плиоценовые рифы найдены на высоте 1200 м, а в португальской части Тимора еще выше. По склонам острова, ближе к морю, поднятые рифы встречены на постепенно уменьшающихся высотах. По мнению Моленграфа, это указывает на образование большой куполовидной антиклинали.

Опущеные рифы известны еще менее, чем поднятые. Моленграф (1930) указал, что в атолле Зандбюис (Zandbuis) глубина лагуны выше 250 м, что может быть объяснено только недавними опусканиями.

Кюнен (Kuenen, 1933) приводит примеры других опущенных, утопленных атоллов. У о. Гаги (Gagi) барьерный риф на большом протяжении опущен на глубину 50 м, где жизнь кораллов невозможна. Глубина его лагуны достигает выше 100 м. В атоллах группы Джейф Дойф (Jef Doif) глубина лагун также 90—100 м; барьерный риф утоплен на глубине выше 30 м, а проходы в нем достигают глубины до 200 м. Подобная картина наблюдается в атоллах Ваигео (Waigeo) и Пулу Джью (Poeloe Jiew). Подобные опущенные, утопленные рифы могут возникнуть, конечно, только тогда, когда скорость опускания больше скорости нарастания кораллов.

Значение образования больших пологих складок на дне моря для возникновения коралловых рифов очевидно. Оно довольно детально рассмотрено Моленграфом (Molengraaff, 1930).

Вообще данные Моленграфа (1930) и особенно Кюнена (1933), а также сводка Умгрова (Umbgrove, 1947) исключительно интересны и важны для познания рифовых массивов Тянь-Шаня, Урала, а также Кавказа и других областей СССР.

Существенно указание Умгрова, что коралловые рифы возникают не только на жестком каменистом основании, но и на илистом дне. Сначала

ветвистые кораллы прирастают к одиночным глыбам и обломкам, чаще всего пемзы, затем они прирастают к своим обломкам, и так до тех пор, пока все дно не покрывается сплошной линзой известняка. В гавани Эмма (Emmahaven), в Западной Суматре, береговой риф образовался не на андезитах, слагающих берег, а на илистом дне залива (рис. 167). Мощность рифовых известняков, как показало бурение, всего 11 м. В других

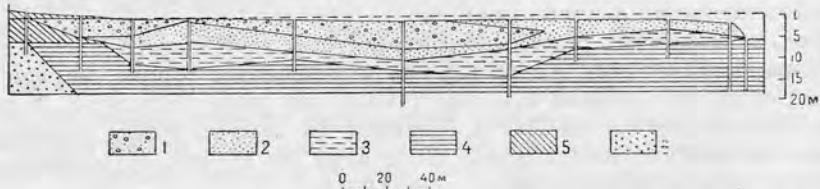


Рис. 167. Береговой риф гавани Эмма. По Кюнену (Kuenen, 1950).

1 — обломки и колонии кораллов; 2 — обломки ветвистых кораллов; 3 — ил с обломками кораллов; 4 — ил с обломками андезита; 5 — наземные отложения; 6 — андезит.

случаях мощность рифа достигала 20—23 м. Подобные линзовидные пласты чистого известняка, залегающие на песчано-глинистых породах, известны и в третичных отложениях Явы. Важен факт, что риф может возникнуть на любой песчано-глинистой и даже чисто глинистой породе.

Интересен риф Идэм (Edam), расположенный в северной части залива Батавии. Это небольшой остров, сложенный рифовыми известняками, едва поднимающимися выше уровня моря. Буровая скважина, заложен-

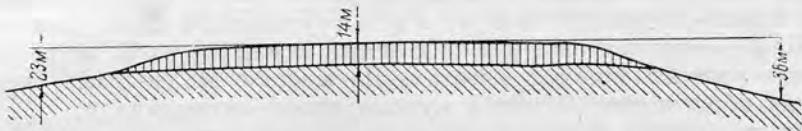


Рис. 168. Схематический разрез рифа Идэм.

Вертикальная штриховка — тело рифа; косая штриховка — илестый грунт.

ная у маяка, прошла 14 м по рифовым известнякам и вошла в глинистый грунт (рис. 168). Глубины моря вокруг острова достигают 23 и 36 м, и дно сложено илом. Таким образом, риф расположен на вершине пологого поднятия, точнее купола, образовавшегося весьма недавно. Возможно, что этот купол представляет собой молодую тектоническую структуру. Умгров (1947) считает, что купол возник в результате размывающего действия морских течений. По его мнению, в некоторых проливах течения достигают такой скорости, что обусловливают форму рифов и других островов. В проливе Зонд (Sunda) скорость течения достигает 44 см в секунду, а в открытом море, во время монсунов, скорость его доходит до 25 и 17 см в секунду.

### Распространение и примеры ископаемых рифов

Распространение четвертичных коралловых рифов (рис. 169) не отличается от распространения современных. Большая часть современных рифов располагается на месте четвертичных.

Плиоценовые рифы заходят несколько дальше на север, чем современные и четвертичные. Мы встречаем их на южном побережье Средиземного моря.

В миоцене происходит уже резкое изменение, и граница распространения сдвигается далеко на север. Коралловые рифы развиты по побережью Северной Африки, в Италии, в Палестине, по северному берегу Средиземного моря и, наконец, мы встречаем их далеко в Малой Азии. К югу от Эрзерума автор наблюдал типичный береговой риф в миоценовых отложениях. Небольшой пласт известняков в 10—12 м сплошь переполнен кораллами и гидроидами. Вместе с кораллами встречены многочисленные толстостенные пелепицоподы. Вероятно границей миоценовых коралловых рифов было Памиро-Малоазиатское поднятие, обособившее замкнутые опресненные неогеновые бассейны, лежавшие к северу от него, от открытого моря с коралловыми рифами, омывавшего его южную окраину.

Олигоценовые коралловые рифы мало известны.

В эоцене с коралловыми рифами тесно связаны нуммулитовые известняки, но типичные коралловые рифы мало известны.

Эволюция рифовых кораллов в кенозое описана Гертом (Gerth, 1930).

В мелу коралловые известняки продвигаются еще далее на север. Мы встречаем их на Северном Памире, в Таджикистане, в Персии, в Закавказье и даже на южном склоне Кавказа.

Меловые коралловые рифы представляют собой толщи массивных темных и светлых известняков мощностью до 200—300 м. Известняки распространены в виде отдельных обособленных площадей. Кроме кораллов и гидроидов, громадными массами встречаются массивные толстостенные и прирастающие пелепицоподы — рудисты; нередки массивные гастроподы — нерисеи. Примером могут служить ургонские известняки Южных Альп и Малого Кавказа и известняки Гозау Швейцарии.

В юрский период рифовые известняки проникают далеко на север и достигают колосального развития. Они распространены на Памире, в Таджикистане, в Копет-Даге, на северном склоне Кавказа, в Крыму, в южной Германии к северу от Альп, в Англии и т. д. Береговые рифы небольшой мощности проникают в Донбасс.

Мощность юрских рифовых известняков громадна, 400—600 м. Они представлены массивными или неясно-слоистыми темными и светлыми кристаллическими и плотными известняками. Органические остатки, в том числе и кораллы, встречаются редко. Повидимому, рифообразующими формами были известковые водоросли и гидроиды. Кораллы играли

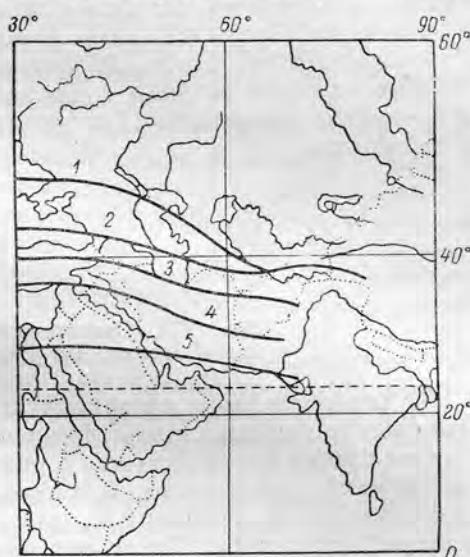


Рис. 169. Схема перемещений северной границы распространения коралловых рифов.

1 — верхнеюрская эпоха; 2 — верхнемеловая эпоха; 3 — миоценовая эпоха; 4 — плиоценовая эпоха; 5 — современная эпоха.

еще более подчиненную роль, чем в настоящее время. Характерны толстостенные пелециподы *Diceras* и гастроподы *Nerinea*.

Хорошо изучен Золенгофенский атолл в южной Германии. По описанию Вальтера (Walther, 1904), можно установить его полное тождество с современными рифами. На приводимом им схематическом разрезе (рис. 170) отчетливо видны слоистые мергели, отлагающиеся на морском склоне. Затем следует риф-скалы мощного массивного светлого пещеристого с заполненными пустотами известняка. Местами он переполнен губками и принимает вид губкового известняка, местами видны кораллы, но главная его масса немая, перекристаллизованная. Фауна встречается иногда скоплениями. Наиболее характерны толстостенные *Diceras* и многочисленные и разнообразные *Nerinea*. Нередки и другие гастроподы — *Cerithium*, *Natica*, *Turbo*, *Pleurotomaria* и пелециподы — *Pecten*, толстостенные тяжелые устрицы и прираставшие *Hinnites* и *Lima*. В полостях встречаются гигантские *Terebratula* и морские ежи, всверливавшиеся в известняк.

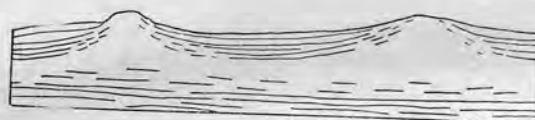


Рис. 170. Схематический разрез Золенгофенского атолла. По Вальтеру (Walther, 1904).

За массивом рифа следуют отложения лагун, представленные здесь всемирно известным золенгофенским литографским сланцем. По краям лагуны сланец переслаивается с рифовым известняком, в центре же отличается наибольшей чистотой и однородностью. Фауна лагунных отложений своеобразна и состоит из морских форм и наземных, заносившихся в лагуну ураганами. Среди морских форм нередки аммониты, медузы, морские лилии, среди наземных — *Archaeopteryx*, *Pterodactylus*, насекомые и прыгавший как кенгуру динозавр *Compsognathus*.

За лагуной снова располагается риф и дальше — нормальные морские известняки.

Поразительная картина, восстановленная Вальтером, дополняется даже такой интересной деталью, как дюнные наземные косослоистые известняки.

Детально изучены рифы Юрского хребта. Хорошо известны рифы Ла-Рошели и Оксфорда в Англии (Arkell, 1935).

Своеобразны береговые рифы, найденные в Донбассе А. А. Борисяком (1905). Они представлены небольшим пластом оксфордского известняка с кораллами и гастроподами *Phasaniella* и *Nerinea*.

В верхнеюрских и тесно связанных с ними нижнемеловых рифовых известняках некоторых областей Тетиса развита повышенная битуминозность, выражющаяся в темном цвете пород, битуминозном запахе, кроме того, наблюдаются включения твердых и пластичных битумов, а местами — нефтеносность и газоносность.

В Кугитанге, Южный Узбекистан, в юрских известняках обнаружен приток горючего газа. Вышележащие гипсы изменены битумами; в них расположено крупное месторождение серы — Гаурдақ. В Дагестане известны аналогичные известняки с газоносностью, повышенной концентрацией битумов и серными месторождениями. В Южной Франции, в Малых Пиренеях, по данным Шнееганса (Schneegans, 1948), развиты

юрские доломиты различной мощности; в отдельных зонах они пористые, рыхлые, трещиноватые. Пористость обычно около 10%, но цифры в 18—20% не являются исключением. В структуре Сент Марсэ заложено десять скважин, каждая с дебитом газа 780 000 куб. футов ежедневно. Ежедневная добыча нефти 772 000 галлонов.

Аналогичные юрские и нижнемеловые битуминозные известняки широко развиты по всему Северному Кавказу и в ряде областей Средней Азии. Возможная нефтеносность и, особенно, газоносность их должны явиться объектом дальнейших поисков. Первичная нефтеносность их признается всеми исследователями. Это признание очень важно потому, что подтверждает первичную нефтеносность других рифовых массивов иного возраста и заставляет обратить внимание на рифовые карбонатные толщи, как на перспективные площади концентрации нефти и газа. Нефтеносные рифовые известняки палеозоя, описанные ниже, также подчеркивают правильность этого заключения.

На основании сопоставления границы распространения коралловых рифов (рис. 169) можно сделать интересный вывод. Граница распространения рифов наиболее северное положение занимала в юрском периоде. Затем она начинает постепенно передвигаться к югу. В нижнем мелу она лежит на южном склоне Кавказа; в верхнем мелу — уже на севере Закавказья. В миоцене она сдвигается к Эрзеруму, в плиоцене — к Средиземному морю и, наконец, в четвертичную эпоху — в Красное море к Синайскому полуострову.

Сдвижение линии коралловых рифов характерно своей медленностью (граница рифов с юры доныне изменила свое положение только на 18—20°), постепенностью и правильностью. Оно указывает на такое же медленное, постепенное и правильное сдвижение климатических условий (изотермы в 20° С).

В триасе к рифовым известнякам относят известные доломиты Тироля. Они образованы главным образом известковыми водорослями.

Палеозойские рифовые известняки изучены хорошо. Условия их образования описаны Боганом (Vaughan, 1911).

В русской литературе верхнепалеозойским рифам посвящена работа Н. Н. Яковлева и В. Н. Рябинина (1915). Большая часть известковых накоплений, описанных этими авторами, значительно отличается от современных коралловых островов. Это невысокие холмы массивных известняков, заключенные среди нормальных слоистых отложений. Высота холмов не превышает немногих десятков метров, а длина — нескольких километров. Условия образования этих массивов не совсем ясны, так как сравнение их даже с береговыми рифами затруднительно.

В некоторых случаях эти образования действительно представляют собой рифы, о которые разбивались волны. Об этом свидетельствуют брекчии, окружающие массивы и постепенно переходящие в слоистые известняки. В других случаях эти массивы даже не были рифами; они не доходили до поверхности, так как всякие следы разрушения отсутствуют. Вероятно, они представляли собой подводные банки, располагавшиеся на шельфе. Подобные пермские рифы Северной Америки описаны Кингом (King, 1942).

Более близки к рифам по размерам и форме громадные известняковые массивы среднепалеозойского возраста, развитые на Урале и в Тянь-Шане. Мощность массивов измеряется многими сотнями метров, длина — десятками километров. Преобладают массивные или неясно слоистые

перекристаллизованные известняки. Широкое развитие строматопор и табулят указывает на их рифовый характер. Отсутствие специального изучения не позволяло установить необходимую смену фаций, столь ясную в Золенгофенском атолле. Пока неизвестно тело рифа и положение лагуны, трудно говорить о рифовом происхождении известняков.

Палеозойские рифообразующие формы несколько отличаются от мезозойских. Правда, на первом месте стоят известковые водоросли и строматопориды, но широкое развитие табулят — *Favosites*, *Syringopora*, *Chaetetes* — придает своеобразный характер палеозойским рифам.

В кембрийских известняках рифообразователями служат известковые водоросли и *Archaeocyathidae*.

В докембрийских отложениях развиты одни известковые водоросли; рифы, если и были, то представляли собой береговые и, самое большое, барьерные.

Суммируя, можно сказать, что в кенозое и мезозое рифовые известняки составляют главную массу всех известняков. В палеозое их значение уменьшается. В докембре же они заменяются другими типами известняков — химическими и бактериальными.

Новейшая краткая сводка данных по ископаемым рифовым массивам имеется в статье Твэнхофела (Twenhofel, 1950); в ней же приведен обширный список зарубежной литературы.

Остановимся более детально на некоторых примерах палеозойских рифов, с которыми связаны полезные ископаемые.

### Верхнепалеозойские рифы Приуралья

Среди палеозойских рифов на территории СССР наиболее полно изучены верхнепалеозойские рифы Приуралья. В 1929 г. у Верхне-Чусовских Городков на р. Чусовой было открыто месторождение нефти; оно оказалось небольшим. В 1930 г. у башкирской деревни Ишимбай, южнее Стерлитамака, было открыто новое месторождение в тех же рифах. Размеры его большие; нефтесодержащие массивы вскрыты уже значительно севернее Ишимбая и даже севернее Стерлитамака. Эти открытия повлекли за собой сотни буровых скважин и ряд специальных исследований, давших весьма ценный и обширный фактический материал, сосредоточенный в сотнях различных работ. Полные списки их приведены в обзорных монографиях, среди которых можно назвать сборник «Урало-Волжская нефтеносная область. Геология и нефтеносность» (1941), работы Н. П. Герасимова (1940), В. Д. Наливкина (1945, 1949, 1950), В. П. Маслова (1950), М. В. Куликова (1948), В. А. Сермягина (1938, 1939), Г. И. Теодоровича (1950).

Рифы начинаются на Северном Урале в долине р. Печоры и прослеживаются вдоль всего западного склона Урала до Верхне-Чусовских Городков (рис. 171). Затем они переходят на восточный склон Уфимского плато, где давно известны рифы Дувана. После перерыва, вызванного молодыми блоковыми движениями Кара-Тау, рифы появляются в виде массивов Аши и Казаяка. Далее они с небольшими перерывами прослеживаются до Ишимбая, к югу от которого погружаются под мощный покров верхнепермских отложений. Вновь появляются они на западном склоне Мугоджар, в районе Актюбинска.

Общая протяженность области рифов достигает 1000 км; ширина ее небольшая, около 3—18 км. Мощность рифовых массивов достигает

1200 м, но они покоятся на карбонатных породах общей мощностью до 1300—1500 м.

Подавляющее большинство рифов расположено на границе слоистых известняков, развитых далее к западу на платформе, и глинисто-песчаных отложений, уходящих к востоку и становящихся все более и более грубозернистыми. Эта граница проходит по западному склону Предуральской депрессии. Вопрос о положении рифовых массивов Среднего Урала и связи их с Предуральской депрессией, изменившей свое положение, рассмотрен В. Д. Наливкиным (1945, 1950).

Рифовые массивы Южного Урала и, в частности, Ишимбаевского нефтеносного района, рассмотрены в работах М. Ф. Микрюкова (1937), А. А. Трофимука (1936, 1940, 1950), Трофимука и А. Н. Дубровина (1936), Д. Ф. Шамова (1940). Число работ, освещдающих отдельные особенности рифовых массивов, весьма значительно.

Положение погребенных и обнаженных массивов показано на рис. 171. Из этой схемы хорошо видно, что массивы следуют друг за другом почти непрерывно, образуя сравнительно узкую полосу, шириной свыше 10 км, иногда уже. Сходство с современными барьерными рифами весьма значительно, но есть некоторые не менее существенные отличия: 1) большие размеры лагуны, расположенной между рифами и материком на востоке; 2) заполнение лагуны мощными толщами песчано-глинистых и соленосных отложений; 3) по внешней окраине рифов распола-

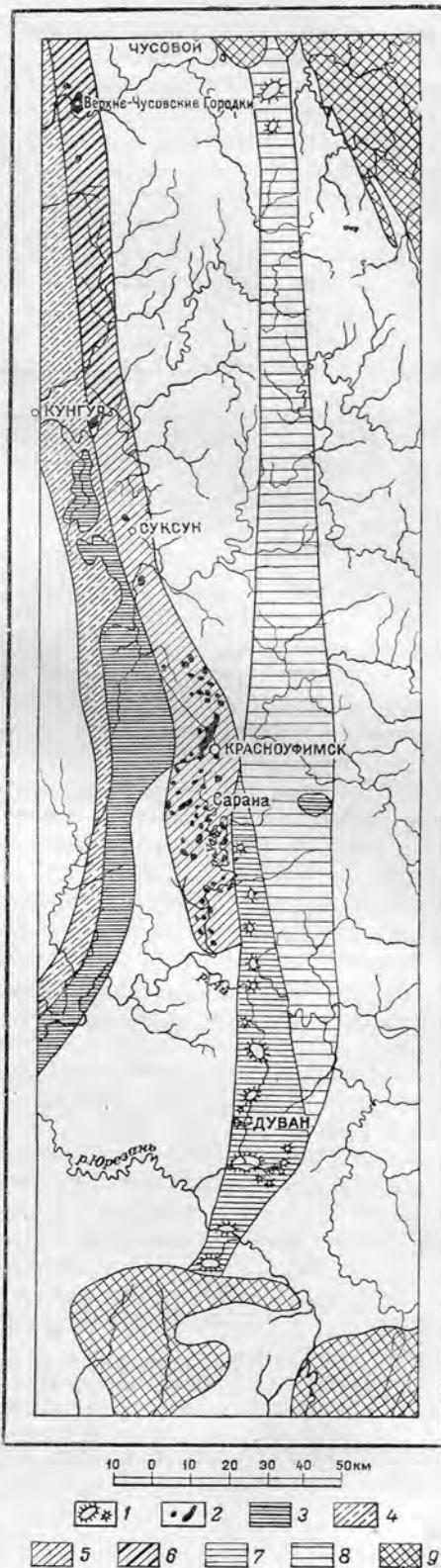


Рис. 171. Верхнепалеозойские рифы Приуралья. По Д. В. Наливкину, 1945.

1 — дуванские гидроактинидно-мшаниковые рифы самарского возраста; 2 — саргинские мшаниковые рифы артинского возраста; 3 — область распространения сильвинских водорослевых рифов верхнеартинского возраста; 4 — область вероятного распространения погребенных сильвинских рифов; 5 — область распространения саргинских рифов; 6 — область распространения погребенных саргинских рифов; 7 — область распространения дуванских рифов; 8 — область вероятного распространения погребенных дуванских рифов; 9 — девонские и более древние толщи

гается мелководное материковое море, а не область больших глубин.

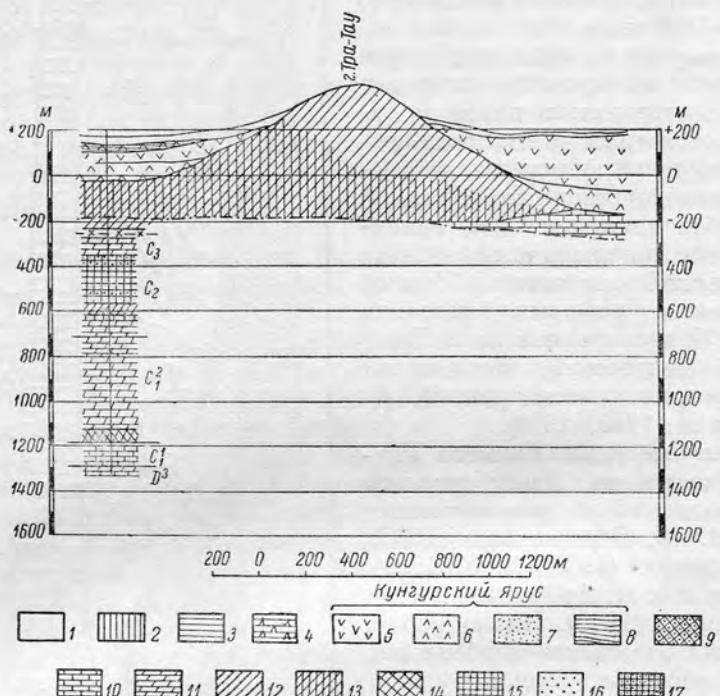


Рис. 172. Разрез рифового массива Тра-Тау. По А. А. Трофимуку, 1941.

1 — четвертичные отложения; 2 — неоген; 3 — уфимская свита; 4 — переходная толща; 5, 6, 7 — кунгурский ярус (5 — гипс, 6 — ангидрит, 7 — песчаники); 8 — глины; 9 — кладохонусовый известняк; 10 — известняки; 11 — доломиты; 12 — мицанковый известняк; 13 — фузулино-мицанковый известняк; 14 — коралловый известняк; 15 — фузулиновый известняк; 16 — водорослевый известняк; 17 — фузулино-водорослевый известняк.

Форма рифовых массивов весьма различна; хорошее представление о ней дают массивы, вскрытые эрозией, примером которых могут служить

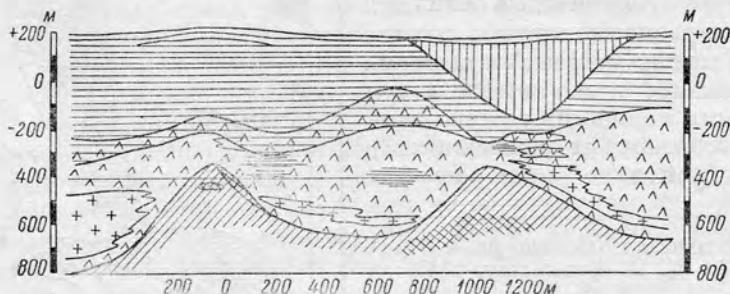


Рис. 173. Разрез рифовых массивов Буранчино-Кузьминовка. По А. А. Трофимуку, 1941. Условные обозначения см. на рис. 172.

стерлитамакские шиханы (рис. 172). Такие же очертания имеют погребенные массивы (рис. 173).

Рифовые массивы Ишимбаевского района представляют собой единый массив, так как они сливаются своими основаниями. Размеры этого массива достигают 10 км в меридиональном направлении и 5 км в широтном; отдельные же массивы, в том числе и шиханы, значительно меньших размеров (рис. 174). Высота их значительна и достигает 500—600 м, иногда и 900 м, как например на Восточном массиве Ишимбаевского района. Углы падения склонов нередко крутые, до 30—45°, а в отдельных случаях до 65—70° (на том же Восточном массиве).

Рифообразование началось в швагериновую эпоху, соответственно рифовые массивы по возрасту являются сакмарскими. Только одиночные массивы, наиболее восточно расположенные, например гора Воскресенка у Табынска на р. Белой, сложены тритицитовыми известняками и относятся к верхнему карбону. На западном склоне Урала местами встречаются небольшие рифовые массивы верхневизейского-наморского возраста.

Многие исследователи считают, что рифовые массивы плащеобразно покрываются темными глинистыми известняками с *Cladochonus*, на которых, в свою очередь, залегают такие же темные глинистые верхнеаргинские известняки с многочисленными аммонеями. Это широко распространенное мнение не доказано, не менее вероятно, что светлые рифовые известняки и темные аммонеевые известняки представляют собой различные фации, но одновозрастные. То, что современные головоногие, в том числе и наутилоиды, живут в больших массах у подножия рифов, является доказанным фактом. В этом случае глинистые известняки с аммонеями будут одновременны не с теми рифовыми известняками, на которых они лежат, а с теми, которые залегают выше на 30—40 м, т. е. на высоту рифового обрыва.

Еще менее ясны взаимоотношения с толщами соли и гипса (покрывающими верхнеаргинские известняки), которые принято относить к кунгурскому ярусу, хотя это ничем не доказано. Допущению кунгурского возраста препятствует, во-первых, отсутствие кунгурского открытого моря к западу от рифов и, во-вторых, отсутствие продуктов разрушения этих рифов, которые должны были возвышаться на 500—600 м над окружающей пустынной местностью и поэтому интенсивно разрушаться. Невольно возникает вопрос: не являются ли соли, аммонеевые известняки и рифовые известняки одновременными? В истории развития палеогеографии рифовых массивов много еще неясного.

Строение рифовых массивов детально изучено, особенно А. А. Трофимуком (1950; А. А. Трофимук и А. Н. Дубровин, 1936) и Д. Ф. Шамовым (1940). «Известняки залегают в виде резко ограниченных массивов, лишь в основании сливающихся в одно целое. Мощность отдельных горизонтов чрезвычайно непостоянна; в краевых частях массивов отдельные горизонты часто совершенно выклиниваются».

Известняки массивные, чистые, в окраске преобладают светлые тона. Окремнение пород наблюдается очень редко.

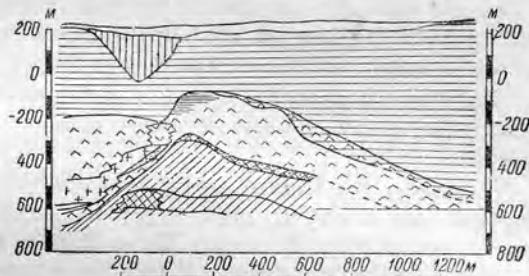


Рис. 174. Разрез рифового массива Ишимбаево. По А. А. Трофимуку, 1941. Условные обозначения см. на рис. 172.

В разрезе часто встречаются сильно пористые и кавернозные породы.

Породы очень богаты органическими остатками: много мшанок, фузулинид, члеников криноидей, гидроидных кораллов, известковых водорослей, разнообразных брахиопод; редки колониальные кораллы, очень редки губки» (Шамов, 1940).

Часто встречается первичная и вторичная доломитизация. Широко распространена инкрustационная структура. Значительное развитие получили процессы перекристаллизации и выщелачивания, а также метасоматического замещения органических остатков.

Главные коллектора нефти представлены пористыми, в большинстве случаев сильно измененными известняками. Значительная часть органических остатков (главным образом, мшанки и криноидей) выщелочена, в связи с чем образовалась система соединяющихся разветвленных пор, что придало породе так называемую «ситчатую» структуру (от слова сито). Часть органических остатков замещена ангидритом.

Преобладают пять типов известняков: мшанковые, криноидные, гидроидные, фузулиновые и водорослевые, распределенных крайне неравномерно.

К северу от Ишимбаевского района рифовые массивы с небольшими перерывами следуют вплоть до казацких массивов у г. Аша. Далее они прерываются блоками Кара-Тау и вновь появляются на восточном склоне Уфимского плато. Наиболее типичный и известный пример их — дуванские рифовые массивы, в частности Ярославский массив. Его длина 4—5 км, ширина 3—4 км; видимая высота 120 м. Строение, возраст и фауны близки к таковым ишимбаевских массивов.

Расположение, связь с антиклинальными структурами и история развития наиболее детально изучены для верхнепалеозойских рифов Приуралья. В этой области работы советских геологов стоят на первом месте и ни в одной из зарубежных стран нет местности, в которой иско-паляемые рифы были бы так полно изучены и на такой большой площади. Палеогеография и история развития верхнепалеозойских рифов наиболее полно описаны В. Д. Наливкиным (1945, 1949), а внутреннее строение ишимбаевских рифовых массивов, их очертания и расположение А. А. Трофимуком (1936, 1950).

Распространение верхнепалеозойских рифов хорошо видно на карте (рис. 171), составленной В. Д. Наливкиным (1949). Прежде всего надо отметить, что они вытянуты вдоль береговой линии на некотором расстоянии от нее; это подтверждает их барьерный тип. Затем не менее ясно видно смещение более молодых рифов на запад. Так, наиболее древние камурские рифы ближе расположены к уральским структурам. Основные, наиболее мощные и крупные дуванские рифы верхнекаменноугольного-нижнепермского возраста сдвинуты к западу. Наконец, наиболее молодые верхнеартинские саргинские и сильвенские рифы занимают наиболее западное положение. Это объясняется тем, что край Предуральского прогиба, опускание которого вызывало образование рифов, сдвигался, по мере поднятия уральских структур, все западнее и западнее. В кунгурскую эпоху открытое море в Предуральском прогибе исчезает, сменяясь лагунными участками суши и небольшими морскими заливами. Рифообразование прекращается. В работе В. Д. Наливкина (1945), кроме того, приведены разрезы рифов, описание их фауны, литологии и взаимоотношений с облекающими породами.

Один из северных рифовых массивов ишимбаевского типа — массив Камня Плакуна на р. Чусовой описан В. Д. Наливкиным (1949).

Саргинские и сylvенские рифы, развитые на восточном склоне Уфимского плато, отличаются от ишимбаевских возрастом, размерами и составом рифообразователей. Они выделены и описаны В. Д. Наливкиным (1945, 1949) и В. П. Масловым (1950).

Саргинские рифы наиболее типично выражены в районе г. Красноуфимска. Здесь они расположены сравнительно близко друг к другу на расстоянии около 1 км. Нередко они основаниями сливаются друг с другом, образуя гребни длиной до 5 км (Казачьи горы). Высота их колеблется от 20 до 150 м, а площадь от  $150 \times 150$  м до  $500 \times 500$  м. Форма рифов неправильно конусовидная с углами склонов около  $30^\circ$ . Главная часть рифов состоит из светлых массивных известняков с инкрустационной структурой. Краевые части рифа сложены темными слоистыми известняками.



Рис. 175. Рифовые массивы Красноуфимска, саргинского возраста. По В. Д. Наливкину, 1945.

1 — зеленовато-серые фукоидные мергели; 2 — глинистые сланцы с прослойками известняка; 3 — слоистые известняки; 4 — линзы глин; 5 — неслоистые, рифовые известняки.

Рифовые известняки окружены и облекаются слоистыми известняками и мергелями (рис. 175). Рифообразователями служат мшанки. Многочисленны брахиоподы, криноиды, пелециподы и фузулиниды. Колониальные кораллы встречены только в рифах на р. Колве. Гидрактиноиды отсутствуют.

По возрасту саргинские рифы относятся к верхам горизонта с *Parafusulina lutugini Schellw.* Подстилаются они слоистыми кремнистыми известняками с этой формой. Таким образом, они соответствуют самым верхним частям ишимбаевских массивов. К саргинским рифам относится известный Верхнечусовской риф, в котором впервые была найдена нефть на Урале. Его строение детально описано Н. П. Герасимовым (1940) и В. А. Сулиным с соавторами (1933).

Сывенские рифы наиболее типично развиты на р. Сыльве у г. Кунтура. Здесь они представляют собой неправильные конусовидные и холмообразные тела мощностью 50—60 м, сложенные светлыми массивными известняками. К западу от Красноуфимска отдельные массивы сливаются друг с другом, образуя пластообразное тело с бугристой верхней поверхностью, мощностью около 40 м.

Рифообразователем служат известковые водоросли, имеющие вид небольших изогнутых, иногда ветвящихся трубочек. Кроме того, встречаются многочисленные мшанки, брахиоподы, пелециподы, криноиды, одиночные кораллы и гастроподы.

Сывенские рифы лежат выше известняков с *Parafusulina lutugini Schellw.* и отделяются от них пачкой окремненных известняков.

Манчажские рифы по возрасту и фауне близки к сибирским и представляют собой их разновидность. Они интересны тем, что находятся в 30 км восточнее Красноуфимска, уже в области развития терригенных песчано-глинистых артинских отложений, которые их подстилают и покрывают. Это — небольшие массивы серых известняков с углами склонов в 12—15°, мощностью 20—30 м; площадь их 100×150 м.

#### Нижнекаменноугольные рифовые массивы

Этот вид рифов развит в штате Нью-Мексика, описан Лаудоном и Боушером (Laudon and Bowsher, 1941). Они располагаются на горизонтально лежащих слоистых известняках свиты Киндерхук (нижнее турне) и перекрываются известняками свиты Донна Анна (аналог визейского яруса) и свиты Арценте, причем образуются типичные структуры облекания. Сам рифовый массив относится к свите Аламагордо (верхнее турне). Ему одновременны различные слоистые известняки и мергели и местами брекчиивидные известняки. По сторонам массива они различного типа, что указывает на существование течений определенного направления (рис. 176).

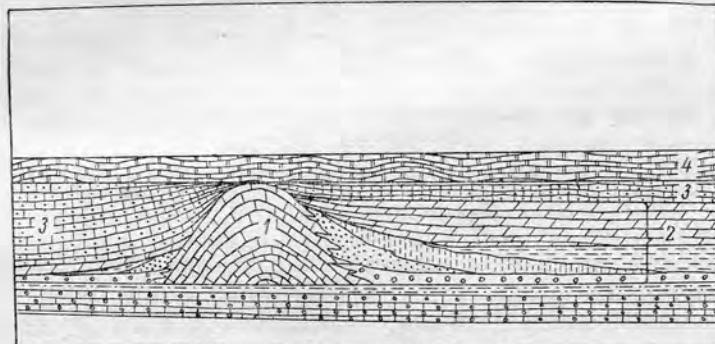


Рис. 176. Схема разреза нижнекаменноугольного рифового массива, Нью-Мексика. По Лаудону (Laudon, 1941).  
1 — массив Аламагордо; 2 — слоистые породы Аламагордо; 3 — свита Арценте; 4 — свита Донна Анна.

Рифовые массивы имеют различные размеры, начиная от 0,5 м в диаметре до 60 м в высоту и 1500 м в ширину. Все они представляют собой резко обособленные, бросающиеся в глаза образования (рис. 177).

Центральная часть массива сложена темными, плотными, однородными известняками, почти без слоистости. В краевых частях слоистость более ясная; она всегда направлена от центра массива, почти параллельна склонам и иногда достигает угла падения 40°; чаще же угол падения 20—30°. Вершина массива округленная, куполообразная; основание — плоское или слабо выпуклое книзу. Основная масса известняка немая и содержит только членики криноидей. В краевых частях местами встречается богатая фауна. Основным рифообразователем являются криноиди; кораллы весьма редки. Рост рифовых массивов происходит одновременно с накоплением окружающих отложений, но рифовые массивы всегда возвышаются над ними, в описываемом случае — довольно значительно (рис. 178).

Турнейские рифы Нью-Мексико по условиям образования тождественны с саргинскими рифами окрестностей Красноуфимска.

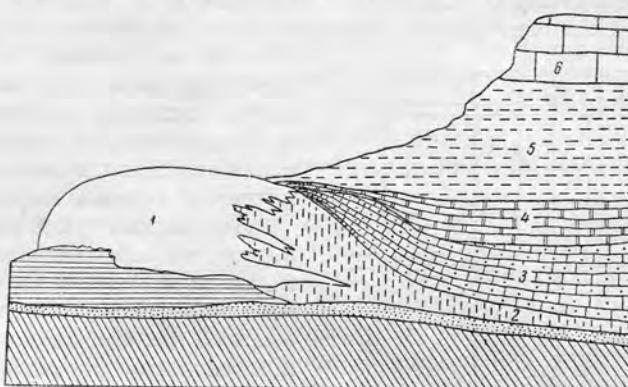


Рис. 177. Рифовый массив Сан-Андреас, Нью Мексико. По Лаудону (Laudon, 1941).

1 — массив Аламагордо; 2 — слоистые породы свиты Аламагордо; 3 — свита Арцените; 4 — свита Донна Анна; 5 — сланцевая толща; 6 — известняки.



Рис. 178. Реставрация рифовых массивов нижнего карбона штата Нью-Мексико. По Лаудону (Laudon, 1941).

#### Девонские нефтеносные рифы Канады

Примером названных рифов могут служить верхнедевонские рифы Ледюк (Leduc) у г. Эдмонтонса, в штате Альберта, описанные Уорингом и Лайером (Waring and Layer, 1950) и Линком (Link, 1950).

Месторождение Ледюк было открыто в результате сейсмических исследований (метод отраженных волн) и бурения в 1947 г. После этого вокруг него было открыто несколько других, аналогичных месторождений.

Строение месторождений видно из разреза (рис. 179). Под толщей нижнемеловых отложений мощностью около 600 м, лежат слабо наклоненные верхнедевонские слоистые известняки с нефтью мощностью 150 м. Ниже залегает пачка ангидритов и красноцветов мощностью

50—60 м, затем вторая пачка известняков мощностью 40—45 м, пачка зеленых сланцев различной мощности, облекающих рифовый массив, содержащий наиболее крупные залежи нефти.

Ледюкский риф имеет форму банки, возвышающейся над дном моря не менее чем на 60 м, имеющей длину около 20 км и ширину около 8 км. Он сложен серыми и желтоватыми пористыми доломитами и доломитизированными известняками. Наибольшая мощность рифа около 225 м. Мощность нефтеносного горизонта 10 м.

Линк (Link, 1950) приводит разрез месторождения Норман-Уэлс (Norman Wells), расположенного также в рифовых известняках

Рис. 179. Разрез нефтеносного рифа Норман-Уэлс. По Линку (Linck, 1950).

1 — рифовые известняки; 2 — битуминозная зона, мергели и сланцы; 3 — сланцы; 4 — сланцы и песчаники нижнего мела; 5 — современные отложения.

верхнего девона, но в 1500 км к северу им схема распределения комплексов фаций около рифового массива (рис. 180). Он дает два объяснения этой схемы.

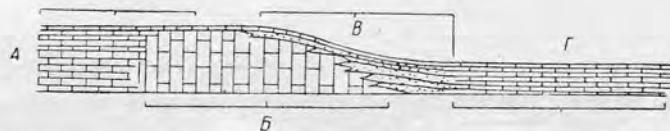


Рис. 180. Расположение фаций в нефтеносном рифе. По Линку (Linck, 1950).

По первому объяснению, фации бассейна  $\Gamma$  — материнская порода нефти; фации  $B$  — передатчики нефти; риф  $B$  — резервуар нефти. По второму объяснению, фации бассейна  $\Gamma$  — материнская порода, все еще сохраняющая битумный материал; фации  $B$  — комбинация материнских пород и коллекторов; тело рифа  $B$  — основной резервуар и, одновременно, основная материнская порода  $A$  — примыкающая порода.

Верхнедевонские рифы, тождественные с рифами Канады, известны и на территории СССР. Их следует проверить на нефтеносность.

#### Девонские бокситоносные рифы

Зона развития отдельных, обособленных рифовых массивов, относящихся к различным отделам девонской системы, протягивается вдоль всего Урала, уходя в Центральный Тянь-Шань и далее в Китай. Аналогичные массивы известны на Алтае, в Салаире, Восточном Забайкалье и бассейне Амура. В некоторых пунктах на их поверхности и на поверхностях перерыва внутри них находятся залежи бокситов.

Большой мощности достигают светлые, реже темные массивные известняки восточного склона Урала, для которых еще Ф. Н. Чернышев предложил название «герцинские», так как они аналогичны известнякам Гарца. Нижние горизонты герцинских известняков заключают фауну верхнелудлоуского яруса и согласно залегают на глинистых известняках нижнего лудлоу. Средние горизонты известняков соответствуют всему нижнему девону, а верхние — эйфельскому ярусу. Такой большой длительности рифообразования соответствует значительная мощность рифов; ее нигде не удалось точно подсчитать, но она не меньше 200—300 м, а местами значительно больше.

Еще больших размеров рифы достигают в Центральном Тянь-Шане, например в Алайском хребте. Здесь мощность их достигает 1000—1500 м, а рифообразование, начинаясь также в верхнелудлоускую эпоху, продолжается в течение всего девона и нижнего карбона. Рифовые массивы слагают мощные горные возвышенности.

Кроме этих гигантских массивов, в различных горизонтах среднего и верхнего девона развиты обособленные рифовые массивы значительно меньшей мощности, от 100—200 м до немногих десятков метров и меньше.

Образование всех девонских рифов связано с медленными опусканиями дна моря в области Ангарской геосинклинали. Эти опускания происходили в течение громаднейших промежутков времени, иногда и местами нарушаясь кратковременными поднятиями. В эпохи этих поднятий и отлагались бокситы.

Таким образом, девонские рифы являются геосинклинальными. Большая часть их имеет основанием слоистые известняки; реже они лежат на эфузивах и туфах.

Обособленность рифовых массивов и отсутствие связи их с берегами континента заставляет относить их к атоллам типа атоллов Индонезийского архипелага. Возможно, что часть их была барьерными рифами островов, сложенных нижним палеозоем и докембрием. Своей прерывистостью они значительно отличаются от Большого Барьерного рифа Австралии, а также от рифовых массивов верхнеюрского и нижнемелового возраста Северного Кавказа и других областей Средиземноморской геосинклинали.

#### Силурийские рифы о. Готланда

Эти рифы детально описаны Ведекиндом и Триппом (Wedekind und Tripp, 1930), а также Гаддингом (Hadding, 1941).

Готландские силурийские рифы представляют собой конические массивные тела, высотой 1—20 м, диаметром от нескольких метров до многих сотен метров. Рифы образованы строматопороидами, все остальные рифообразующие группы — кораллы (табуляты и колониальные ругозы), мшанки и известковые водоросли по количеству значительно уступают им. Другие группы животных встречаются редко, скоплениями. Полости между рифообразующими формами заполнены цементом, состоящим из обломков известняков, зерен кальцита, известкового и известково-глинистого вещества.

Форма рифов и углы их склонов весьма различны — от конусов с углами наклона в 20—30° до линзовидных округленных тел. Границы рифов обычно ясные и резкие, реже неясные. Нередко тело рифа образует выступы, или окружающие породы вклиниваются в риф. Реже они переходят друг в друга постепенно и почти незаметно. Окружающие риф

породы чаще всего представлены хорошо слойстыми криноидными известняками.

Очень важно отметить, что конусы рифов всегда перевернуты и основанием направлены кверху. Гаддинг (1941) считает, что такая форма могла возникнуть только в том случае, если рост рифа и накопление окружающих отложений происходили почти одновременно и риф возвышался над окружающим дном не более, чем на несколько метров. Во время роста риф постепенно расширялся, надвигаясь на окружающие отложения; вершина его при этом находилась на 5—50 м ниже уровня моря, в зоне перехода от грубообломочных прибрежных отложений к илам.

Структура рифа обычно массивная или с неясно видимой слойствостью; реже она конгломератовидная или ясно слоистая.

В своей монографии Гаддинг приводит многочисленные рисунки рифов и обзор литературы.

Своеобразная, обратно коническая форма готландских рифов резко отличает их от нормально конических рифов Уфимского плато. По ряду же других особенностей они очень близки друг к другу.

### НИМИЯ БАТИАЛЬНАЯ ОБЛАСТЬ

**Общая характеристика.** Батиальная область соответствует континентальному склону и связана с глубинами от 200—400 до 2000—3000 м. Она в виде узкой полосы окаймляет континенты, располагаясь между литоральной и абиссальной областями. Ширина ее невелика, но вдвое больше ширины шельфа. Шельф занимает 7.6 % всей площади морского дна, а континентальный склон — 15.3 %.

Рельеф батиальной области значительно однообразней рельефа шельфа, но все же в его состав входят глубокие подводные долины, обычно служащие продолжением подводных долин шельфа, описанных выше. Кроме того, местами развиты подводные возвышенности, но они, так же как и подводные долины, не оказывают влияния на состав осадков, обусловливая только нарушения обычного однообразного залегания, создающего такое же однообразное моноклинальное падение. Эти нарушения будут иметь вид очень больших пологих антиклиналей и гораздо более глубоких и крутосклонных больших синклиналей.

В некоторых областях и районах на ложе мирового океана расположены большие возвышенности и высокие горы, которые поднимаются выше 2000—3000 м и верхняя часть которых входит в батиальную зону. Их отложения обладают всеми признаками батиальных отложений.

К таким возвышенностям, по Кюнену (Kuenen, 1950), относятся гребни — узкие и длинные; поднятия — длинные и широкие, и вздутия — такие же, как поднятия, но меньшей высоты. Некоторые из них прослеживаются на тысячи километров, например Среднеатлантическое поднятие. Некоторые гребни, в частности гребни, соединяющие группы островов, поднимаются до высот 400—600 м. Подводные плато также достигают значительных размеров, например Сейшельское и Азорское плато, на которых расположены острова того же названия. Меньшую площадь занимают подводные горы и пики и гюпогты — подводные горы со срезанной, плоской вершиной, представляющие собой опущенные атоллы, по данным Гесса (Hess, 1946).

На склонах всех этих подводных возвышенностей возникают донные течения, ускоряющиеся кверху и на вершинах достигающие таких скоростей, что они переносят все тонкозернистые осадки и остаются только

обломки пород и грубозернистый песок, как например на гребне Томсона, соединяющем Шотландию с Фарерскими островами, на глубинах 600—800 м. Иногда, как например на плато Пурталеса у восточного берега Флориды, течения уносят все осадки и даже наблюдается подводная эрозия.

В ископаемом состоянии батиальные подводные возвышенности неизвестны, очевидно потому, что их принимают за громадные складки — антиклинали и даже антиклиниории. Резкое отличие их от складок заключается в наличии грубозернистых осадков на вершинах возвышенностей.

Важной особенностью батиальной области служит положение ее ниже горизонта действия волн. Поэтому на распределение осадков влияют только донные и поверхностные течения, влияющие на распределение планктона, представляющего собой существенную часть батиальных осадков, и на распространение не менее существенной муты, приносимой большими реками.

Предварительно можно выделить следующие сервии:

1. Сервия область глубинных течений.  
Глубоководные пески и галечники.
2. Сервия приустьевая область.  
Красный ил.
3. Сервия область поверхностных течений.  
Синий ил.  
Зеленые ил и песок.  
Вулканические ил и песок.  
Известковые ил и песок.

Глубоководные пески и галечники развиты в области сильных донных течений, главным образом, на перегибе шельфа, на подводных гребнях и на дне глубоких проливов. Лучшим примером их служат пески и галечники, развитые в верхней части батиального склона вдоль берегов Норвегии на глубинах от 200 до 800 м.

Синий или голубой ил — наиболее распространенный тип батиальных отложений. Он имеет синеватый, синевато-серый или серовато-зеленый цвет — цвет шиферного сланца. На высохшей, выветреной поверхности он принимает бурый цвет вследствие окисления окислов железа. Синяя окраска этого ила связана с сернистыми соединениями, получающимися при разложении органического вещества; этот ил обычно пахнет сероводородом. Примесь пирита бывает значительной. Извести сравнительно мало.

По данным экспедиции Чэлленджера, для 58 проб были получены следующие средние числа (в процентах):

|                                     |          |
|-------------------------------------|----------|
| CaCO <sub>3</sub>                   | — 12.5   |
| Пелагические фораминиферы . . . . . | 7.5      |
| Бентонные      » . . . . .          | 2.0      |
| Другие организмы . . . . .          | 3.0      |
| <br>И т о г о . . .                 | <br>12.5 |
| Нерастворимый осадок . . . . .      | 87.5     |
| Кремнистые организмы . . . . .      | 3.2      |
| Минеральные зерна . . . . .         | 22.5     |
| Илистое вещество . . . . .          | 61.8     |
| <br>И т о г о . . .                 | <br>87.5 |

Зерна минералов разнообразны, но большинство их относится к так называемым «континентальным минералам», т. е. к минералам интрузивных изверженных пород и кристаллических сланцев. В меньшем количестве присутствуют минералы молодых изверженных пород. Величина зерна измеряется от сотых до десятых долей миллиметра. Содержание извести колеблется, доходя до 50 %. Такой осадок уже является переходным к известковому илу.

**Красный ил** по составу близок к синему илу. Отличается бурым, желтым или красноватым цветом.

Красный ил развит в тех морях, береговые части которых сложены красноцветными породами: латеритом, красными землями, лёссом и т. п. Реки, вынося эти породы в море, придают красную или желтую окраску морским осадкам. Поэтому красный ил мы находим вдоль восточного берега Южной Америки, где он обязан своим возникновением выносу рек Амазонки и Ориноко. Развит он и вдоль берегов Китая, где желтый цвет морского ила связан с громадными массами лёсса, выносимого реками.

Содержание извести в красном иле колеблется от 6 до 61 %, в среднем — 32.8 %. Минеральные зерна составляют 10—25 %, илистое вещество — от 30 до 60 %. Следует отметить полное отсутствие глауконита.

**Зеленые ил и песок.** Цвет этих осадков зависит от присутствия зерен глауконита. Более крупнозернистый осадок называется зеленым песком, более мелкозернистый — илом. Зеленые ил и песок связаны с областями сильно наклоненного континентального склона и отсутствия больших рек. Затем на их возникновение оказывает влияние развитие течений, особенно встреча холодных и теплых течений. Зеленые песок и ил встречаются и в литоральной зоне.

По данным Мэррея и Ренара (1893), средний состав зеленых илов и песков (в процентах) следующий:

|                                   |               |       |
|-----------------------------------|---------------|-------|
| CaCO <sub>3</sub> — 25.52 и 49.78 |               |       |
|                                   | Илы           | Пески |
| Пелагические фораминиферы         | 14.59         | 21.0  |
| Бентонитовые »                    | 2.94          | 15.0  |
| Другие организмы                  | 7.99          | 13.78 |
|                                   | <hr/>         |       |
| И т о г о . .                     | 25.52         | 49.78 |
|                                   |               |       |
| Нерастворимый осадок              | 74.48 и 50.22 |       |
| Кремнистые организмы              | 13.67         | 8.0   |
| Минеральные зерна                 | 27.11         | 30.01 |
| Илистое вещество                  | 33.70         | 12.21 |
|                                   | <hr/>         |       |
| И т о г о . .                     | 74.48         | 50.22 |

Следует указать на присутствие в этих осадках значительного количества фораминифер и кремневых организмов.

**Вулканические ил и песок** представляют собой обычный синий ил, обогащенный вулканическим пеплом. Они развиты вдоль берегов проявления вулканической деятельности, например у берегов Японии, Камчатки, Индонезийских островов и т. п. Характерна значительная примесь зерен минералов молодых вулканических пород: санидина, плагиоклаза, авгита, роговой обманки, оливина.

По данным Мэррея и Ренара (1893), средний состав 38 образцов вулканического ила и 7 образцов вулканического песка следующий (в процентах):

|                            |                 |                 |
|----------------------------|-----------------|-----------------|
|                            | $\text{CaCO}_3$ | — 20.49 и 28.79 |
|                            |                 | Илы Пески       |
| Пелагические фораминиферы  | 10.5            | 13.0            |
| Бентонитовые » . . .       | 2.82            | 3.8             |
| Другие организмы . . .     | 7.17            | 11.99           |
| Итого                      | 20.49           | 28.79           |
| Нерастворимый осадок . . . | 79.51           | 71.21           |
| Кремнистые организмы . . . | 1.82            | 1.4             |
| Минеральные зерна . . .    | 40.82           | 60.0            |
| Илистое вещество . . .     | 36.87           | 9.81            |
| Итого                      | 79.51           | 71.21           |

Важно отметить большое количество зерен минералов и илестого вещества.

Известковые ил и песок распространены на значительной площади. Связаны преимущественно с областями развития коралловых рифов, продуктом разрушения которых они в значительной степени и являются. Интересно значительное содержание в них раковин фораминифер. Количество планктонных форм колеблется от 10 до 65%. Цвет беловатый, желтоватый и зеленоватый. Содержание извести доходит до 85—90%.

Состав этих осадков (в процентах) следующий:

|                            |                 |                 |
|----------------------------|-----------------|-----------------|
|                            | $\text{CaCO}_3$ | — 85.53 и 86.84 |
|                            |                 | Илы Пески       |
| Пелагические фораминиферы  | 31.27           | 36.25           |
| Бентонитовые » . . .       | 14.64           | 20.00           |
| Другие организмы . . .     | 39.62           | 30.59           |
| Итого                      | 85.53           | 86.84           |
| Нерастворимый осадок . . . | 14.47           | 13.16           |
| Кремнистые организмы . . . | 1.36            | 5.00            |
| Минеральные зерна . . .    | 1.00            | 3.75            |
| Илистое вещество . . .     | 12.11           | 4.41            |
| Итого                      | 14.47           | 13.16           |

Цвет нерастворимого осадка бурый и красноватый. Нередко наблюдается содержание  $\text{MgCO}_3$ , доходящее до 6.3%.

Батиальные отложения прошлого. Литологически батиальные отложения не отличаются от соответствующих отложений глубоких частей шельфа. Поэтому единственным признаком для их обособления из массы литоральных илов может служить характер фауны.

Большинство групп, живущих в батиальной зоне, обладает своеобразными особенностями. Рыбы — небольших размеров, с громадной пастью, с гипертрофированными глазами. Ракообразные также характеризуются гипертрофией глаз и длинными усицами. Головоногие весьма многочисленны. Гастроподы — только хищные или илоядные формы. Характерны разнообразные *Pleurotoma*. Нередки *Fusus*, *Cassis*, *Pleurotomaria*. Размеры их небольшие, скульптура очень нежная и тонкая. Пелециподы — только формы, лежащие на иле: тонкостенные, прозрачные *Pecten*; зарывающиеся небольшие *Cuspidaria*. Брахиоподы —

редки, преобладают гладкие формы. Мшанки — разнообразны. Иглокожие — многочисленны и разнообразны, питаются илом. Кораллы — одиночные и колониальные, но нет массивных, рифообразующих форм. Губки встречаются исключительно кремневые. Фораминифер — немного. Характерны *Biloculina*, преобладают формы с агломератовой раковиной — *Hyperammina* и *Rhabdammina*.

Батиальные отложения с несомненностью установлены среди третичных отложений, допускающих точное сравнение древней фауны с современными ее представителями. По данным Фукса (Fuchs, 1905), полным аналогом батиальных илов служит баденский тегель — пластичная глина с своеобразной фауной, состоящей преимущественно из гастропод.

Установление батиальных отложений для мезозоя и палеозоя чрезвычайно затруднительно, так как непосредственное сравнение фаун невозможно и выводы можно делать только на основании развития в фауне некоторых признаков, например гипертрофии или атрофии глаз, наличия тонкостенной раковины, тонкой и нежной скульптуры. Ряд батиальных отложений устанавливается по геологическим данным.

### НИМИЯ АБИССАЛЬНАЯ ОБЛАСТЬ

Абиссальные отложения, связанные с глубинами от 2000—3000 м и больше, в ископаемом состоянии почти неизвестны. Поэтому мы остановимся на их характеристике очень кратко.

Абиссальные осадки подразделяются на два типа:

1. Известковые: глобигериновый и птероподовый илы.

2. Кремнистые: красная и глубоководная глина, радиоляриевый и диатомовый илы.

Глобигериновый ил в свежем виде представляет собой рыхлую илистую массу. При увеличении видно, что эта масса состоит сплошь из раковин различных пелагических фораминифер. Фораминиферы очень однообразны и представлены всего 6—8 родами.

Средний состав этого ила, по данным экспедиции Чэлленджера, следующий (в процентах):

|                           |         |       |
|---------------------------|---------|-------|
| $\text{CaCO}_3$           | — 64.47 |       |
| Пелагические фораминиферы | 53.10   |       |
| Бентонные *               | 2.13    |       |
| Другие организмы          | 9.24    |       |
|                           | Итого   | 64.47 |
| Нерастворимый осадок      | 35.53   |       |
| Кремнистые организмы      | 1.64    |       |
| Минеральные зерна         | 3.33    |       |
| Илистое вещество          | 30.56   |       |
|                           | Итого   | 35.53 |

Птероподовый ил представляет собой местное изменение глобигеринового ила, отличающегося обилием раковин птеропод, а также фораминифер.

Красная глубоководная глина открыта впервые экспедицией Чэлленджера. Основное свойство ее заключается в отсутствии известия; она состоит из космической пыли, вулканического ила и нерастворимых частей раковин планктонных животных и растений. В красной глине попадаются включения — марганцевые конкреции и кристаллы филлипсита.

Средний состав глины, полученный на основании анализа 70 образцов, по данным Мэррея и Ренара (1893), следующий (в процентах):

|                           |           |
|---------------------------|-----------|
| CaCO <sub>3</sub>         | — 6.7     |
| Пелагические фораминиферы | 4.77      |
| Бентонные »               | 0.59      |
| Другие организмы          | 1.34      |
|                           | И т о г о |
|                           | 6.70      |
| Нерастворимый осадок      | 93.3      |
| Кремнистые организмы      | 2.39      |
| Минеральные зерна         | 5.56      |
| Илистое вещество          | 85.35     |
|                           | И т о г о |
|                           | 93.30     |

На глубинах выше 5500 м количество нерастворимого илистого вещества повышается до 95.28%.

Довольно часто (десятки находок) встречаются зубы акул и слуховые косточки китов — наиболее твердые части скелета. От зубов сохраняется только верхняя часть, покрытая эмалью, остальная часть растворяется. Зубы в большинстве принадлежат вымершим формам, главным образом, плиоценовым и миоценовым, иногда олигоценовым. Зубы олигоценовых акул были подняты драгой. Это означает, что их покрывал слой осадка мощностью не больше 25 см. А из этого вытекает, что за громадный промежуток времени, начиная с олигоцена и доныне, измеряющийся во всяком случае сроком более миллиона лет, накопилось не более 25 см осадков. Этот чрезвычайно важный факт показывает, насколько незначительна скорость накоплений красной глубоководной глины.

Радиоляриевый ил представляет собой красную глубоководную глину, обогащенную скелетными образованиями планктонных радиолярий. Средний состав его (в процентах) следующий:

|                           |           |
|---------------------------|-----------|
| CaCO <sub>3</sub>         | — 4.01    |
| Пелагические фораминиферы | 3.11      |
| Бентонные »               | 0.11      |
| Другие организмы          | 0.79      |
|                           | И т о г о |
|                           | 4.01      |
| Нерастворимый осадок      | 95.99     |
| Кремнистые организмы      | 54.44     |
| Минеральные зерна         | 1.67      |
| Илистое вещество          | 39.88     |
|                           | И т о г о |
|                           | 95.99     |

Из организмов больше всего встречается радиолярий, довольно много спикул и кремневых губок.

Диатомовый ил — разновидность радиоляриевого ила, состоящая, главным образом, из диатомей, распространен в холодных морях.

Обзор глубоководных, батиальных и абиссальных дан в курсах Ю. М. Шокальского (1917), Г. И. Танфильева (1931) и Свердрупа с соавторами (Sverdrup, Johnson and Fleming, 1942). Среди специальных работ выдаются исследования Мэррея с соавторами (Murray, 1893, 1908, 1909, 1—2; 1924), создавшие эпоху в изучении глубоководных отложений. Далее следует отметить работы: Брэмлита (Bramlette and Bradley, 1942), Пиггот (Piggot, 1941, 1942), Пратье (Pratje, 1935), Ривилл (Revelle, 1944), Торп (Thorp, 1931), Виземан (Wiseman, 1949), Траск (Trask, 1939).

Ископаемые абиссальные отложения описаны только для двух районов — Вест-Индских островов (в частности о. Барбадос) и Индонезийского архипелага (о. Борнео).

Абиссальные отложения Барбадоса детально описаны Джюкс-Бруном и Гаррисоном (Jukes Brown and Harrison, 1891, 1892). Они называют их «океаническими отложениями» (oceanic deposits).

Океанические отложения развиты по берегу Атлантического океана Залегают они на дислоцированных миоценовых слоях — слоях Скотленд; покрываются коралловыми отложениями четвертичного возраста. Таким образом, для океанических отложений намечается плиоценовый возраст.

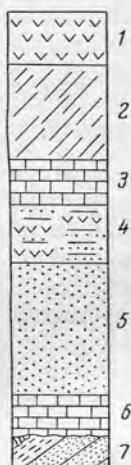


Рис. 181. Разрез абиссальных отложений Барбадоса. По Джюкс-Бруну и Гаррисону (Jukes Brown and Harrison, 1891, 1892).

1 — серый вулканический ил; 2 — красная глина; 3 — глобигериновые известняки; 4 — радиоляриевые породы с прослойками вулканического песка; 5 — глобигериновые известняки; 6 — слои Скотленд.

Океанические отложения подразделяются на пять свит (рис. 181).

В основании залегают известковистые глобигериновые слои, состоящие из белого или кремового землистого известняка, иногда мягкого, иногда твердого, очень напоминающего нижний белый мел Англии и Франции. Содержание извести в них от 60 до 80%. Fauna состоит из *Globigerina* и других пелагических фораминифер. В тончайшем цементе много кокколитов. Мощность слоев 12 м. Вверху глобигериновые слои становятся крем-

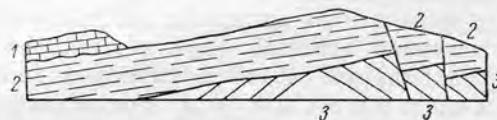


Рис. 182. Обнажение абиссальных отложений на Барбадосе. По Джюкс-Бруну и Гаррисону (Jukes Brown and Harrison, 1891, 1892).

1 — коралловый известняк; 2 — абиссальные отложения; 3 — слои Скотленд.

нистыми и постепенно переходят в вышележащие радиоляриевые слои.

Радиоляриевые слои считают аналогом абиссального радиоляриевого ила. Они почти целиком состоят из кремнистых организмов и их обломков. Содержание извести иногда снижается до 0.35%. Кремнистые организмы состоят из радиолярий, диатомей и кремневых губок (иглы). Порода очень тонкозернистая, нежная на ощупь и легкая. Цвет розовый, желтоватый, белый и пестрый. Изредка встречаются тонкие прослойки полевошпатового и пемзового песка и ила. Мощность радиоляриевых слоев 39 м.

Выше залегает второй известковый слой с содержанием извести от 45 до 80%. В этом слое всегда наблюдается значительное содержание кремнистых организмов.

Следующий слой рассматривается уже как аналог красной глубоководной глины. Он состоит из глинистой тонкозернистой породы. Цвет его красный, розовый, желтый, белый или пестрый. Весьма характерно полное отсутствие в нем извести. Анализ показал только следы ее. Очень

мало и кремнистых организмов. Основная масса породы состоит из нерастворимого илистого вещества. Мощность слоя 18 м.

Разрез океанических отложений заканчивается слоем серого вулканического уплотненного ила, главным образом полевошпатового. Его видимая мощность 7—8 м.

Океанические отложения несогласно перекрываются прибрежными коралловыми известняками и мергелями.

Геологические условия залегания океанических отложений наиболее полно можно представить на рис. 182.

Отложения, близкие к океанической серии Барбадоса, найдены и на соседних островах. Это говорит о том, что Вест-Индские острова в плиоцене претерпели весьма значительное опускание, не меньше чем на 5000—7000 м, а в начале четвертичной эпохи — поднятие таких же размеров. Второстепенные поднятия и опускания происходили и в плиоцене, вызывая смену глобигериновых известковистых илов радиоляриевым илом и даже красной глубоководной глиной.

Ископаемые глубоководные отложения кенозойского возраста, развитые на о. Борнео, описаны Моленграфом (Molengraaf, 1909—1910).

Скорость накопления глубоководных отложений. Этот вопрос обстоятельно рассмотрен в статьях Корренса (Correns, 1937, 1939) Шотта (Schott, 1939) и в обзора С. З. Бруевича (1949) и В. Н. Сакса (1950). Упомянутая отмеченное выше нахождение в красной глубоководной глине зубов третичных акул, главные выводы о скорости накопления глубоководных осадков они основывают на изучении колонок проб грунтов.

Для Атлантического океана Корренс составил, по данным Шотта, таблицу (табл. 38).

Таблица 38  
Мощность и скорость накопления глубоководных отложений в Атлантическом океане

| Осадки                      | Число проб | Мощность осадков в колонках в см |         |            | Скорость накопления в см за 1000 лет |         |            |
|-----------------------------|------------|----------------------------------|---------|------------|--------------------------------------|---------|------------|
|                             |            | наибольшая                       | средняя | наименьшая | наибольшая                           | средняя | наименьшая |
| Синий ил . . . .            | 6          | 66.0                             | 35.5    | 18.0       | 3.3                                  | 1.78    | 0.9        |
| Глобигериновый ил . . . . . | 48         | 42.5                             | 24.1    | 10.5       | 2.13                                 | 1.2     | 0.53       |
| Красная глина . .           | 7          | 26.5                             | 17.14   | 10.0       | 1.33                                 | 0.86    | 0.5        |

Таблица 39  
Мощность и скорость накопления глубоководных осадков в Индийском океане

| Осадки                      | Число проб | Мощность осадков в колонках в см |         |            | Скорость накопления в см за 1000 лет |         |            |
|-----------------------------|------------|----------------------------------|---------|------------|--------------------------------------|---------|------------|
|                             |            | наибольшая                       | средняя | наименьшая | наибольшая                           | средняя | наименьшая |
| Глобигериновый ил . . . . . | 7          | 20.0                             | 11.71   | 5.0        | 1.0                                  | 0.59    | 0.25       |
| Диатомовый ил . .           | 4          | 14.0                             | 10.75   | 5.0        | 0.7                                  | 0.54    | 0.25       |

Шотт (1939) для Индийского океана приводит другую таблицу (табл. 39). Цифры в обеих таблицах близки друг к другу, это подтверждает правильность положенного в основу их метода — наблюдения над изменениями в составе фораминифер.

Многие исследователи приводят другие цифры скорости накопления осадков. Так, Ломани на основании количества кокколитов в планктоне Северного Атлантического океана пришел к выводу, что за 1000 лет на дне океана отложится 0.1—0.2 см осадка, состоящего из кокколитов. Твенхофел (Twenhofel, 1929) считал, что за 1000 лет накапливается 0.35 см неорганического вещества. По данным Брауна, скорость накопления осадков за 1000 лет для Южного Индийского океана равна 0.4—0.8 см.

Обзором абиссальных отложений заканчивается описание морских отложений.

## ЛИТЕРАТУРА

Список литературы должен дать указания желающему более детально изучить тот или другой вопрос. В него включены важнейшие советские и зарубежные работы, преимущественно последних лет. В ряде этих работ, в свою очередь, приводятся более детальные списки литературы, о чем указано в ссылках.

Пользуясь этими списками, можно составить достаточно полные указатели по важнейшим вопросам.

Материал расположен по главам книги, внутри их — по основным разделам. При каждом разделе указаны те страницы книги, к которым он относится. В каждом разделе работы расположены в алфавитном порядке, сначала работы, изданные на русском языке, затем — на других языках.

По ряду важнейших разделов наши работы являются ведущими, преобладающими, первенствующими. К таким разделам относятся, например слойность, пористость, ритмичное осадкоакопление, карбонатные породы, карбонатные фации, лиманы, пересыпи, внутренние моря, ископаемые рифы, озера, пустыни, горные подножия и лессы.

Вполне естественно, что по другим разделам, плохо представленным в Советском Союзе, преобладают иностранные работы, например по современным коралловым рифам, стилолитам, открытым шельфам, подводным долинам и карстовым областям.

### Сокращения

|            |  |
|------------|--|
| АИЧПЕ      | — Ассоциация по изучению четвертичного периода                             |
| АН         | — Академия Наук  |
| БМОИП      | — Бюллетень Московского общества испытателей природы, отдел геологии       |
| БЧП        | — Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода                     |
| ВГРО       | — Всесоюзное Геологоразведочное объединение                                |
| ВИМС       | — Всесоюзный институт минерального сырья                                   |
| ВНИГРИ     | — Всесоюзный Нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт |
| ВНИРО      | — Всесоюзный Научный институт рыбного хозяйства и океанографии             |
| ВСЕГЕИ     | — Всесоюзный Геологический институт  |
| ГГРУ       | — Геологическое, геодезическое и разведочное управление                    |
| ГОИН       | — Государственный Океанографический институт                               |
| ГУСМП      | — Главное Управление Северного Морского Пути                               |
| ДАН        | — Доклады Академии Наук СССР   |
| ЗЕМЛЕВ     | — Землеведение   |
| ЗМО        | — Записки Минералогического общества                                       |
| ИАН        | — Известия Академии Наук, серия геологическая                              |
| ИГО        | — Известия Географического общества  |
| ИГН        | — Институт геологических наук Академии Наук СССР                           |
| Изв.       | — Известия   |
| Изв. ГК    | — Известия Геологического комитета   |
| Ин. Геогр. | — Институт географии Академии Наук СССР                                    |
| Л.         | — Ленинград  |
| ЛОЕ        | — Ленинградское общество естествоиспытателей                               |
| Лит. сб.   | — Литологический сборник   |
| М.         | — Москва   |

---

|                   |  |
|-------------------|--|
| МГК               | — Международный геологический конгресс                             |
| МГУ               | — Московский Государственный университет                           |
| Пр. сов. геол.    | — Проблемы советской геологии                                      |
| САГУ              | — Среднеазиатский Государственный университет                      |
| Сев. ГУ           | — Северное геологическое управление                                |
| Сов. геол.        | — Советская геология   |
| СОПС              | — Совет по изучению производительных сил Академии Наук             |
| ТГК               | — Труды Геологического комитета                                    |
| Тр.               | — Труды  |
| ТЧП               | — Труды Комиссии по изучению четвертичного периода                 |
| ЦНИГРИ            | — Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт |
| Фил.              | — Филиал Академии Наук СССР  |
| <hr/>             |  |
| AJS               | — American Journal of Science                                      |
| Am. Min.          | — American Mineralogist  |
| Ann. Inst. Océan. | — Annales Institute Océanographique de Monaco                      |
| Ass.              | — Association  |
| BAAPG             | — Bulletin American Association of Petroleum Geologists            |
| Bd.               | — Band   |
| B. Bd.            | — Beilage Band   |
| BGSA              | — Bulletin Geological Society of America                           |
| Bull.             | — Bulletin   |
| C. f. Min.        | — Centralblatt für Mineralogie                                     |
| CR                | — Comptes Rendu de l'Academie de France                            |
| Ecl.              | — Eclogae  |
| EG                | — Economical Geology   |
| Festb.            | — Festband   |
| Geogr. Rev.       | — Geographical Review  |
| Geol. Meere       | — Geologie des Meere und Binnengewässer                            |
| Geol. Rundsch.    | — Geologische Rundschau  |
| GM                | — Geological Magazine  |
| H.                | — Heft   |
| JG                | — Journal of Geologie  |
| JSP               | — Journal of Sedimentary Petrography                               |
| MGSA              | — Monograph Geological Society of America                          |
| Nat. Res. Counc.  | — National Research Council  |
| NJ                | — Neues Jahrbuch   |
| Proc.             | — Proceedings  |
| Prof. Pap.        | — Professional Paper   |
| QJ                | — Quarterly Journal  |
| R.                | — Royal  |
| Rec. Mar. Sed.    | — Records Marine Sedimentation                                     |
| Rep. Com. Sed.    | — Reports Committee on Sedimentation                               |
| Senck.            | — Senckenbergiana  |
| Soc.              | — Society  |
| Spec. Pap.        | — Special Paper  |
| Trans.            | — Transactions   |
| USGS              | — United States Geological Survey                                  |
| ZDGG              | — Zeitschrift den Deutschen Geologischen Gesellschaft              |

---

## Глава I. ОБЩИЕ ПОНЯТИЯ, стр. 5—15

## ПОНЯТИЕ ФАЦИЯ, стр. 5—15

- Борисяк А. А. Курс исторической геологии. М.—Л., 1935, с. 9—32.  
 Вассоевич Н. Б. Эволюция представлений о геологических фациях. Лит. сб., 1, 1948, с. 13—44.  
 Жемчужников Ю. А. Что такое фация. Лит. сб., 1, 1948, с. 50—59.  
 Кленова М. В. Геология моря. 1948, с. 187—192.  
 Литологический сборник, 1. 1948, с. 139.  
 Марковский Б. П. Тезисы доклада «Термин и понятие фация». Лит. сб., 1, 1948, с. 44—48.  
 Пустовалов Л. В. Геохимические фации и их значение в геологии. Пр. сов. геол., I, 57, 1933, с. 57—78.  
 Хайн В. Е. О некоторых основных понятиях и учении о фациях и формациях. БМОИП, 25 (6), 1950, с. 3—28.  
 Caster K. E. The stratigraphy and paleontology of northwestern Pennsylvania. Bull. Am. Paleont., 21, 1934, No. 71, с. 1—185.  
 Krumbein W. C. Lithofacies maps and regional sedimentary stratigraphic analysis. BAAPG, 32, No. 10, 1948, с. 1909—1923.  
 Krumbein W. C. and Sloss L. L. Stratigraphy and Sedimentation. San-Francisco, 1951, с. 252—286.  
 Moore R. C. Meaning of facies. MGSA, 39, 1949, с. 1—34.  
 Sedimentary facies in geologic history. MGSA, 39, 1949, с. 1—171.

## Глава II. НАКОПЛЕНИЕ ОСАДКОВ, стр. 16—113

## РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ОСАДКОВ, стр. 16—42

- Архангельский А. Д. Обзор геологического строения Европейской России. Средняя Россия. 1922, с. 237—239, 286.  
 Архангельский А. Д. То же. Юго-восток. 1926, с. 197.  
 Белоусов В. В. Статистический характер процессов формирования осадочных толщ. Rep. XVIII Sess. Int. Geol. Congr., part XIII, 1952, с. 14—22.  
 К вопросу о положении в науке об осадочных породах. Сборник статей, 1951, 107 с.  
 Наливкин Д. В. Пески и течения. Вестн. Геол. ком., 2, № 7, 1927, с. 1—9.  
 Попов В. И. Основные черты учения об осадочных формациях. Тр. Инст. Геол. Узб. АН, IX, 1953, с. 53—90.  
 Пустовалов Л. В. Петроография осадочных пород, т. 1. 1940, 476 с.; т. 2, 420 с.  
 Рухин Л. Б. Стратиграфия песчаной толщи Лужского и Оредежского районов. Научн. бюлл. Ленингр. ун-та, № 10, 1946, с. 23—75.  
 Рухин Л. Б. и другие. Стратиграфия красноцветной толщи среднего девона Ленинградской области и Прибалтики. Тр. конфер. по геол. Ленингр. обл. и Прибалтике, 1948.  
 Саркисян С. Г. Петрографо-минералогические исследования верхнепермских и триасовых пестроцветных отложений Приуралья. 1949, 192 с.  
 Совещание по осадочным породам. Доклады, I, 1952, с. 238.  
 Страхов Н. М. К вопросу об общей теории осадочного процесса. ИАН, № 4, 1950, с. 103—146.  
 Твенхофел В. Учение об образовании осадков. 1936, 916 с.  
 Andréé K. Ueber Sedimentbildung am Meereshoden. Geol. Rundsch., III, 1912; VII, 1916; VIII, 1917.  
 Baily E. B. Sedimentation in relation to tectonics. BGSA, 47, 1936, с. 1713—1726.  
 Chamberlin T. C. Diastrophism and the formative processes. VI. Foreset beds and slope deposits. JG, 22, 1914.  
 Grabau A. Principles of Stratigraphy. 1913; 3-е изд., 1932, 1185 с.  
 Heim A. Ueber submarine Denudation und chemische Sedimente. Geol. Rundsch., 15, 1924, с. 1—47.  
 Krumbein W. C. and Sloss L. L. Stratigraphy and Sedimentation. 1951, 497 с.  
 Литература.  
 Nansen F. The bathymetrical features of the North Polar Sea. North-Polar Exp., IV, 1904, 338 с.  
 Pratje O. Die Sedimente des Kurischen Haffes. Fortschr. Geol. Pal., 10, Н. 30, 1931, 142 с.

- Thoulet J. Étude batylithologique des côtes du golfe du Lion. Ann. Inst. Océan., IV, f. 6, 1912.
- Twenhofel W. H. Principles of sedimentation. New York, 1950, 673 с.
- Vaughan A. Correlation of Avonian and Dinantian. JG, 71, 1915.
- Walther J. Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. 1893—1894, 1055 с.

## ГЕОСИНКЛИНАЛИ, стр. 42—59

- Архангельский А. Д., Шатский Н. С. и другие. Краткий очерк геологической структуры СССР. М., 1937, с. 299.
- Белоусов В. В. Мощность отложений как выражение режима колебательных движений земной коры. Сов. геол., 2, 1940, с. 14—28.
- Белоусов В. В. О геологическом строении океанов. Природа, № 5—6, 1942, с. 26—40.
- Комоцкий С. К. Что такое геосинклиналь? ИГО, 71, № 7, 1939, с. 965—984.
- Милановский Е. В. Очерк теории геосинклиналей в ее современном состоянии. БМОИП, 7 (4), 1929, с. 331—379. Литература.
- Наливкин В. Д. Стратиграфия и тектоника Уфимского плато и Юрзано-Сылвенской депрессии. Тр. ВНИГРИ, 46, 1949, 204 с.
- Ог Э. Геология. Изд. 7-е. М.—Л., 1938, 560 с.
- Пейве Л. В. и Синицын В. М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях. ИАН, № 4, 1950, с. 28—52.
- Страхов Н. М. Историко-геологические типы осадконакопления. ИАН, № 2, 1946, с. 39—71.
- Страхов Н. М. О периодичности и необратимости эволюции осадкообразования в истории земли. ИАН, № 6, 1949, с. 70—111.
- Хайн В. Е. Основные закономерности развития геосинклиналий. ИАН, № 6, 1948, с. 51—70.
- Хайн В. Е. Геотектоническое развитие юго-восточного Кавказа. Баку, 1950, 224 с.
- Bailey E. B. Submarine faulting in Kimmeridgian time. Trans. R. Soc. Edinb., 57 (2), 1933, с. 429—467.
- Bailey E. B. Sedimentation in relation to tectonics. BGSA, 47, 1936, с. 1713—1726.
- Dapples E. C., Krumbein W. C. and Sloss L. L. Tectonic control of lithological association. BAAPG, 32, No. 10, 1948, с. 1924—1947.
- Du Toit A. L. Our wandering continents. London, 1937, 366 с.
- Glaessner M. F. and Teichert C. Geosynclines: a fundamental concept in geology. AJS, 245, 1947, с. 465—482, 571—591.
- Jones O. T. On the evolution of a geosyncline. JG, 94, 1938, с. LX—CX.
- Kay M. Geosynclinal nomenclature and the craton. BAAPG, 31, 1947, с. 1280—1293.
- King P. B. Tectonic framework of southeastern United States. BAAPG, 34, 1950, с. 635—671.
- Knopf A. The geosynclinal theory. BGSA, No. 7, 1948, с. 649—670.
- Krumbein W. C. Lithofacies maps and regional sedimentary-stratigraphic analyses. BAAPG, 32, 1948, с. 1909—1923.
- Krumbein W. C., Sloss L. L., Dapples E. C. Sedimentary tectonics and sedimentary environments. BAAPG, 33, No. 11, 1949, с. 1859—1891.
- Krumbein W. C. and Sloss L. L. Stratigraphy and sedimentation. San Francisco, 1951, с. 317—392. Tectonic framework of sedimentation, sedimentary tectonics.
- Kuennen P. H. Marine geology. 1950, с. 175—209.
- Schuchert C. Sites and nature of the North American geosynclines. BGSA, 34, 1923, с. 151—230.
- Shepard F. P. Depth changes in Sagami bay etc. JG, 41, 1933, с. 527—536.
- Tercier J. Dépôts marins actuels et séries géologiques. Ecl. Helv. Geol., 32, No. 1, 1939, с. 47—100.
- Umbergrove J. H. The pulse of earth. Hague, 1946, 358 с.
- Umbergrove J. H. On the origin of continents and ocean floor. JG, 54, No. 3, 1946, с. 169—178.
- Umbergrove J. H. Structural history of the East Indies. Cambridge, 1949, 63 с.

## ФОРМЫ НАКОПЛЕНИЯ ОСАДКОВ, стр. 59—68

- Наливкин В. Д. Стратиграфия и тектоника Уфимского плато и Юрзано-Сылвенской депрессии. Тр. ВНИГРИ, 46, 1949, с. 204.
- Ратниковский И. И. и Чочиа Н. Г. О первичных углах наклона пород. Лит. сб., 1, 1948, с. 121—125.

- Andrussov N. A. Die fossilen Bryozoenriffe der Halbinsel Kertsch und Taman. Kieff, 1909—1911, 144 c.
- Cotton C. A. Condition of deposition on the continental shelf and slope. JG, 26, No. 2, 1918.
- Dake C. L. and Bridge J. Buried and resurrected hills of Central Ozarks. BAAPG, 16, 1932, c. 629—652.
- Powers S. Reflected buried hills in the oil fields of Persia, Egypt and Mexico. BAAPG, 10, 1926, c. 422—442.
- Shaw E. W. Anomalous dips. EG, 13, 1918, c. 598—610.
- Shepard F. and Emery K. C. Submarine topography of the Californian coast. Geol. Soc. Am., Spec. Pap. 31, 1941, 171 c.
- Trask P. D. and Stetson U. C. Recent changes in sedimentation in the Gulf of Mexico. Science, 106, 1947, c. 460—461.
- Walters R. F. Buried precambrian hills in northeastern Barton county, Kansas. BAAPG, 30, 1946, c. 660—710.
- Wilson Ivan F. Buried topography, initial structures and sedimentation in Santa Rosalia area, Baja California, Mexico. BAAPG, 32, No. 9, 1948, c. 1762—1807. Литература.

## СЛОИСТОСТЬ, стр. 68—78

- Апродов В. А. Микрослоистость пермских мергелей в районе Верхне-Чусовских Городков. Сов. геол., 40, 1949, с. 45—49.
- Архангельский А. Д. Об осадках Черного моря и их значения в познании осадочных горных пород. БМОИП, 5, в. 3—4, 1927, с. 199—289, 242—253.
- Архангельский А. Д. и Стражов Н. М. Геологическое строение и история развития Черного моря. 1938, с. 104—110.
- Батурина В. П. О слоистости и законах седиментации кластических осадков. ДАН, 31, № 2, 1941, с. 137—140.
- Вассоевич Н. Б. К изучению слоистости осадочных горных пород. Лит. сб., 2, 1948, с. 24—34.
- Вассоевич Н. Б. Слоистость и фауна. ИАН, № 2, 1949, с. 129—132.
- Вассоевич Н. Б. Слоистость в свете учения об осадочной дифференциации. ИАН, № 2, 5, 1950, с. 96—115.
- Доскач А. Г. О некоторых особенностях песчаного рельефа Западной Прикопетдагской равнины. Пр. физ. геогр. 13, 1948, с. 201—202.
- Жемчужников Ю. А. Слоистость в ископаемых углях. Зап. Ленингр. Горн. инст., 13, в. 3, 1941, с. 61—78.
- Жемчужников Ю. А. Угленосная толща и методика ее изучения. Зап. Ленингр. Горн. инст., 25, в. 2, 1951, с. 23—47.
- Кленова М. В. Геология моря. 1948, с. 355—368.
- Кузьмин А. М. Слой и наслаждение. Тр. Горно-геол. инст. Зап.-Сиб. фил. АН СССР, 11, 1950, с. 1—99.
- Лунгерсгаузен Л. О фациальной природе и условиях отложения древних свит Башкирского Урала. Сов. геол., 18, 1947, с. 35—74.
- Рухин Л. Б. Основы литологии. М.—Л., 1953, с. 343—344.
- Твенхофель В. Учение об образовании осадков. М.—Л., 1936, с. 535—542.
- Шостакович В. Б. Иловые отложения Сакского озера как летопись климата. Сб. «Саки-курорт», 1935, с. 255—272.
- Шостакович В. Б. Слоистые иловые отложения и некоторые вопросы геологии. ИГО, 73, № 3, 1941, с. 393—405.
- Шостакович В. Б. Опыт геохронологического анализа иловых отложений Малинового озера в связи с поднятием побережья Белого моря. ИГО, 76, в. 4, 1944, с. 203—206.
- Andréé K. Wesen, Ursachen und Arten der Schichtung. Geol. Rundsch., 6, 1915, с. 351—397.
- Antevs E. Varved sediments. Rep. Comm. on sediment. for 1929/30, 1931.
- Atwill E. R. Progress of stratigraphic studies in California. BAAPG, 26, No. 2, 1942, с. 153—161.
- Bradley W. H. The varves and climate of the Green river epoch. Prof. Pap. USGS, 158 E, 1929, с. 87—110.
- Bradley W. H. Non-glacial marine varves. AJS, 22, 1931, с. 318—330.
- Bradley W. H. Non-glacial varves, with selected bibliography. Nat. Res. Coun., Ann. Rept., Append. A, Rep. Comm. Geol. Time, 1937, с. 32—42.
- Fermor L. L. Varved sediments in Malaya. GM, No. 905, 76, No. 11, 1939, с. 473—478.
- Gale H. S. The potash deposits of Alsace. USGS, Bull. 745-B, 1921, с. 48.

- Geer G. A geochronology of the last 12 000 years. CR Cong. Géol. Intern. Sess. II, 1910, 1912, c. 241—253.
- Gilbert G. K. Sedimentary measurement of cretaceous time. JG, 3, 1895, c. 121—127.
- Heim A. Stratigraphische Kondensation. Eclog. Geol. Helv., 27, 1934.
- Johnston W. A. The character of the stratification of the sediments in the recent delta of Fraser River, British Columbia, Canada. JG, 30, 1922 (I), c. 123.
- Johnston W. A. Sedimentation in Lake Louise, Alberta. AJS, 4, 1922 (2), c. 376—386.
- Markov K. and Krasnov J. A geochronological study of varve sediments in the north-western region of the USSR. БЧП, № 2, 1930.
- Marr J. E. Deposition of the sedimentary rocks. 1929.
- Mendenhall C. E. and Mason M. The stratified subsidence of fine particles. Proc. Nat. Ac. Sci., 9, 1923, c. 199—207.
- Nomitsu T. and Joshiaki Matsunaga. On the stratified settling of fine mud in water. Rec. Ocean. Works in Jap., II, No. 1, 1940, c. 65—79.
- Perfiliev B. W. Das Gesetz der Periodizität der Schlammbildung. Verh. d. Intern. Verein Theor. u. angew. Limnologie, 5, 1931, c. 298.
- Sauromaa M. Studies of the Quaternary varve sediments in southern Finland. Bull. Com. Geol. Finl., 60, 1923, c. 1—164.
- Sayles R. W. Seasoned deposition of aqueoglacial sediments. Mém. Mus. Com. Zool., 47, No. 1, 1919, c. 1—67.
- Udden J. A. Laminated anhydrite from Texas. BGSA, 35, 1924, c. 347—354.
- Vortisch W. Ursache und Einteilung der Schichtung. Jahrb. d. Geol. B.—A. Wien, 80, 1930, c. 453—496.
- Walther I. Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. 1893—1894, c. 620—641.
- Winkler A. Zum Schichtungsproblem. Ein Beitrag aus den Südalpen. NJ, B. Bd. 53, 1926.

#### РИТМИЧЕСКОЕ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ, стр. 78—94.

- Белоусов В. В. Мощность отложений как выражение режима колебательных движений земной коры. Сов. геол., 2—3, 1940, с. 14—28.
- Бирюна Л. М. Описание некоторых типов слоистости в породах окской свиты южного крыла Подмосковного бассейна. Тр. ВИМС, 163, 1940, с. 134—153.
- Ботвинкина Л. Н. О начале циклов осадконакопления в угленосных толщах. ИАН, № 3, 1954, с. 120—132.
- Брунс Е. П. К литологии песчано-глинистой толщи Боровичского района. Изв. Ленингр. Геол. геоф. треста, 2—3, 1935, с. 52—63.
- Брунс Е. П. Основные черты строения и условий образования песчано-глинистой (угленосной) толщи Ленинградской области. Сб. Ленингр. Геол. упр., 3, 1939, с. 5—32.
- Брунс Е. П. Косая слоистость в песках нижнего карбона Боровичского района. Тр. ВИМС, 163, 1940, с. 104—133.
- Брунс Е. П. Анализ ритмичности строения осадочных толщ. Метод. рук. по геол. съемке, 1954, с. 120—131.
- Васильев П. В. О ритмичности колебательных движений и цикличности в отложениях угленосной толщи Кизеловского каменноугольного района. Разв. недр, 23, 1937, с. 9—15.
- Васильев П. В. О структуре угленосных отложений Чусовской угленосной области на Урале. ДАН, 40, № 9, 1943, с. 356—358.
- Васильев П. В. Методика изучения немых угленосных толщ на примере Кизеловского каменноугольного района. Тр. ИГН, 90, 1947, с. 53—70.
- Вассоевич Н. Б. К методике геологических исследований областей развития флишевых отложений. Аз. нефт. инст., Тр. по вопр. нефт. геол., 1939, с. 56—110.
- Вассоевич Н. Б. Флиш и методика его изучения. 1948, 216 с.
- Вассоевич Н. Б. Условия образования флиша. 1951, 239 с. Литература.
- Вистелиус А. Б. Ритм пористости и явления фазовой дифференциации осадочных толщ. ДАН, 54, № 6, 1946, с. 519—521.
- Вистелиус А. Б. О корреляции мезоритмов в нижнепермских отложениях Закамской Татарии и их стратиграфическое значение. ДАН, 55, № 3, 1947, с. 241—244.
- Габриэльян А. М. Результаты литологических исследований нефтеносных свит Ферганы. Тр. Перв. Среднеаз. нефт. конф., 1941, 1945, с. 79—95.

- Габрильян А. М. Схема ритмостратиграфии верхнемеловых и палеогеновых отложений Ферганской депрессии. Тр. ИГН АН УзССР, 6, 1951, с. 45—87.
- Герасимов Н. П. О циклах осадконакопления в верхнем палеозое Пермского Приуралья и о границе карбона и перми. Тезисы докл. XVII МГК, 1937, с. 87.
- Головкинский Н. А. О пермской формации в центральной части Камско-Волжского бассейна. Мат. Геол. России, 1, 1868, 144 с.
- Домрачев С. М., Мелешенко В. С. и Чочиа Н. Г. Стратиграфия девонских отложений Уфимского амфитеатра и Кара-Тау. ИАН, 1948, с. 69—100.
- Домрачев С. М. Девон хр. Кара-Тау и прилегающих районов Южного Урала. Сб. «Девон Западного Приуралья». Тр. ВНИГРИ, 61, 1952, с. 5—121.
- Жемчужников Ю. А. Общая геология каустобиолитов. М., 1935, 546 с.
- Жемчужников Ю. А. Цикличность строения угленосных толщ, периодичность осадконакопления и методы их изучения. Тр. ИГН, 90, 1947, с. 7—18.
- Жемчужников Ю. А. Общая геология ископаемых углей. 1948, 491 с.
- Жемчужников Ю. А. Угленосная толща и методика ее изучения. Зап. Ленингр. Геол. инст. 25, в. 2, 1951, с. 23—47.
- Иванов Г. А. О циклическом строении угленосных отложений Воркутского месторождения. Тр. ИГН, 90, 1947, с. 19—20.
- Иностранцев А. А. Геологические исследования на севере России в 1869 и 1870 гг. СПб., 1872, 179 с.
- Келлер Б. М. Флишевая формация палеозоя на Южном Урале. Тр. ИГН, 104, 1949, 164 с.
- Крашенинников Г. Ф. Проблема циклов в угленосных толщах. Тр. ИГН, 90, 1947, с. 21—27.
- Кузьмин А. М. Слой и наслаждение. Тр. Горно-геол. инст. Зап.-Сиб. фил. АН СССР, 11, 1950, с. 1—99.
- Лонгиненко И. В. Некоторые закономерности процесса осадконакопления в среднем и верхнем карбоне северо-востока Донбасса. ИАН, № 5, 1945, с. 73—87.
- Лунгергаузен Л. О фациальной природе и условиях отложения древних свит Башкирского Урала. Сов. геол., 18, 1947, с. 35—74.
- Марков К. К. Ленточные глины и связанные с ними проблемы, по исследованиям последних лет. ИГО, 59, в. 1, 1927, с. 40—67.
- Осипова А. И. Верхнепалеозойский флиш р. Юрзани. БМОИП, 20 (3—40), 1945, с. 111—119.
- Осипова А. И. Литология и фациальный анализ верхнепалеозойских отложений р. Юрзани. Тр. Палеонт. инст., 30, 1950, с. 24—92.
- Петров Н. П. Литология верхнеюрской соленосной формации юго-западного Гиссара. Тр. Инст. Геол. Узб. АН, 9, 1953, с. 196—205.
- Попов В. И. Выдержаные горизонты в разрезах молассовых формаций. Азерб. Нефт. Хоз., 11, 1947, с. 10—11.
- Попов В. И. и Гридин Н. И. Схема ритмостратиграфии кайнозойских моласс Южнотаджикской депрессии. Тр. Инст. Геол. Узб. АН, 9, 1953, с. 123—128.
- Потапов И. И. Ритмичность отложения продуктивной толщи Ашшеронского полуострова. Изв. Азерб. АН, № 2, 1947, с. 3—17.
- Рухин Л. Б. Стратиграфия песчаной толщи Лужского и Оредежского районов Ленинградской области. Научн. бюлл. Ленингр. ун-та, № 10, 1946, с. 23—25.
- Рухин Л. Б., Белоусова В. Г. и Рухина Е. В. Стратиграфия красноцветной толщи среднего девона Ленинградской области и Прибалтики. Тр. конфер. по геол. Ленингр. обл. и Прибалтике, 1948.
- Сборник «Материалы угольного совещания». Тр. ИГН, 90, 1947, с. 1—238.
- Теодорович Г. И. О ритмичности в разрезе вероятных нефтематеринских свит (на примере девона Урало-Волжской области). ДАН, 86, № 5, 1952, с. 1025—1029.
- Ульмер А. Э. К вопросу о стратиграфии и генезисе осадков нижнего карбона Стalinогорско-Донского района. Пр. сов. геол., 8, № 2, 1938, с. 125—136.
- Ульмер А. Э. Стратиграфия и история накопления нижнекаменноугольных отложений Подмосковной котловины. (Анализ строения осадков циклов накопления и его практическое применение). Тр. ИГН, 90, 1947, с. 70—73.
- Успенский Н. А. Ленточные глины окрестностей Ленинграда. ЗМО, XVII, № 1, 1938, с. 87—101.
- Флоренский В. П. Периодичность осадконакопления в кунгурских отложениях Западного Приуралья. Тр. Моск. Нефт. инст., 8, 1946, с. 101—134.
- Флоренский В. П. Особенности процесса седиментации конхиферовых пород некоторых районов юго-востока Татарской АССР. ДАН, 57, 1947, с. 715—718.

- Ф о р ш Н. Н. Новые данные о строении окской толщи Боровичского и Тихвинского районов. Изв. Ленингр. Геол. геоф. геод. треста, 2—3, 1935, с. 18—32.
- Ф о р ш Н. Н. Самарская Лука. XVII МГК, Пермская экскурсия, южный маршрут. 1937, с. 36—53.
- Ф о р ш Н. Н. Казанский ярус в окрестностях г. Куйбышева. Мат. по геол. перм. сист. 1940, 101 с.
- Х а и н В. Е. Осциляционный ритм земной коры. БМОИП, 17 (1), 1939, с. 56—82.
- Ч очиа Н. Г. Цикличность в девонских отложениях западного склона Урала. Лит. сб. ВНИГРИ, № 2, 1949, с. 38—41.
- Ч очиа Н. Г. Девон Уфимского амфитеатра. Сб. «Геология Западного Урала» тр. ВНИГРИ, 44, 1950, с. 4—61.
- Ш о с т а к о в и ч В. Б. Слоистые иловые отложения и некоторые вопросы геологии. ИГО, 73, № 3, 1941, с. 393—405.
- Ш о с т а к о в и ч В. Б. Опыт геохронологического анализа иловых отложений Малинового озера в связи с поднятием побережья Белого моря. ИГО, 76, в. 4, 1944, с. 203—206.
- B e r s i e r A. Les sédimentations rythmiques synorogéniques dans l'avant-fosse molas-sique Alpine. Int. Geol. Congr. Rep. XVIII Sess. Great Brit. Part IV, 1950, c. 83—93.
- В о р н х а у с е р M. Marine sedimentary cycles of Tertiary in Mississippi embayment. BAAPG, 31, No. 4, 1947, с. 698—712.
- D e i c h a G. Zones bimensuelles, saisonnées et annuelles dans le gypse parisien. CR Soc. Géol. France, 10, 1942, с. 83—85.
- D u n h a m K. C. Lower Carboniferous sedimentation in the Northern Pennines. Int. Geol. Congr. Rep. XVIII Sess. Great Brit. Part IV, 1950, с. 46—63.
- E d w a r d s W. and S t u b b l e f i e l d C. J. Marine bands and other faunal markerhorizons in relation to the sedimentary cycles of the middle Coalmeasures of Nottinghamshire and Derbyshire. QJ, 103, 1948, с. 209—260.
- F r a n k A. J. Petrology of the Pennsylvanian cycles of the Saint Louis area. JSP, 14, No. 1, 1944, с. 29—38.
- G r a b a u A. W. Principles of stratigraphy. New York, 1932, 1185 с.
- G r a b a u A. W. Palaeozoic formations in the light of the pulsation theory, v. I. Peiping, 1936, 6—80 с.
- H i l l s J. M. Rhythm of Permian seas — a paleogeographic study. BAAPG, 26, No. 2, 1942, с. 217—255.
- L a u d o n L. R. and C h r o n i c B. J. Paleozoic stratigraphy along Alaska highway in northeastern British Columbia. BAAPG, 33, No. 2, 1949, с. 189—222. Литература.
- M e g r i a m J. C. и другие. Symposium on climatic cycles. Proc. Nat. Ac. Sci., 19, 1933, с. 349—388.
- M o o r e R. C. Late paleozoic cyclic sedimentation in Central United States. Int. Geol. Congress. Rep. XVIII Sess. Great Brit. Part IV, 1950, с. 5—16.
- N e w b e r r y J. S. Circles of deposition in American sedimentary rocks. Proc. Am. Ass. Adv. Sci., 22, 1872, с. 185—196.
- S a n d e r B. Beiträge zur Kenntnis der Ablagerungsgefüge Rhytmische Kalke und Dolomite aus der Trias. Min. u. Petr. Mitt., 48, 1936, с. 27—139, 141—209.
- S p r e n g A. C. Mississippian cyclic sedimentation, Sunwapta pass, Alberta, Canada. BAAPG, 37, No. 4, 1953, с. 665—690.
- S t a m p L. D. On cycles of sedimentation in the eocene strata of the Anglo-Franco-Belgian basin. GM, 58, 1921, с. 108—114.
- S t a m p W. L. Seasonal rhythm in the tertiary deposit of Burma. GM, 62, 1925, с. 515—528.
- T e r c i e r J. Dépôts marins actuels et séries géologique. Ecl. Helv. Géol., 32, No. 1, 1939, с. 47—100.
- U m b g r o v e J. H. The pulse of earth. Hague, 1946, 358 с. 2 изд. 1947.
- U m b g r o v e J. H. Symphony of the earth. Hague, 1950, 220 с.
- W a l t h e r J. Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. 1893—1894, с. 987—994.
- W a n l e s s H. R. Late paleozoic cycles of sedimentation in the United States. Int. Geol. Congr. Rep. XVIII Sess. Great Brit. Part IV, 1950, с. 17—28.
- W a n l e s s H. R. and W e l l e r J. M. Correlation of Pennsylvanian cyclothem. BGSA, 43, 1932, с. 1003—1016.
- W a n l e s s H. R. and S h e p a r d F. P. Sea-level and climatic changes related to late paleozoic cycles. BGSA, 47, 1936, с. 1177—1206.
- W e g m a n n C. E. Staubfälle und zyklische Gliederung von Meeressedimenten. Geol. Rundes., 36, 1948 с. 29—31.

- Weller J. M. Cyclical sedimentation of the Pennsylvanian period and its significance. JG, 38, 1930, c. 97—136.
- Weller J. M. The conception of cyclical sedimentation during the Pennsylvanian period. Bull. Illin. Geol. Surv., 60, 1931, c. 163—177.
- Weller J. M., Wanless H. R. и другие. Interbasin Pennsylvanian correlations, Illinois and Iowa. BAAPG, 26, 1942, c. 1585—1593.

### КОСАЯ СЛОИСТОСТЬ, стр. 94—99

- Бирюна Л. М. Описание некоторых типов слоистости в породах окской свиты Подмосковного бассейна. Тр. ВИМС, 163, 1940, с. 152—153.
- Ботвинкина Л. Н. Классификации различных типов слоистости. ИАН, в. 5, 1950, с. 126—135.
- Брунс Е. П. Косая слоистость в песках нижнего карбона Боровичского района. Тр. ВИМС, 163, 1940, с. 104—133.
- Брунс Е. П. Наблюдения над слоистостью отложений. Метод. рук. по геол. съемке, 1954, с. 98—106.
- Вайхер А. А. О результатах наблюдения осадкообразования в речном русле. Лит. сб., 2, 1948, с. 7—14.
- Дзенс-Литовский А. И. Волнистая мелкоскладчатость и косая слоистость неогеновых известняков степного Крыма. Сов. геол., 8, в. 10, 1938, с. 117—120.
- Доскач А. Г. О некоторых особенностях песчаного рельефа западной Прикопетдагской равнины. Пр. физ. геогр., 13, 1948, с. 201—202.
- Жемчужников Ю. А. Типы косой слоистости осадочных образований и инструкция для их изучения. Изв. Географ. инст., Пг., 1923, с. 37—48.
- Жемчужников Ю. А. Тип косой слоистости как критерий генезиса осадков. Зап. Геол. инст., VII, Л., 1926, с. 35—69.
- Жемчужников Ю. А. Вводная статья к сб. «Косая слоистость». Тр. ВИМС, 163, 1940 (1), с. 3—18.
- Жемчужников Ю. А. К вопросу о косой слоистости красного девонского песчаника окрестностей ст. Сиверская. Тр. ВИМС, 163, 1940 (2), с. 162—172.
- Жемчужников Ю. А. и Брунс Е. П. Слоистость в породах ерунаковской подсвиты кольчугинской свиты Кузнецкого бассейна. Тр. ВИМС, 163, 1940 (3), с. 90—103.
- Корженевская А. С. и Бахвалова О. Н. Косая слоистость в мезозойских и четвертичных песках Латненского района. Тр. ВИМС, 163, 1940, с. 23—53.
- Крашенинников Г. Ф. Косая слоистость в угленосной толще Челябинского бассейна. Тр. ВИМС, 163, 1940, с. 54—69.
- Обручев Д. В. Дельта девонской реки на Ловати. Тр. ВИМС, 163, 1940, с. 154—161.
- Разумовская Е. Э. Некоторые наблюдения над косой слоистостью в песчаниках верхнего девона Минусинской котловины. Тр. ВИМС, 163, 1940, с. 173—180.
- Рухин Л. Б. Основы литологии. М.—Л., 1953, с. 344—357.
- Сборник «Косая слоистость и ее геологическая интерпретация». Тр. ВИМС, 163, 1940, с. 3—180.
- Твенхофель У. Х. Морские несогласия, морские конгломераты и мощность толщ. Переводы по геол. и пол. иск. Центр. Геол. библ., № 121, 1938, 45 с.
- Теодорович Г. И. Микрослоистые известняки на Южном Урале. ДАН, № 8, 1941, с. 797.
- Форш Н. Н. Наблюдения над формированием косослоистых песков в речной долине. Тр. ВИМС, 163, 1940, с. 19—22.
- Хабаков А. В. Косая слоистость в каменноугольных и пермских песчаниках Южного Урала. Тр. ВИМС, 163, 1940, с. 70—89.
- Хабаков А. В. Симметричные волноприбойные знаки как показатель положения берега бассейнов. Сов. геол., 5, 1945, с. 80—84.
- Хабаков А. В. Косая слоистость осадочных толщ, как показатель условий образования. Природа, № 4, 1951, с. 38—41.
- Шрок Р. Последовательность в свитах слоистых пород. 1950, с. 274—287.
- Яворский В. И. и Ли П. Ф. Красноярские песчаники Кузнецкого бассейна, их распространение и генезис. Мат. Геол. Зап. Сиб., 60, 1948, с. 1—55.
- Grinckmann R. Ueber Kreuzschichtung in deutschen Buntsandsteinbecken-Nachr. (Verh.) d. Ges. f. Wissen. zu Göttingen, I, 1933, с. 1—12.
- Häntzschel W. Die Schichtung-Formen rezenter Flachmeerablagerungen im Jade-Gebiet. Senck., 18, 1936, с. 316—356.
- Куепен Р. Н. Significant features of graded bedding. BAAPG, 37, 1953, No. 5, с. 1044—1066.

- Kuenen P. H. and Migliorini C. I. Turbidity currents as a cause of graded bedding. JG, 58, 1950, c. 91—126.
- Lüders K. Entstehung der Gezeitenschichtung auf den Watten. Senck., XII, No. 4—5, 1930, c. 322—342.
- Mc Kee E. D. Some types of bedding in the Colorado river delta. JG, 47, 1939, c. 64—81.
- Mc Kee E. D. Three types of cross-lamination in Paleozoic rocks of Arizona. AJS, 238, 1940, c. 811—824.
- Reiche P. An analysis of cross-lamination of the Coconino sandstone. JG, 46, 1938, c. 905—932.
- Smith H. T. Sand-dune stratification. Abstr. BGSA, 53, No. 12, 1942, c. 1852.

### ВОЛНОПРИБОЙНЫЕ ЗНАКИ, стр. 99—103

- Белостоцкий И. И. Наблюдения над волноприбойными знаками у рек. ИГО, 72, № 2, 1940, с. 225—238.
- Зенкович В. П. Динамика и морфология морских берегов, ч. I. Волновые процессы. М.—Л., 1946, с. 447—455.
- Лунгерсгаузен Л. О физической природе и условиях образования древних свит Башкирского Урала. Сов. геол., 18, 1947, с. 35—74.
- Твенихофель В. Учение об образовании осадков. 1936, с. 561—591.
- Хабаков А. В. Наблюдения над первичными особенностями поверхностей наложения. Метод. рук. по геол. съемке. 1954, с. 107—113.
- Шрок Р. Последовательность в свитах слоистых пород. М., 1950, с. 109—146.
- Bucher W. H. On ripples and related sedimentary surface forms and their palaeogeographic interpretation. AJS, 47, 1919, с. 149—210, 241—269.
- Ergu Ch. Les ripple-marks. Ann. Inst. Océan., III, fasc. 4, 1912, 16 с.
- Evans O. F. The classification of wave-formed ripple marks. JSP, II, No. 1, 1941, с. 37—41.
- Evans O. F. The relation between the size of wave-formed ripple-marks, depth of water, and the size of the generating waves. JSP, 12, No. 1, 1942, с. 31—35.
- Evans O. F. Ripple-marks as an aid in determination depositional environment and rock sequence. JSP, 19, 1949, с. 82—86.
- Evans O. F. Ripple-marks aid geologist. World Oil, 135, No. 5, 1952, с. 153—158.
- Johnson D. W. Contributions to the study of ripple-marks. JG, 24, 1916, с. 809—819.
- Johnson D. W. Shore processes and shoreline development. London, 1919, 584 с.
- Kindle E. M. Recent and fossil ripple marks. Geol. Surv. Canada, Mus. Bull. 25, 1917, 56 с.
- Kuenen P. H. Marine geology. New York, 1950, с. 288—297.
- Lahee F. H. Field Geology. New York, 1931, с. 20—45.
- Thiel G. A. Giant current ripples in coarse fluvial gravel. JG, 40, 1932, с. 452—458.
- Tison L. J. Bancs de sable et ripple-marks dans les cours d'eau. Ann. Soc. Sci. Brux., сер. 2, 59, f. 2, 1939, с. 41—51.
- Willard B. An «antidune» phase of eolian ripple-marks. JSP, 5, No. 3, 1935, с. 133—136.

### ВТОРИЧНЫЕ НАРУШЕНИЯ СЛОИСТОСТИ, стр. 103—113

#### ПОДВОДНЫЕ ОПОЛЗНИ, стр. 104—111

- Архангельский А. Д. Причины крымских землетрясений и геологическое будущее Крыма. БМОИП, VII, в. 1—2, 1929, с. 162—199.
- Архангельский А. Д. и Баталлина М. А. К познанию истории разви-тия Черного моря. ИАН, № 8, 1929, с. 691—706.
- Архангельский А. Д. Оползание осадков на дне Черного моря и геологиче-ское значение этого явления. БМОИП, VIII, в. 1—2, 1930, с. 32—80.
- Васкоевич Н. Б. и Коротков С. Т. К познанию явлений крупных под-водных оползней в олигоценовую эпоху, на Северном Кавказе. Тр. ВНИГРИ, 52, 1935, 44 с.
- Голубятников В. Д. Явления древних подводных оползней и внутрифор-мационные нарушения. Мат. ВСЕГЕИ, общ. сер., сб. 7, 1946, с. 151—173.
- Горностаев Н. Н. Внутриформационные нарушения, вызываемые подводными скольжениями и тектоническими процессами. Изв. Сиб. Технол. инст., 47, в. 3, 1927, с. 71—81.
- Иванов А. А. Явления подводных оползней в артинских отложениях Урала. Изв. ГГРУ, в. 36, 1931, с. 583—587.

- Конюхов И. А. Подводные оползни в продуктивной толще Аштеронского полуострова. Геолог. сб., 1, 1951, с. 154—161.
- Мишунина З. А. О направлении движения в древних подводных оползнях. ДАН, 70, в. 4, 1950, с. 691—695.
- Наливкин В. Д. и Дмитриев Г. А. Геологические исследования в районе среднего течения р. Юрзаны на западном склоне Южного Урала. Тр. ВНИГРИ, сер. А, 115, 1939, с. 5—38.
- Тихомиров В. В. и Хайн В. Е. Подводные оползни и обвалы в третичных отложениях северо-восточного Азербайджана. ДАН, 48, № 1, 1947, с. 105—108.
- Хабаков А. В. Древние оползни нарушения артинских слоев на Среднем Урале. ДАН, № 6, 1948, с. 1091—1094.
- Шатский Н. С. Геологическое строение восточной части Черных гор (Северный Дагестан). Тр. ВНИГРИ, 4, 1929, 284 с.
- Bailey E. B., Collet L. W. and Field R. M. Paleozoic submarine-land-slips near Quebec City. JG, 36, 1928, с. 577—614. Литература.
- Bain G. W. Flowage folding. AJS (5), 22, 1931, с. 503—530.
- Beets C. Miocene submarine disturbances of strata in northern Italy. JG, 54, 1938, с. 229—251. Литература.
- Cope F. W. Intraformational contorted rocks in the Upper Carboniferous of the Southern Pennines. QJ (101), 1946, с. 101—139.
- Cope F. W. Grizzle and hussle. GM, 86, No. 1, 1949, с. 36—42.
- Fairbridge R. W. Submarine slumping and location of oil bodies. BAAPG, 30, No. 1, 1946, с. 84—92.
- Hadding A. On subaqueous slides. Förh. Geol. För. Stockh., 53, 1931, с. 378.
- Hahn F. F. Untermeerische Gleitung bei Trenton Falls (Nord-Amerika) und ihr Verhältniss zu ähnlichen Störungsbildern. NJ, B. Bd. 36, 1913, с. 1—41.
- Heim A. Ueber rezente und fossile subaquatische Rutschungen. NJ, 2, 1908, с. 136—157.
- Henderson S. M. Ordovician submarine disturbances in Girvan district. Trans. R. Soc. Edinb., 58 (2), 1935, с. 487—509.
- Johnson D. The origin of submarine canyons. 1939, 126 с.
- Jones O. T. On the sliding or slumping of submarine sediments in Denbighshire. QJ, 93, 1937, с. 241—283.
- Jones O. T. The geology of the Colwyn bay district, a study of submarine slumping during the Salopian period. QJ, 95, 1940, с. 335—382.
- Kindle E. M. Sea-bottom samples, Cabot strait earthqueake zone. BGS, 42, 1931.
- Krumbeck L. Faltung, untermeerische Gleitfaltung und Gleitstauchung im Tithon der Altmühlalb. NJ, B. Bd. 40, 1928.
- Kuennen P. H. Slumping in the carboniferous rocks of Pembrokeshire. QJ, 104, pt. 3, 1949, с. 365—385. Литература.
- Lippert U. Gleit-Faltung in subaquatischem und subaerischen Gestein. Senck., 19, 1937, с. 355—374.
- Miller W. J. Intraformational corrugated rocks. JG, 30, 1922, с. 587—610.
- Rettger R. E. Experiments on soft-rock deformation. BAAPG, 19, 1935, с. 271—292.
- Shepard F. P. Depth changes in Sagami bay during the great Japanese earthquake. JG, 41, 1933, с. 527—536.
- Stetson H. C. and Smith J. F. Behavior of suspension currents and mud-slides on the continental slope. AJS, 35, 1938, с. 1—13.
- Stutzer O. Absinken Sedimentation und Faltungsgleichzeitige Vorgänge in manchen Erdölgebieten. Geol. Runds. 21, 1930, с. 141.
- Yamasaki N. Physiographical studies of the great earthquake of the Kwanto district. Journ. Fac. Sci. Imp. Univ. Tokio, 11, 1926, с. 77—119.

## ДАВЛЕНИЕ ЛЬДА, стр. 111

- Ячевский Л. А. К вопросу об образовании речного льда и его влияний на скульптуру берегов рек. Геол. иссл. золот. обл. Енисейский район, в. 5, 1904, с. 53—132.
- Kuennen P. H. Marine geology. 1950, с. 235—236.
- Lahee F. H. Contemporaneous deformation, a criterion for aqueoglacial deformation. JG, 22, 1914.

## УПЛОТНЕНИЕ ОСАДКОВ, стр. 111

- Emery K. O. Contorted Pleistocene strata at Newport beach, California. JSP, 20, No. 2, 1950, с. 111—115.

## РАЗДРОБЛЕНИЕ, стр. 111—112

- Заваричкий А. Н. Введение в петрографию осадочных пород. 1932, с. 78.  
 Твенхофел В. Учение об образовании осадков. 1936, с. 655—657. Литература.  
 Hedberg H. D. Gravitational compaction of clays and shales. AJS, 31, 1936,  
 с. 241—287.  
 Regan S. S. and Hughes A. W. Fractured reservoirs of Santa Monica district,  
 California. BAAPG, 33, No. 1, 1949, с. 32—51.

## СЛАНЦЕВАТОСТЬ (КЛИВАЖ), стр. 112—113

- Иванов Г. А. Каустобиолиты. Краткий курс полезных ископаемых. 1938,  
 с. 389—394; 2-е изд., 1946.  
 Narker A. Metamorphism. A study of the transformation of rock-masses. London,  
 1932, 360 с.

## Глава III. ПРИЗНАКИ ОСАДКОВ

## ЗНАКИ НА ПОВЕРХНОСТИ ОСАДКОВ, стр. 114—116

- Твенхофел В. Учение об образовании осадков. 1936, с. 604—611.  
 Хабаков А. В. Наблюдения над первичными особенностями поверхностей напластования. Метод. рук. по геол. съемке, 1954, с. 109—111.  
 Fenton C. L. and Fenton M. A. Belt series of the North. BGS, 48, 1937,  
 с. 1873—1970.  
 Kindle E. M. Some factors affecting the development of mud-cracks. JG, 25, 1917,  
 с. 135—144.  
 Kindle E. M. Contrasted types of mud-cracks. Trans. R. Soc. Canada, 20, 1926,  
 с. 71—75.  
 Kindle E. M. and Cole L. H. Some mud-cracks experiment. Geol. Meere, 1938,  
 2, с. 278—283.  
 Longwell C. R. Three common types of desert mud-cracks. AJS, 15, 1928,  
 с. 136—145.

## ЗНАКИ ОТ КРИСТАЛЛОВ ЛЬДА И ДРУГИЕ, стр. 116

- Лунгергаузен Л. О. О фациальной природе и условиях образования древних свит Башкирского Урала. Сов. геол., 18, 1947, с. 35—74.  
 Твенхофел В. Учение об образовании осадков. 1936, с. 596—598.  
 Allan J. A. Ice crystals markings. AJS, 5 ser., 11, 1926, с. 494—500.  
 Clarke I. M. Strand and undertow markings etc. New York St. Mus., Bull. 196,  
 1918, с. 205—210.  
 Lahee F. H. Field geology. 4-е изд., New York., 1941, 853 с.  
 Mark W. D. Fossil impressions of crystals in lake Bonneville beds. JG, 40, 1932,  
 с. 171—176.  
 Pfannenstiel M. Spuren von Eiskristallen. NJ, 61, 1929.  
 Soergel W. Diluvial Eiskeile. ZDGG, 88, Н. 3, 1936.  
 Twenhofel W. H. Impressions made by bubbles etc. BGS, 32, 1921.  
 Udden J. A. Fossil ice crystals. Univ. Texas Bull., No. 1821, 1918, с. 1—8, 10 табл.

## ЗНАКИ НА ПОВЕРХНОСТИ ОБЛОМКОВ, стр. 117—118

- Williams L. Classification and selected bibliography of the surface textures sedimentary fragments. Rep. Com. Sed. for 1936—1937, 1937, с. 114—128. Литература.

## ВЫДЕЛЕНИЯ, стр. 118

## КОНКРЕЦИИ, стр. 119—123

- Виталь Д. А. Современные известково-магнезитовые конкреции и оолиты озер Кулундинской степи. БМОИП, 23 (2), 1948, с. 83—100.  
 Виталь Д. А. Современные карбонатные конкреции соляных озер Кулундинской степи и их генезис. Тр. ИГН, 125, 1950, 8<sup>а</sup> с.  
 Кленова М. В. Геология моря. 1948, с. 338—352.  
 Македонов А. В. Конкреции Воркутской свиты. Автореферат. ИГН АН СССР,  
 М., 1954, 22 с.  
 Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород, ч. II. 1940, с. 48—56.  
 Твенхофел В. Учение об образовании осадков. 1936, с. 614—631.  
 Теодорович Г. И. О кремнистых образованиях верхнего палеозоя западного склона Южного Урала. БМОИП, 13 (4), 1935, с. 503—514.

- Хандамиров Т. И. Об образовании конкреций. ДАН, 36, № 7, 1942, с. 209—211.
- Bates R. L. Occurrence and origin of certain limonite concretions. JSP, 8, No. 3, 1938, с. 91—99.
- Cox G. H., Dean R. S. and Gottschalk V. H. Studies on the origin of Missouri cherts and zinc ores. Missouri School of Mines, Bull. 2, v. 3, 1916, с. 5—34.
- Hanna M. A. Barite concretions from the Yazoo clay, eocene of Louisiana. JSP, 6, No. 1, 1936, с. 28—30.
- Hill W. Flint and chert. Geol. Ass. Proc., 22, 1911, с. 61—94.
- Kindle E. M. Range and distribution of certain types of Canadian Pleistocene concretions. BGSA, 34, 1923, с. 609—646. Литература.
- Mathias H. E. Syngenetic origine of pyrite concretions in the Pennsylvania shales of north-central Missouri. JG, 34, 1928, с. 440—450.
- Perutz M. Radioactive nodules from Devonshire, England. Mitt. Min. und Petr., 51, H. 1—2, 1939, с. 141—161.
- Richardson W. A. On the origin of septarian structure. Miner. Mag., 56, 1919, с. 327—338.
- Richardson W. A. The relative age of concretions. GM, 58, 1921, с. 114—124.
- Stopes M. C. and Watson D. M. On the present distribution and origin of the calcareous concretions in coalseams, known as «coal balls». Phil. Trans. Soc. Edinburg, ser. B., 200, 1909, с. 167—218.
- Tarr W. A. Origin of the chert in the Burlington limestone. AJS, 44, 1917, с. 409—452.
- Tarr W. A. Syngenetic origin of concretions in shales. BGSA, 32, 1921, с. 373—384.
- Tarr W. A. Concretions in the Champlain formation. BGSA, 46, 1935, с. 1493—1534.
- Thomas H. D. Spiral concretions; a possible solution. Mag. Nat. Hist., 5, No. 35, 1935, с. 122—132.
- Todd J. E. Concretions and their geological effects. BGSA, 14, 1903, с. 353—368.
- Weeks L. G. Environment and mode of origin and facies relationships of carbonate concretions in shales. JSP, 23, No. 3, 1953, с. 162—173.

## СФЕРОЛИТЫ, стр. 123—129

- Бетехтин А. Г. О генезисе Чиятурского марганцевого месторождения. Тр. конфер. по генезису руд железа, марганца и алюминия, 1937, с. 259—288.
- Вальтер И. Законы образования пустынь. 1911, 201 с.
- Заваринский А. Н. Об оолитовой структуре. Тр. Минер. музея АН., III, 1927, с. 25—48.
- Кантор М. И. Генезис керченских железорудных месторождений. Тр. конфер. по генезису руд железа, марганца и алюминия, 1937, с. 119—130.
- Кленова М. В. Геология моря. 1948, с. 145—146.
- Кузнецов А. М. Об образовании агатовых оолитов. ДАН, 49, № 7, 1945, с. 521—522.
- Максимович Г. А. Кальцитовые пизолиты, оолиты и конкреции пещер и рудников. ДАН, 1954. Литература.
- Марк Р. и Юнг Г. Физическая химия и ее применение к проблемам минералогии, петрографии и геологии. 1933, 170 с.
- Новохатский И. П. Некоторые особенности оолитовых железных руд. Изв. Каз. АН, 70, 1949, с. 118—124.
- Рожкова Е. В. Минералогия и условия образования бобовых железо-алюминиевых руд. Тр. конфер. по генезису руд железа, марганца и алюминия, 1937, с. 535—549.
- Рожкова Е. В. и Соловьев Н. В. К вопросу образования сферолитовых и оолитовых структур. БМОИП, 15 (4), 1937, с. 348—362.
- Твенхофель В. Учение об образовании осадков. 1936, с. 665—675.
- Baker G. and Frostick A. C. Pisoliths and ooliths from some Australian caves and mines. JSP, 17, No. 2, 1947, с. 39—67.
- Baker G. and Frostick A. C. Pisoliths, ooliths and calcareous growths in limestone caves at Port Campbell, Australia. JSP, No. 2, 1951, с. 85—104.
- Bersier A. Les oolithes noires de recif kimmerigien de Valfin (Jura) et leur genèse. Bull. Lab. Géol. Lausanne, 59, 1937, 8 c.
- Brown T. C. Origin of oolites and the oolitic texture in rocks. BGSA, 25, 1914, с. 745—780.
- Bucher W. H. On oolites and sphaerulites. JG, 26, 1918, с. 593—600.
- Casteret N. Dix ans sous terre. Paris, 1950, с. 220.
- Cayeux L. Les roches sédimentaires de France. Roches carbonatées. Mém. Carte Géol. France. 1935.

- Davidson E. C. and McKinstry H. E. «Cave pearls», oolites and isolated inclusions in vein. EG, 26, 1931, c. 289—294.
- Eardley I. The sediments of the Great Salt Lake. BAAPG, 22, 1938, c. 1305—1411.
- Fox C. S. Bauxite and aluminous laterite. 1932.
- Kaisin F. Les calcaires oolithiques de l'étage viséen. Ann. Soc. Sc. Brux., 44, 1925, c. 362.
- Linck G. Die Bildung der Oolite und Rogensteine. NJ, B. Bd. 16, 1903, c. 495—513.
- Linck G. Über die Bildung der Oolite und Rogensteine. Jenaische Zeits. f. Wiss., 45, 1909, c. 267—278.
- Mathews A. A. Origin and growth of the Salt Lake oolites. JG, 38, 1930, c. 633—642.
- Pia J. Die rézenten Kalksteine. Zeits. f. Krist. Min. Petr., Erg. Bd., 1933, 420 c.
- Pratje O. Recente marine Eisenoode in der Nordsee. C. I. Min., 1930.
- Schade H. Zur Entstehung der Hornsteine und ähnlicher konzentrisch-geschichteter Steine, organischen und anorganischen Ursprung. Zeit. f. Chemie u. Industrie der Kolloide, 4, 1909, c. 175—180.
- Shoep A., Hacquaert A. L., Goossens A. Recherches sur quelques roches carbonatées à grain fin et sur des calcaires oolithiques du Katanga. Ann. Srev. Mines, Com. Spec. du Katanga, 3, 1932, c. 56 Brussels. Резюме в JSP, 4, No. 2, 1934, c. 98—99.
- Spencer E. On the occurrence of sphaerulitic siderite and other carbonates in sediments. QJ, 81, 1925, c. 667—705.
- Vaughan T. W. Papers from the Tortugas Laboratory. Carnegie Inst., 5, 1914, c. 49—59.

## ФУНТИКИ, стр. 129—130

- Матвеев К. К. Cone-in-cone структура с р. Чусовой, близ Верейно. Тр. СПб, общ. ест., 41, в. 1, № 5—6, 1910, с. 221—226.
- Матвеев К. К. Исследования из области явлений нарушенной кристаллизации. 1941, диссертация.
- Матвеев К. К. О распространении образований нарушенной кристаллизации («кон-ин-кон») в кунгурских отложениях западного склона Урала. Минерал. сборн. 1, Уральск. фил. Акад. Наук, 1948, с. 28—32.
- Матвеев К. К. Поля нарушенной кристаллизации в верхнекунгурских отложениях Молотовского Приуралья. Тр. Горно-геол. инст., Уральск. фил., 20, 1953, с. 107—124.
- Тарр В. А. Сложные конусы. В монографии Твенхофела, 1936, с. 631—647. Литература.
- Cayeux L. Les roches sédimentaires de France. Roches carbonatées. Mém. Carte Géol. France. Paris. 1935. Литература.
- Denayeur M. E. Sur la microstructure et la composition des «cone-in-cone» du siégeien métamorphique du Morhet, Ardennes. Bull. Soc. Géol. Belge, 49, f. 1—2, 1940, с. 119—125.
- Denayeur M. E. Sur le cone-in-cone et les septaria. CR, 223, No. 23, 1946, с. 953—954.
- Linck G. Tutenmergel und Nagelkalk. Chem. d. Erde, 6, 1931, с. 227—238.
- Long W. D., Spauth L. F., Richardson W. A. On the shales with «Beef». QJ, 79, 1923, с. 47—99.
- Shaub B. M. The origin of cone-in-cone and its bearing on the origin of concretions and septaria. AJS, 34, 1937, с. 331—344.

## ЗАПОЛНЕНИЯ И ВКЛЮЧЕНИЯ, стр. 130—134

- Бушинский Г. И. Петрография и некоторые вопросы генезиса актибинских фосфоритов. БМОИП, 16 (4), 1938, с. 328—344.
- Бушинский Г. И. Структура и текстура мергельно-меловых пород и меловых кремней. БМОИП, 22 (1), 1947, с. 37—44.
- Заваричкий А. Н. Введение в петрографию осадочных горных пород. 1932, 78 с.
- Кленова М. В. Геология моря. 1948, с. 132—134.
- Чирвинский В. Глиняные катуны и сидериты из окрестностей Канева. Изв. Укр. отд. геол. ком., 4, 1924, с. 24—29.
- Шрок Р. Последовательность в свитах слоистых пород. 1950, с. 360—367.
- Яковлев Н. Н. О «червяковых» известняках. ИАН, № 2, 1948, с. 121—123.
- Black, Maurice. In Hatch and Rastall. Petrology of the sedimentary rocks. 1938.

- Bramlette M. N. and Bradley W. H. Geology and biology of North-Atlantic deep-sea cores between Newfoundland and Ireland. USGS, Prof. Pap., 196-A, 1940.
- Dapples E. C. The sedimentational effects of the work of marine scavengers. AJS (5), 36, 1938, c. 54—65.
- Dapples E. C. The effect of macro-organisms upon near-shore marine sediments. JSP, 12, 1942, c. 118—126.
- Eardley I. The sediments of Great Salt lake. BAAPG, 22, 1938, c. 1305—1411.
- Haab W. H. Formation of clay balls. JG, 35, 1927, c. 150—157.
- Moore H. B. Faecal pellets from marine deposits. Discovery Repors, VII, 1933, c. 17—26.
- Moore H. B. Faecal pellets in relation to marine deposits. Rec. Mar. Sed., 1939, c. 516—525. Литература.
- Potonie H. Lehmerölle und Seebälle. Naturw. Wochenschr., N. F., 5, No. 16, 1916.
- Richter R. Die Entstehung von Tongeröllen und Tongallen unter Wasser. Senck., 8, H. 5—6, 1926, c. 305—315. Литература.

## СТИЛОЛИТЫ, стр. 134—138

- Заваринский А. Н. Введение в петрографию осадочных горных пород. Л., 1932, 78 с.
- Твенхофель В. Учение об образовании осадков. 1936, с. 647—651.
- Теодорович Г. И. О происхождении сутуро-стилолитовых поверхностей. ДАН, 50, 1945, с. 459—461.
- Теодорович Г. И. Литология карбонатных пород палеозоя Урало-Волжской области. 1950. Стилолиты, с. 166—172.
- Успенский В. А. О природе стилолитовых образований в кембрийских известняках Приангарья. Геохим. сборн. 1, 1949, с. 159—166.
- Швепцов М. С. Петрография осадочных пород. 1934, 373 с.
- Шрок Р. Последовательность в свитах слоистых пород. 1950, с. 271—273.
- Яржемский Я. Я. К литологии среднего кембрия Приангарья. Иркутск, 1936, 167 с.
- Bastin E. S. Relation of cherts to stylolites at Carthage, Missouri. JG, 41, 1933, c. 371—381.
- Bastin E. S. Discussion: a note on pressure stylolites. JG, 48, 1940, c. 214—216.
- Fuchs T. Ueber die Natur und Entstehung der Stylolithen. Sitzber. d. Ak. Wiss. Wien, 103, 1874, c. 673—688.
- Goldman M. Stylolites. JSP, 10, No. 3, 1940, c. 146—147.
- Price P. H. Stylolites in sandstone. JG, 42, 1934, c. 188—192.
- Shaub B. M. The origin of stylolites. JSP, 9, No. 2, 1939, c. 47—61. Литература.
- Shaub B. M. Coal partings in stylolite seems. JSP, 17, 3, 1947, c. 114—118.
- Shaub B. M. Do stylolites develop before or after the hardening of the enclosing rocks? JSP, 19, No. 1, 1949, c. 26—36.
- Sloss L. L. and Feray D. E. Microstylolites in sandstones. JSP, 18, 1948, c. 3—14.
- Stockdale P. B. Stylolites, their nature and origin. Indian Univ. Studies, 9, No. 35, 1922, c. 1—97.
- Stockdale P. B. Solute genesis of stylolites structures. Pan-Amer. Geol., 39, 1923, c. 353—364.
- Stockdale P. B. The stratigraphic significance of solution in rocks. JG, 34, 1926, c. 399—414.
- Stockdale P. B. Rare stylolites. AJS (5), 32, 1936, c. 129—133.
- Stockdale P. B. Stylolites, primary or secondary? JSP, 13, 1943, c. 3—12.
- Stockdale P. B. Stylolites with films of coal. JG, 53, 1945, c. 133—136.
- Tarr W. A. Stylolites in quartzite. Science, 43, 1916, c. 819—820.
- Wagner G. Stylolithen und Drucksuturen. Geol. u. Pal. Abh., II, H. 2, 1913, c. 101—128.

## ПОРИСТОСТЬ, ПРОНИЦАЕМОСТЬ И ПЛАСТИЧНОСТЬ, стр. 138—142

- Блюмер Э. Нефтяные месторождения. Основы геологии нефти. 1929, 401 с.
- Вистелиус А. Б. Ритм пористости и явление фазовой дифференциации осадочных толщ. ДАН, 54, № 6, 1946, с. 519—521.
- Вистелиус А. Б. О корреляции мезоритмов в нижнепермских отложениях Закамской Татарии и их стратиграфическое значение. ДАН, 55, № 3, 1947, с. 241—244.

- Вистелиус А. Б. Пористость и химический состав карбонатных толщ. Тр. Лаб. гидрог. проблем, 1949, с. 194—202.
- Вистелиус А. Б. Ритмы пористости в нижнеказанских отложениях Южной Татарии. Тр. ЛОЕ, 68, № 2, 1951, с. 150—167.
- Губкин И. М. Учение о нефти. 1937, с. 272—295.
- Денисов Н. Я. Уменьшение пористости глинистых пород при их уплотнении и его геологическое значение. ДАН, 53, № 5, 1946, с. 451—454.
- Лиляев Э. Р. Геология нефти и природного газа. 1938, с. 139—160.
- Покровский Г. И. К вопросу о пластичности глин. Почвов., № 8, 1940, с. 38—42.
- Райс Г. Глины, их залегание, свойства и применение. 1932, 528 с.
- Сермягин В. А. Литология верхнепалеозойских рифовых известняков западного склона Урала. Тр. ВНИГРИ, 115, 1939, с. 177—188.
- Теодорович Г. И. Строение пористых промежутков в карбонатных нефтеносных породах и их проницаемость, на примере палеозойских коллекторов Башкирии. ДАН, 39, № 6, 1943, с. 231—234.
- Archie G. E. Classification of carbonate reservoir rocks and petrophysical considerations. BAAPG, 36, No. 2, 1952, с. 278—298.
- Athy L. F. Density, porosity and compaction of sedimentary rocks. BAAPG, 14, 1930, с. 1—25.
- Fraser H. J. Experimental study of the porosity and permeability of clastic sediments. JG, 43, 1935, с. 910—1010.
- Gaither A. A study of porosity and grain relationships in experimental sands. JSP, 23, No. 3, 1953, с. 180—195.
- Goldstein A. Cementation of Dakota sandstones of the Colorado front range. JSP, 18, No. 3, 1948, с. 108—125.
- Gratton L. C. and Fraser H. J. Systematic packing of spheres — with particular relation to porosity and permeability. JG, 43, 1935, с. 785—909.
- Griffiths J. C. Grain-size distribution and reservoir — rock characteristics. BAAPG, 36, No. 2, 1952, с. 205—229. Литература.
- Hedberg H. D. Gravitational compaction of clays and shales. AJS, 31, 1936, с. 241—281.
- Hohlt R. B. The nature and origin of limestone porosity. Quart. Colorado School Mines, 43, No. 4, 1948, 52 с.
- Howard W. V. and David M. W. Development of porosity in limestones. BAAPG, 20, 1936, с. 1389—1412.
- Imbitt W. C. Carbonate porosity and permeability. В сборнике «Trask. Applied sedimentation». New York, 1950, с. 616—632.
- Jones O. T. The compaction of muddy sediments. QJ, 100, part 1—2, 1944, с. 137—160.
- Russel C. D. and Dickey P. A. Porosity, permeability and capillary properties of petroleum reservoirs. В сборнике «Trask. Applied sedimentation». New York, 1950, с. 579—615.
- Schwade I. T. Salt-dolomite intergrowths. BAAPG, 31, 1947, с. 2208—2214.
- Taylor J. M. Pore-space reduction in sandstones. BAAPG, 34, No. 4, 1950, с. 701—716.

#### ОТДЕЛЬНОСТЬ, стр. 143

Дмитриев Г. А. Сферическая отдельность в осадочных породах Южного Урала в бассейне рек Сима и Юрзани. ИАН, № 2, 1941, с. 40—55.

#### ЦВЕТ ОТЛОЖЕНИЙ, стр. 144—148

- Гейслер А. Н. К вопросу об окраске пестроцветных отложений. ЗМО, 78, в. 2, 1949, с. 115—123.
- Гридинев Н. И. Генезис и фации кайнозойских моласс Сурхандарьинской депрессии. Тр. Инст. Геол. Узб. АН, IX, 1953, с. 129—155.
- Даничев В. И. Об интерпретации данных литологического исследования осадочных пород. ИАН, № 5, 1946, с. 111—118.
- Даничев В. И. Значение цифровой характеристики цвета осадочных пород. Сов. геол., 18, 1947, с. 164—171.
- Даничев В. И. Опыт литологического изучения нижней части отложений татарского яруса Казанского Поволжья. Тр. ИГН, 87, 1947, с. 81—82.
- Кленова М. В. Окраска осадков полярных морей. ДАН, 39, № 8, 1938, с. 627—630.

- Миропольский Л. М. О красноцветных отложениях пермского возраста Среднего Поволжья, Прикамья и их цвете. ДАН, 41, № 8, 1943, с. 336—339.
- Оствальд В. Цветоведение. 1927.
- Попов И. В. Характеристика цвета пород по шкале В. Оствальда. Сб. «Гидро-геология и инжен. геод.», 1, ВИМС, 1935, с. 14—19.
- Пустолов Л. В. Петрография осадочных пород, ч. II. 1940, с. 85—100.
- Разумовская Е. Э. Причины и характер красной окраски калиевых соединений Соликамского месторождения. Мат. по общ. и прикл. геол., 105, 1927, с. 61—74.
- Рухин Л. Б. Основы литологии. Л.—М., 1953, с. 412—415.
- Твенхофел В. Учение об образовании осадков. 1936, с. 675—687.
- Ферсман А. Е. Цвета минералов. АН СССР, М.—Л., 1936, 158 с.
- Хабаков А. В. Наблюдения над особенностями и происхождением окраски осадочных пород. Метод. рук. по геол. съемке. 1954, с. 92—98.
- Dorsey G. E. The origin of the color of red beds. JG, 34, 1926, с. 131—143.
- Grim R. E. The depositional environment of red and green shales. JSP, 21, No. 4, 1951, с. 226—232.
- Hager D. S. Factors affecting the colour of sedimentary rock. BAAPG, No. 12, 1928, с. 901—938.
- Keller W. D. Illite and montmorillonite in green sedimentary rocks. JSP, 23, No. 1, 1953.
- Noil W. Mineralbildung im System  $\text{Al}_2\text{O}_3$ — $\text{SiO}_2$ — $\text{H}_2\text{O}$ . NJ, 70, Abt. A, 1935, с. 65—115.
- Patnode H. N. Relation of organic matter to color of sedimentary rocks. BAAPG, 25, 1941, с. 1921—1933.
- Raymond P. E. The significance of red color in sediments. AJS, 13, 1927, с. 234—251.
- Raymond P. E. The pigment in black and red sediments. AJS, 240, 1942, с. 658—669.
- Robb G. L. Red bed coloration. JSP, 19, No. 3, 1949, с. 99—103.
- Sandell E. B. Colorimetric determination of traces of metals. New York, 1952, 487 с.

#### Глава IV. ТИПЫ ВАЖНЕЙШИХ ОСАДКОВ, стр. 149—213

##### СХЕМЫ КЛАССИФИКАЦИИ. ОБЩИЕ ПОНЯТИЯ, стр. 149—162

- Авдусин П. П. и Батурина Б. П. Опыт методики исследования механических осадков. Тр. Азерб. нефт. инст., 1930, 71 с.
- Алиев А. Г. Петрография третичных отложений Азербайджана. 1949, Баку, с. 303—311.
- Батурина Б. П. Справочное руководство по петрографии осадочных пород, ч. I. М.—Л., 1932, 58 с.
- Белый Л. Д. О генетической классификации континентальных отложений. ИАН, № 2, 1950, с. 152—157.
- Гаель А. Г. Об обозначении и классификации генетических типов песчаных образований. Тр. сов. секц. межд. асс. по изуч. четв. пер., 4, 1939, с. 119—121.
- Гейслер А. Н. К вопросу о структурах классификации обломочных осадочных пород. Лит. сб., 2, 1948, с. 15—23. Литература.
- Завариков А. Н. Введение в петрографию осадочных горных пород. Л., 1932, 78 с.
- Завариков А. Н. О терминах алеврит, альбитит и некоторых других. Пр. сов. геол., 8, 1934, с. 127—130.
- Зубов Н. Н. О классификации осадочных пород и донных отложений по механическому составу. ИГО, 82, № 2, 1950, с. 191—197.
- Кленова М. В. Механический состав морских осадков. Сов. геол., 18, 1947, с. 16—33.
- Кленова М. В. Классификация современных морских осадков. ИАН, № 3, 1954, с. 51—71.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Петрография. З-е изд., М., 1933, 760 с.; 4-е изд., М., 1940, 494 с.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. и Струве Э. А. Петрографический словарь. 2-е изд., 1937, 416 с.
- Лукашев К. И. Элементы генетического грунтоведения. Л., 1938, 280 с.
- Максимов Б. А. Трехчленная классификация и номенклатура рыхлых осадочных пород. БМОИП, 16 (4), 1938, с. 351—363.

- Малютин В. Л., Разумовский Н. К., Хабаков А. В. Терминология некоторых свойств и условные обозначения осадочных горных пород. ЗМО, 60, № 2, 1931, с. 307—317.
- Мильнер Г. Б. Петрография осадочных пород. Под ред. В. П. Батурина. 1934, 335 с. Литература.
- Мирчиник Г. Ф. Классификация рыхлых пород. Изв. ГГРУ, 50, в. 34, 1931, с. 551—553.
- Николаев Н. И. Генетические типы новейших континентальных отложений. БМОИП, 21 (4), 1946, с. 25—63.
- Половинкина Ю. И., Викулова М. Ф. и другие. Структуры горных пород, т. 2. 1948, 201 с.
- Приклонский В. А. Грунтоведение, т. II. М., 1952, с. 45—58.
- Пустовалов Л. В. О классификации и номенклатуре глинисто-алеврито-песчаных пород. Сб. памяти В. И. Вернадского, 2, 1936, с. 937—951.
- Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород, ч. II. 1940, с. 100—106.
- Розенбуш. Описательная петрография, 1934, 720 с.
- Рухин Л. Б. Основы литологии. 1953, 671 с.
- Рухин Л. Б. Полевые наблюдения над составом и структурами осадочных пород. Метод. рук. по геол. съемке, 1954, с. 71—98.
- Сергеев Е. М. Опыт построения генетической классификации грунтов. Вестн. Моск. ун-та, № 9, 1948, с. 81—94.
- Твенохфель В. Учение об образовании осадков. 1936, с. 178—533.
- Теодорович Г. И. О классификации обломочных пород. ИАН, № 4, 1939, № 4, с. 144—157.
- Тиррел Г. В. Основы петрологии. 1932, с. 168—242.
- Уодделл Х. Объем, форма и округленность частиц пород. 1935, с. 77—85.
- Шандлер Е. В. Генетические типы четвертичных континентальных осадочных образований. Мат. по четвер. пер., 2, 1950, с. 178—191.
- Шведов М. С. Петрография осадочных пород. 1934, 374 с., 2-е изд., М., 1948. Русская литература.
- Шведов М. С. О терминологии, классификации и краткой характеристике осадочных пород. БМОИП, 16 (4), 1938, с. 297—312.
- Яковлев С. А. О классификации и номенклатуре рыхлых осадочных пород по механическому составу. Изв. ГГРУ, 50, в. 34, 1931, с. 547—551.
- Вагт Т. Ф., Корренс С. В., Эскола Р. Die Entstehung der Gesteine. Berlin, 1939, 422 с.
- Бургарт Ж. Essai d'une classification raisonnée des matériaux meubles. Bull. Soc. Géol. France, Sér. 5, II, No. 4—6, 1942, с. 117—153.
- Босвелл Р. Г. H. On the mineralogy of sedimentary rocks. London, 1933, 393 с.
- Кайль L. Introduction à l'étude pétrographique des roches sédimentaires. Mém. Carte Géol. France. 1916, 2 éd., 1931.
- Classification and nomenclature of rocks units. BGSA, 44, 1933, с. 423—459; BAAPG, 17, 1933, с. 843—868; 23, 1939, с. 1068—1098.
- Корренс С. В. Recent German studies of sediments. Rep. Com. Sed. 1938—1939, Nat. Res. Couns., 1939, с. 19—43.
- Дэпплз Е. С., Крамбайн В. С., Слосс Л. Л. The organization of sedimentary rock. JSP, 20, No. 1, 1950, с. 3—20.
- Гроут Ф. Ф. Petrography and petrology. New York, 1932, 522 с.
- Наркер А. Metamorphism. A study of the transformation of rock-masses. London, 1932, 360 с.
- Хэтч Ф. Г. и Растилл Р. Г. The Petrology of the sedimentary rocks. Third edition, revised by Maurice Black, 1938.
- Кемп Дж. Ф. A handbook of rocks. New York, 1940, 300 с.
- Крамбайн В. С. A proposed compilation of size data of sediments. Rep. Comm. Sed. 1939—1940, 1940, с. 6—22. Литература.
- Крамбайн В. С. and Pettijohn F. J. Manual of sedimentary petrography. New York, 1938, 549 с.
- Лаппарт Ж. Classification of sedimentary clays. CR, 195, 1932, с. 247—258.
- Петтиジョン F. J. Mineralogy of sedimentary rocks, 1937—1939. Rep. Comm. Sed., 1939—1940, 1940, с. 22—69. Литература.
- Петтиジョン F. J. Sedimentary rocks. New York, 1949, 526 с.
- Рассел Р. Д. и Джейлор Р. Е. Bibliography on roundness and shape of sedimentary particles. Rep. Comm. Sed. f. 1936—1937, 1937, с. 65—80.
- Шрок Р. Р. A classification of sedimentary rocks. JG, 56, 1948, с. 118—129.
- Тровбридж А. А. A classification of common sediments and some criteria for identification of the various classes. JG, 22, 1914, с. 420—436.

- T w e n h o f e l W. H. and T y l e r S. A. Methods of study of sediments. New York—London, 1941, 183 c.
- U d d e n J. A. Mechanical composition of clastic sediments. BGSA, 25, 1914, c. 655—744.
- W a d e l l H. Volume, shape and roundness of rock particles. JG, 40, 1932, c. 443—451.
- W e n t w o r t h G. K. A scale of grade and classterms for clastic sediments. JG, 30, 1922, c. 377—392.

## БРЕКЧИИ, стр. 162—164

- Б у ш и н с к и й Г. И. Структура и текстура мергельно-меловых пород и меловых кремней. БМОИП, 22 (1), 1947, с. 37—44.
- Л у н г е р с г а у з е н Л. О фациальной природе и условиях отложения древних свит Башкирского Урала. Сов. геол., 18, 1947, с. 35—74.
- М а с л о в В. П. Классификация брекчий. БМОИП, 16 (4), 1938, с. 313—321.
- П и т к о в с ь к а Ц. Н. Допитания про похождения брекчії Петровського купола. Геол. журн. АН Укр. ССР, 7, в. 3, 1940, с. 221—226.
- В о н п е у Т. С. On the relation of certain breccias to the physical geography of their age. QJ, 58, 1902.
- N o r t o n W. H. A classification of breccias. JG, 25, 1917, с. 160—194.
- R e i n o l d s S. H. Breccias. GM, 65, 1928, с. 97—107. Полная классификация.

## ГАЛЕЧНИКИ И КОНГЛЮМЕРАТЫ, стр. 165—168

- Р у х и н Л. Б. Основы литологии. Л.—М., 1953, с. 357—364.
- Х а б а к о в А. В. Краткая инструкция для полевого исследования конгломератов. ВГРО, Л., 1933, 12 с.
- B a g g e l J. Marine and terrestrial conglomerates. BGSA, 26, 1925, с. 279—341.
- C a i l l e u x A. Distinction des galets marine et fluviatiles. Bull. Soc. Géol. France, 5 ser., 15, 1945, с. 375—404.
- T w e n h o f e l W. H. The environmental significance of conglomerates. JSP, 17, No. 3, 1947, с. 119—128. Литература.
- W e n t w o r t h C. K. A laboratory and field study of cobble abrasion. JG, 27, 1919, с. 507—522.

## ПЕСКИ И АЛЕВРИТЫ, стр. 168—176

- Б а т у р и н В. П. Новый метод изучения песчано-алевритовых осадков (гранулометрический анализ). ДАН, 37, № 2, 1942, с. 75—78.
- Б а т у р и н В. П. Новая гранулометрическая шкала для кластических осадков. ДАН, 38, № 8, 1943, с. 277—280.
- Б р ы з г а л о в Н. А. и соавторы. Формовочные пески. ВИМС, Оценка мест., в. 3, 1949, с. 1—117.
- В а с и л ь е в А. М. Псевдопесчаные грунты и способы их опознавания. Сов. геол., 5—6, 1940, с. 137—144.
- Г а е л ь А. Г. Руководство к исследованию песков. М., 1930, 135 с.
- З а в а р и ц к и й А. Н. Введение в петрографию осадочных горных пород. Л., 1932, 78 с.
- П ре ображенский И. А. О форме зерен песка. Тр. ИГН, 21, 1940, с. 1—21.
- П у с т о в а л о в Л. В. Петрография осадочных пород, ч. II. 1940, с. 134—167.
- Р у н г е Г. Петрография песков и ее значение для геологии нефтяных месторождений. Инст. нефт. техн., 1934, 144 с.
- Р у х и н Л. Б. Примеры реконструкции генезиса древних песков по их гранулометрии. Уч. зап. Ленингр. ун-та, 1945, с. 147—161.
- Р у х и н Л. Б. Гранулометрический метод изучения песков. Л., 1947 (1), с. 150—158. Литература.
- Р у х и н Л. Б. Гранулометрия и генезис песков. Сов. геол., 18, 1947 (2), с. 106—125. Литература.
- Р у х и н Л. Б. Типы песчаных фаций. Лит. сб. 1, 1948, с. 85—92.
- Р у х и н Л. Б. Основы литологии. Л.—М., 1953, с. 51—63.
- У оделл Х. Объем, формы и округленность частиц пород. М., 1935, с. 77—85.
- Ф а д е е в П. И. Пески СССР, ч. I. 1951, 290 с.
- Ф л о р е н с к и й В. П. К вопросу о номенклатуре песчано-алеврито-пелитовых пород и их классификации. БМОИП, 16 (4), 1938, с. 345—352.
- Ш в е ц о в М. С. Петрография осадочных пород. 1934, 2-е изд., 1948, 374 с.
- A n d e r s o n G. E. Experiments on the rate of wear of sand grains. JG, 34, 1926, с. 144—158.

- Barton D. G. The geological significance and genetic classification of arcose deposits. JG, 24, 1916, c. 417—449.
- Blacktin S. C. Dust. London, 1935.
- Cayeux L. Les roches sédimentaires de France. Roches siliceuses. Paris, 1929.
- Dapples E. C. Sandstone types and their associated depositional environments. JSP, 17, 1947, c. 91—100.
- Evans O. F. Some structural differences between wind-laid and water-laid deposits on the west shore of lake Michigan. JSP, 14, No. 2, 1944, c. 94—96.
- Hadding A. The pre-Quaternary rocks of Sweden. III. Palaeozoic and mesozoic sandstones of Sweden. Lunds Univ. Arskr., 25, No. 3, 1929, 287 c.
- Wadell H. Volume, shape and roundness quartz-particles. JG, 43, 1935, c. 250—280.
- Waldschmidt W. A. Cementing materials in sandstones and their probable influence on migration and accumulation of oil and gas. AAPG, 25, No. 10, 1941, c. 1839—1879.
- Wentworth C. K. Method for computing mechanical composition of sediments. BGSA, 40, 1929, c. 771—790.

## ГЛИНЫ, стр. 176—182

- Архангельский А. Д. и Залманзон Э. С. Несколько слов о диагенезе морских глинистых отложений. ДАН, 1930, с. 475—480.
- Викулова М. Ф. Глины. Неметаллич. ископ. СССР, 4, 1941, с. 1—20, 167—170.
- Викулова М. Ф. Электронно-микроскопическое исследование глин. М.—Л., 1952, 20 с.
- Викулова М. Ф. Метод окрашивания глинистых минералов органическими красителями. В сб. Веденеева Н. Е. и Викулова М. Ф. «Метод исследования глинистых минералов с помощью красителей». М., 1952, с. 23—43.
- Гинзбург И. И. Опыт характеристики генетических типов глинистых образований. Изв. Петр. Пол. инст., 1915, 44 с.
- Глины СССР. Часть 1. Общая. Земятченский П. А., 1935, 359 с. Часть 2. Месторождения. Федосеев А. Д. и Зенькович Ф. А., 1937.
- Гончаров В. В. Огнеупорные глины Боровичско-Любытинского района. Л., 1952, 236 с.
- Земятченский П. А. Что такое глина? К познанию русских глин. КЕПС, отчеты № 18, 1923, с. 3—28.
- Райс Г. Глины, их залегание, свойства и применение. Л., 1932. Перевод с дополнительной статьей В. И. Лучицкого и П. И. Юдинсона. 528 с. Литература.
- Седлецкий И. Д. Минералогический состав глин и их генезис. Сов. геол., 8, 1940, с. 82—90.
- Bragg W. Clay. Proc. R. Inst. Great Brit., London, v. 30, pt. 1, No. 140, 1938, c. 39—67.
- Grim R. E. Properties of clay. Rec. Mar. Sed. 1939, с. 466—495. Литература.
- Grim R. E. Modern concepts of clay minerals. JG, 50, 1942, с. 225—275.
- Hedberg H. Gravitational compaction of clays and shales. AJS (5), 31, 1936, с. 241—287.
- Jones O. T. The compaction of muddy sediments. Geol. Soc. London, No. 1395, 1943, с. 65—71.
- Kelley W. P. Base exchange in relation to sediments. Rec. Mar. Sed., 1939, с. 454—465. Литература.
- Krumbein W. C. Shales and their environmental significance. JSP, 17, 1947, с. 101—108.
- Laparent J. Classification of sedimentary clays. CR, 195, 1932, с. 247—258.
- Twenhofel W. H. Terminology of the fine grained mechanical sediments. Rep. Comm. Sed. f. 1936—1937, 1937, с. 81—104.
- Urbain P. Introduction à l'étude pétrographique et géochimique des roches argileuses. Paris, 1937, ч. 1, 60 с.; ч. 2, 82 с.

## КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ, стр. 182—205

## ИЗВЕСТНИКИ, стр. 182—195

- Виноградов С. С. Опыт номенклатуры и классификации карбонатных пород как сырья для производства вяжущих веществ. Бюлл. Ком. по техн. усов. И. Т. Р. М., 1934, № 10, с. 1—14.
- Вишняков С. Г. Карбонатные породы и полевое исследование их пригодности для известкования почв. Л., 1933, 21 с.
- Завариков А. Н. Введение в петрографию осадочных горных пород. Л., 1932, 78 с.

- Зильберминц В. А. и Маслов В. П. К литологии каменноугольных известняков Донецкого бассейна. Тр. ВИМС, 35, 1928, 212 с.
- Маслов В. П. Атлас карбонатных пород, ч. 1. Породообразующие организмы. 1937, 53 с.
- Материалы к познанию Ишимбаевского месторождения нефти. Тр. ВНИГРИ, 101, 1938, 189 с.
- Металлургические известняки юга СССР, ч. 1. Геология и качественная характеристика. Изв. ВИМС, 1936, 103 с.
- Муратов М. В. К вопросу о рациональной классификации карбонатных пород. Сов. геол., 11, 1940, с. 55—62.
- Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород, ч. II. 1940, с. 251—283.
- Самойлов Я. В. и Пустовалов Л. В. К литологии карбонатных осадочных пород. Тр. ВИМС, 26, 65 с.
- Страхов Н. М. Очерки карбонатонакопления в современных водоемах. Сб. памяти А. Д. Архангельского, 1951 (1), с. 487—467.
- Страхов Н. М. Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов. Тр. ИГН, 124, 1951 (2), 370 с.
- Теодорович Г. И. К системе карбонатных пород по их структурным признакам. ИАН, № 1, 1941, с. 50—74.
- Толстыхина М. М. Девонские отложения центральной части Русской платформы. Тр. ВСЕГЕИ, 1952, 141 с.
- Фролова Н. Ф. Классификация глинистых и песчано-карбонатных пород. Сов. геол., 10, № 7, 1939, с. 62—70.
- Сауэх L. Les roches sédimentaires de France. Roches carbonatées. Paris, 1935.
- Evans J. W. Mechanically formed limestones from Junagarh (Kathiawar) and other localities. QJ, 56, 1900, с. 559—583.
- Hadding A. The pre-Quaternary rocks of Sweden. V. On the organic remains of the limestones. Lunds Univ. Arskr., 29, No. 4, 1933, с. 93.
- Ireland H. A. Terminology for insoluble residues. BAAPG, 31, No. 8, 1947, с. 1479—1490.
- Johnston J. The role of inorganic agencies in the deposition of calcium carbonate. JG, 24, 1916, с. 729—750.
- Miller B. L. Limestones of Pennsylvania. Bull. Penn. Geol. Surv., M. 20, 1934, 729 с. Литература.
- North F. J. Limestone, their origins, distributions and uses. London, 1930, 467 с.
- Pia J. Kohlensäure und Kalk. Geol. Meere, 13, 1933, 183 с.
- Pia J. Die rezenten Kalksteine. Zeitschr. f. Krist., Miner., Petr. Abt. B, Erg. Band, 1933, 420 с.
- Steidmann E. Evolution of limestone and dolomite. JG, 19, 1911, с. 323—354, 393—428.
- Vernon R. O. Bibliography of recent advances in the field of calcareous sedimentation. Rep. Comm. Sed. f. 1938—1939, 1939, с. 75—87. Литература 1933—1938 годов.
- Wattenberg H. Kohlensäure und Calciumkarbonat im Meere. Forts. Min., Krist., Petr., 20, 1936, с. 168—195.

## ДОЛОМИТЫ, стр. 195—204

- Кротов Б. П. Доломиты, их образование, условия устойчивости в земной коре и изменения и т. д. Тр. Казан. общ. естеств., 50, в. 6, 1925.
- Ноинский М. Э. О происхождении «брекчийского известняка» Самарской Луки. Тр. Казан. общ. естеств., 39, в. 5, 1905, 23 с.
- Ноинский М. Э. Самарская Лука. Тр. Казан. общ. естеств., 45, в. 4—6, 1913, 768 с.
- Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород, ч. II. 1940, с. 283—301.
- Родионов Н. В. Изучение доломитовой муки. Тр. Лаб. гидрогеол. пробл., 6, 1950, с. 148—171.
- Сапожников Д. Г. Современные осадки и геология озера Балхаш. Тр. ИГН, 132, 1951, 207 с.
- Страхов Н. М. и Цветков А. И. О магнезите и его генезисе в осадочных породах. ЗМО, 73, № 4, 1944, с. 209—222.
- Страхов Н. М. Доломитовые осадки оз. Балхаш и их значение для познания процесса доломитообразования. Сов. геол., 4, 1945, с. 46—66.
- Татарский В. Б. К вопросу о происхождении доломита. ЗМО, 66, № 4, 1937, с. 677—684.

- Татарский В. Б. Литология нефтеносных карбонатных пород Средней Азии и происхождение нефтеносных доломитов. Тр. ВНИГРИ, сер. А, 112, 1939, 89 с. Литература.
- Тенхофел В. Учение об образовании осадков. 1936, с. 299—317.
- Яницкий Э. Р. Доломиты. Харьков, 1926, 21 с.
- Beales F. W. Dolomitic mottling in Palliser (Devonian) limestone, Alberta. BAAPG, 37, 1953, с. 2281—2293.
- Сауэх L. Les roches sédimentaires de France. Roches carbonatées. Fasc. 2 Roches dolomitiques. 1935.
- Cunningham W. A. Dolomite in Permian limestones of West Texas. BAAPG, 19, 1936, с. 1678—1692.
- Hewett D. F. Dolomitisation and ore deposition. EG, 23, No. 8, 1928, с. 821—863; связь с изверженными породами.
- Linck G. Bildung des Dolomits und Dolomitierung. Chemie d. Erde, II, 1937, с. 278—286.
- Philippi E. Ueber Dolomitbildung in heutigen Meeren. NJ, Festb., 1907.
- Steidtmann E. Evolution of limestone and dolomite. JG, 19, 1911, с. 323—345, 393—428.
- Steidtmann E. Origin of dolomite as disclosed by stains and other methods BGSA, 28, 1917, с. 431—450.
- Van Tuyl F. M. The origin of dolomite. Iowa Geol. Surv., 25, 1914, с. 251—422.
- Young R. B. Conditions of deposition of the dolomite series. Trans. Geol. Soc. South Africa, 36, 1933, с. 121—135. Abstr. JSP, 4, 1934, с. 96—97.

## МЕРГЕЛИ, стр. 204—205

- Бушинский Г. И. Цементные мергели — натуралы левобережной Украины и прилегающих областей РСФСР. Тр. ЦНИИГ, сб. 1, 1947, с. 17—36.
- Вишняков С. Г. Карбонатные породы. Л., 1933, 21 с.
- Davis C. A. A contribution to the natural history of marl. JG, 8, 1900, с. 485—497.
- Davis C. A. A second contribution to the natural history of marl. JG, 9, 1901, с. 491—506.
- Davis C. A. Natural history of marl. Geol. Surv. Michigan, 8, pt. 3, 1903, с. 65—96.
- Kindle E. M. The role of thermal stratification in lacustrine sediments. Trans. R. Soc. Canada, 21, 1927, с. 1—35.
- North F. J. Limestones. London, 1930, 467 с.

## КРЕМНИСТЫЕ ПОРОДЫ, стр. 205—213

- Архангельский А. Д. О происхождении некоторых кремнистых пород. Сб. памяти В. И. Вернадского, 2, 1936, с. 863—873.
- Либрович Л. С. Uralonema karpinskii n. gen., n. sp. и другие кремневые тубки. ТГК, 179, 1929, 67 с.
- Петелин В. П. О современных кремнево-губковых морских осадках. БМОИП, 29 (1), 1954, с. 67—70.
- Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород, ч. II. 1940, с. 207—223.
- Рожкова Е. В. К номенклатуре кремневых отложений. Тр. ВИМС, 42, 1929, с. 73—82.
- Рожкова Е. В. и Герецкий Ю. К. Современные кремневые отложения. Происхождение и классификация кремневых опаловых пород. Тр. ВИМС, 177, 1945, с. 4—43.
- Самойлов Я. В. и Рожкова Е. В. Отложения кремнезема органогенного происхождения. Тр. ВИМС, 18, 1925, с. 73.
- Самойлов Я. В. и другие. Биолиты. Сборник. М., 1929, 146 с.
- Сборник мат. по изучению трепела и диатомита в СССР. Тр. ВИМС, 42, 1949, 82 с.
- Тенхофел В. Учение об образовании осадков. 1936, с. 462—487.
- Теодорович Г. И. О кремнистых образованиях верхнего палеозоя западного склона Южного Урала. БМОИП, 13 (4), 1935, с. 503—514.
- Теодорович Г. И. О литологии известковистых кремнисто-глинистых свит Аккерман-Хабаринского района. ИАН, № 2, 1941, с. 24—39.
- Хабаков А. В. О находке фауны радиолярий в кремнистых сланцах и яшмах палеозоя Кавказского хребта и ее палеогеографическом значении. Изв. ВГРО, 51, 1932, 8 с.
- Шведцов М. С. Петрография осадочных пород. 1934, 2-е изд., 1948, 374 с.
- Эдельштейн Я. С. К вопросу о происхождении кремнистых пород. Сб. «Академику В. А. Обручеву», том I, 1938, с. 91—99.

- Anderson R. The diatomaceus and fish-bearing Beida stage of Algeria. JG, 41, No. 7, 1933, c. 672—698.
- Bramlette M. N. The Monterey formation of California and the origin of its siliceous rocks. USGS, Prof. Pap., 212, 1946, c. 1—57.
- Cayeux L. Les roches sédimentaires de France. Roches siliceuse. Mém. Carte Géol. France, 1929.
- Conger P. S. Accumulation of diatomaceous deposits. JSP, 12, No. 2, 1942, c. 55—56. Литература.
- Cox G. H., Dean R. S. and Gottschalk V. H. Studies on the origin of Missouri cherts and zinc ores. Univ. Missouri School of Mines, Bull. 2, v. 3, 1916, c. 5—34.
- Dean R. S. The formation of Missouri cherts. AJS, 45, 1918, c. 411—414.
- Fowler G. M., Lyden J. P., Gregory E. E. and Agar W. M. Chertification on the Tri-State (Oklahoma, Kansas, Missouri) Mining District. Tech. Publ. Amer. Inst. Min. a. Met. Engin., No. 532 (1), 1934, c. 1—50.
- Hind G. J. On beds of sponge remains in the Lower and Upper Greensand of the South of England. Phil. Trans. R. Soc., ser. B, 176, 1885, c. 403—453.
- Kühnel J. Sedimentäre Kieselgesteine, Hornsteine und das Feuersteinproblem. ZDGG, 91, H. 3, 1939, c. 207—231.
- Leith G. K. Silification of erosion surfaces. EG, 28, 1925.
- Moore and Maynard J. E. Solution, transportation and precipitation of iron and silica. EG, 24, 1929, c. 403—520.
- Sujkowski Z. Радиоляриты нижнего карбона массива St. Crois. Бюлл. геол. службы Польши, 7, р. 4, 1932, с. 637—711.
- Sujkowski Z. Радиоляриты восточных Польских Карпат и их сравнение с такими же из Татр. Бюлл. геол. службы Польши, 7, р. 1, 1933, с. 99—168. Резюме в J. Sed. Petr. 4, No. 2, 1934, с. 97.
- Tarr W. A. Origin of chert in the Burlington limestone. AJS, 44, 1917, c. 409—452.
- Tarr W. A. Terminology of the chemical siliceous sediments. Rep. Comm. Sed. f. 1937—1938, 1938, c. 8—27. Литература.
- Wilson V. The occurrence and origin of chert in the corallian formation in Yorkshire. Proc. Yorks. Ph. Soc., 1939, c. 1—17.

## Глава V. ФОРМАЦИЯ МОРЕ, стр. 214—482

- ОБЩИЕ ПОНЯТИЯ. КЛАССИФИКАЦИЯ МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ**, стр. 214—223
- Берг Л. С. О классификации морских осадков. ИГО, № 3, 1947, с. 275—279.
- Кленова М. В. Геология моря. М., 1948, 495 с.
- Кленова М. В. Классификация современных морских осадков. ИАН, № 3, 1954, с. 51—72.
- Кленова М. В. Грунтовые карты. БСЭ, 2-е изд., т. 13, 1952, с. 127—128, карта.
- Мартони Э. Основы физической географии, т. I. 1939, 458 с.
- Приклонский В. А. Грунтоведение, т. II. М., 1952, с. 58—133.
- Шипард Ф. П. Геология моря. М., 1951, 359 с.
- Шокальский Ю. М. Океанография. СПб, 1917, 614 с.
- André K. Geologie des Meeresbodens. Bd. II, Bodenbeschaffenheit. Berlin, 1920, 688 с.
- André K. Das Meer und seine geologische Tätigkeit. «Salomon. Grundzüge der Geologie», I, 1925, с. 361—533.
- Association Océanographie physique. Report on the criteria and nomenclature of the major divisions of the ocean bottom. London, 1940, 134 с.
- Bourcart J. La marge continentale. Bull. Soc. Géol. France, 5 сér., 8, fasc. 5—6, 1938, с. 393—474.
- Bourcart J. Géographie du fond des mers. Étude de relief des océans. 1949, 307 с.
- Bourcart J. Les frontières de l'océan. Paris, 1952, 319 с.
- Collet L. Les dépôts marins. Paris, 1908, 325 с.
- Daly R. A. The floor of the ocean. North Carolina, 1942, 177 с.
- Dietz R. S. Geomorphic evolution of continental terrace (continental shelf and slope). BAAPG, 36, No. 9, 1952, с. 1802—1819.
- Ewing M. G., Wollard G. P., Vine A. C. and Worrell J. L. Recent results submarine geophysics. BGSA, 57, 1946, с. 910—933. Литература.
- Fleming R. H. and Revelle R. Physical processes in the ocean. Rec. Mar. Sed., 1939, с. 48—141. Литература.
- Geyer R. A. Annotated bibliography of marine geophysical and geological surveys. BGSA, 59, 1948, с. 671—696.

- Holtedahl O. The submarine relief of the Norwegian coast. Norsk. Vidensk. Akad. Oslo, 1940, 43 c.
- Kossina E. Die Tiefen des Weltmeeres. Ver. Inst. Meeresk., N. F., H. 9, 1921.
- Krämmel O. Handbuch der Ozeanographie. Bd. I, 1907, 526 c. Bd. II, 1911, 728 c.
- Kuenen P. H. Marine geology. New York—London, 1950, 568 c. Литература.
- Lawson A. C. Insular arcs, foredeeps and geosynclinal seas of Asiatic coast. BGSA, 43, 1932, c. 353—381.
- Meinesz F. A., Umbgrove J. H. and Kuenen P. H. Gravity expeditions at sea. Delft, 1934, 208 c.
- Moulton M. W. The continental shelf. 1952, 367 c.
- Murray J. and Hjort J. Depths of the ocean. London, 1912, 821 c.
- Nansen F. The bathymetrical features of the North Polar Sea. Norweg. North Polar Exped., IV. Oslo, 1904, 338 c.
- National Research Council, Bull. 85. Oceanography, 1932, 581 c.
- Novac V. J. On the origin of the continental shelf. Mém. Soc. R. de Bohème, 18, 1937, c. 1—27.
- Revelle R. R. Marine bottom samples, collected in the Pacific Ocean etc. Carnegie Inst. Pub. 556, 1944, 180 c.
- Rouch J. Traité d'océanographie physique. I, 1943, 256 c.; II, 1946, 349 c.; III, 1948, 413 c. Paris.
- Russell F. S. and Yonge C. M. The seas. London, 1944, 379 c.
- Schott G. Geographie des Indischen und Stillen Ozeans. Hamburg, 1935, 413 c.
- Schott G. Geographie des Atlantischen Ozeans. Hamburg, 1942, 438 c.
- Schwarz A. Meerische Gesteinsbildung. Senck., 15, 1933, c. 69—160.
- Shepard F. P. Submarine geology. New York, 1948, 348 c.
- Sverdrup H. U., Johnson M. W. and Fleming R. H. The oceans, their physics, chemistry and general biology. New York, 1942, 1087 c.
- Toulet J. L'océanographie. Paris, 1922, 224 c.
- Trask P. D. Recent marine sediments. A symposium. Tulsa, 1939, 736 c.
- Twenhofel W. H. The rate of deposition of sediments. JSP, 12, No. 3, 1942, c. 99—110.
- Umbgrove J. H. Origin of continental shelves. BAAPG, 30, No. 2, 1946, c. 349—353.
- Vaughan T. W. Modern marin sediments and sedimentary processes. Rep. Comm. Sed. Nat. Res. Counc., 1936, c. 61—66.
- Vaughan T. W. and others. International aspects of oceanography. Nat. Ac. Sci. Wash., 1937, 225 c.
- Weaver P. Variations in history of continental shelves. BAAPG, 34, No. 3, 1950, c. 351—360.
- Ziemendorff G. Der Kontinentalschelf des Atlantischen Ozeans. Beitr. zur Geophysik, X, 1911.
- Ziemendorff G. Der Kontinentalschelf des Indischen Ozeans. Beitr. zur Geophysik, XIII, 5—6, 1914.

НИМИЯ ОТКРЫТЫЙ ШЕЛЬФ, стр. 224—292

СЕРВИЯ РАВНИННЫЙ БЕРЕГ, стр. 228—261

Терригенные фации, стр. 230—241

- Белов Н. А. О движении гальки в Лименской бухте. Уч. зап. Моск. ун-та, 19, Геогр., 1938, с. 249—268.
- Дмитриева Р. Г. и Богданович А. К. Типы ископаемых отложений Кубанского залива в чокракский век. ДАН, 73, № 3, 1950, с. 557—561.
- Зенкович В. П. Динамика и морфология морских берегов, ч. 1. Волновые процессы. Изд. «Морской транспорт», М.—Л., 1946, 496 с.
- Зенкович В. П. Некоторые итоги и основные задачи изучения морских берегов. Тр. Инст. океаногр., 10, 1954, с. 5—10. Обзор литературы.
- Кленова М. В. Пески Чепской губы. Тр. Мор. научн. инст., 4, 1930, с. 11—34.
- Кленова М. В. Осадки Карского моря. ДАН, № 4, 1936, с. 183—186.
- Кленова М. В. Осадки Мотовского залива. Тр. ВНИРО, 6, 1938 (1), с. 37—90.
- Кленова М. В. Бухта Ручьевская. Тр. ВНИРО, 5, 1938 (2), с. 91—110.
- Кленова М. В. Бухта Урица. Тр. ВНИРО, 5, 1938 (3), с. 125—130.
- Кленова М. В. Осадки Баренцова моря. ДАН, 26, № 8, 1940, с. 796—800.
- Кленова М. В. Геология моря. 1948, с. 196—382.
- Невеский Е. Н. Изменение минералогического состава прибрежных морских наносов в зависимости от глубин и рельефа дна. Тр. Инст. океанол., 6, 1951, с. 99—104.

- Невесский Е. Н. Опыт исследования потоков песчаных наносов минералогическим методом. Тр. Инст. океанол., 10, 1954, с. 179—191.
- Обручев В. А. К вопросу о способе передвижения более грубых осадков вдоль берегов водных бассейнов. Изв. Томск. техн. инст., 13, № 1, 1909, с. 1—12.
- Ратынский В. М. Бухта Озерко. Тр. ВНИРО, 5, 1938, с. 111—123.
- Рухин Л. Б. Материалы к познанию условий отложения и литологии оболовой толщи бассейна рек Тосно и Саблинка. Зап. Ленингр. ун-та, 24, 1939, с. 3—91.
- Рухин Л. Б. Условия отложения кембро-силурских песков Ленинградской области. ДАН, 31, № 5, 1944, с. 465—467.
- Савич-Заблоцкий К. С. Ильменитовые пески северного побережья Азовского моря. Изв. Харьк. ун-та, 10, 1937, с. 173—181.
- Самойлов Я. В. и Горшкова Т. И. Осадки Баренцева и Карского морей. Тр. Научн. морск. инст., т. I, в. 14, 1924, 33 с.
- Свищевский Д. Разрушение берега моря у Батума. ИГО, 71, № 5, 1939, с. 658—689.
- Скопинцев Б. А. О коагуляции терригенных взвешенных частиц речного стока в морской воде. ИАН, сер. геогр., 10, № 4, 1946, с. 357—371.
- Страхов Н. М. К познанию закономерностей и механизма морской седиментации, I. Черное море. ИАН, № 2, 1947, с. 49—90.
- Твенхофель В. Учение об образовании осадков. 1936, с. 751—759.
- Baker G. Heavy black sands on Victorian beaches. JSP, 15, No. 1, 1945, с. 11—19.
- Barrett W. H. The composition and properties of shore and dune sands. GM, 77, No. 5, 1940, с. 383—394.
- Bass N. W. Origin of the shoestring sands of Greenwood and Butler counties, Kansas. Kansas Univ., Bull. 23, 1936, с. 1—135.
- Berthois L. Contributions à l'étude des sédiments de la Méditerranée occidentale. Ann. Inst. Océan., 20, f. 1, 1939, с. 1—50.
- Bourcart J. Les frontières de l'océan. Paris, 1952, с. 190—248.
- Dangeard L. Géologie sousmarine de la Manche. Ann. Inst. Océan., 6, fasc. 1, 1928.
- Emery K. O. and Shepard F. P. Lithology of the sea-floor off southern California. BGSA, 56, 1945, с. 431—476.
- Fairbridge R. W. Coarse sediments on the edge of the continental shelf. AJS, 245, No. 3, 1947, с. 146—153.
- Gortani M. Gli studi sui terrazzi fluviali e marini d'Italia dal 1934 al 1938. Congr. Int. Geogr., Amst., 1938, CR, 2, 1938, с. 200—213. Библиография.
- Groschopf P. und Johannsen C. Meeresgeologische Literatur der Nord- und Ostsee ab 1930. Geol. Meere, 1937.
- Herdman W. A. and Lomas J. On the floor deposits of the Irish Sea. Proc. Liverp. Geol. Soc., 1898, с. 205—232.
- Hilmy M. E. Beach sands of the Mediterranean coast of Egypt. JSP, 21, No. 2, 1951, с. 109—120.
- Hough J. I. Sediments of Cape Cod bay, Massachusetts. JSP, 12, No. 1, 1942, с. 10—30.
- King C. A. Depth of disturbance of sand on sea beaches by waves. JSP, 21, No. 3, 1951, с. 131—140.
- Lamcke K. Natürliche Anreicherungen von Schwermineralien in Küstengebieten. Geol. Meere, I, H. 1, 1937, с. 106—125. Литература.
- Louderback G. D. San Francisco Bay sediments. Proc. 6-th. Pacif. Sci. Congr., 2, 1940, с. 783—793.
- Lucke J. B. Marine shorelines reviewed. JG, 46, 1938, с. 985—995.
- Lüders K. Sediments of the North sea. Rec. Mar. Sed., 1939, с. 322—342. Литература.
- McCarthy G. R. Coastal sands of the eastern United States. AJS, 22, 1931, с. 35—50.
- Martens J. H. C. Beach sands between Charleston and Miami, Florida. BGSA, 46, 1935, с. 1563—1596.
- Martens J. H. C. Beaches. Rec. Mar. Sed., 1939, с. 207—218. Литература.
- Matthews L. H. Marine deposits of the Patagonian continental shelf. Discovery Rept., 9, 1934, с. 177—205.
- Mertie J. B. The Goodnews platinum deposits, Alaska. Bull. USGS, 918, 1940, 97 с.
- Pardell J. D. Platinum and black sand in Washington. USGS, Bull. 805-A.
- Pratje O. Einführung in die Geologie der Nord und Ostsee. Leipzig, 1931.
- Reed R. D. Recent sands of California. JG, 38, 1930, с. 225—245.
- Revelle R. and Shepard F. P. Sediments of the California coast. Rec. Mar. Sed., 1939, с. 243—282. Литература.

- Rich J. L. Submarine sedimentary features of Bahama banks and their relation on distribution of lenticular oil sands. BAAPG, 32, No. 5, 1948, c. 767—779.
- Russel R. D. Effects of transportation on sedimentary particles. Rec. Mar. Sed., 1939, c. 32—47. Литература.
- Scheffen W. Strandbeobachtungen im Malayischen Archipel. Geol. Meere, 1, H. 1, 1937, c. 38—55.
- Shepard F. P. Sediments of the continental shelves. BGSA, 43, 1932, c. 1017—1040.
- Shepard F. P. and Cohee G. V. Continental shelf sediments of the Mid-Atlantic States. BGSA, 47, 1936, c. 441—458.
- Shepard F. P. and Wrath W. F. Marine sediments around Catalina Island. JSP, 7, 1937, c. 41—50.
- Shepard F. P. Revised classification of marine shorelines. JG, 45, 1937, c. 602—624.
- Shepard F. P. Classification of marine shorelines. A reply. JG, 46, 1938, c. 996—1005.
- Shepard F. P. and McDonald G. A. Sediments of Santa Monica Bay, California. BAAPG, 22, 1938, c. 201—216.
- Shepard F. P. Non depositional physiographic environments of the California coast. BGSA, 52, No. 12, pt. 1, 1941, c. 1869—1886.
- Shepard F. P., Emery K. O. and La Fond E. C. Rip-currents; a process of geological importance. JG, 49, 1941, c. 337—369.
- Shepard F. P. and Emery K. O. Submarine photography of the California coast. JG, 54, 1946, c. 306—321.
- Stetson H. C. and Upson J. E. Bottom deposits of the Ross sea. JSP, 7, 1937, c. 55—66.
- Stetson H. C. The sediments of the continental shelf of the eastern coast of the U. S. JSP, 5, No. 4, 1938, c. 40—51.
- Stetson H. C. Sedimentary condition on the continental shelf off the east coast of the United States. Rec. Mar. Sed., 1939, c. 230—244.
- Storm L. W. Résumé on sedimentation in Gulf Coast Region. BAAPG, 29, 1945, c. 1304—1335.
- Stublings H. G. The marine deposits of the Arabian Sea. J. Murray Exp. 1933—1934. Sci. Rep., 3, No. 2, 1939, c. 31—158.
- Sudry L. L'étang de Thau. Ann. Ins. Océan., I, f. 10, 1910, 210 c.
- Thompson W. Original structures of beaches, bars and dunes. BGSA, 48, No. 6, 1937, c. 723—752.
- Thoulet J. Étude bathylithologique des côtes du golfe de Lyon. Ann. Ins. Océan., IV, fasc. 6, 1912, 67 c.
- Trask P. D. Sedimentation in the Channel island region, California. EG, 26, 1932, c. 24—43.
- Trowbridge A. C. and Shepard F. P. Sedimentation in Massachusetts bay. JSP, 2, 1932, c. 3—37.
- Twenhofel W. H. Marine unconformities, marine conglomerates and thicknesses of strata. BAAPG, 20, 1936, c. 677—703.
- Winkler H. Sedimentbildung an der deutschen Nordseeküste. C. f. Min., A, No. 6, 1936, c. 174—189.
- Wiseman J. D. and Sewell R. B. The floor of the Arabian sea. GM, 74, 1937, c. 219—230.

#### Глауконитовые фации, стр. 242—244

- Архангельский Н. И. Мезозойские отложения восточного склона Среднего Урала. Тр. Ур. геол. упр., 1941, с. 92.
- Бушинский Г. И. Петрография и некоторые вопросы актибинских фосфоритов. БМОИП, 16 (4), 1938, с. 328—344.
- Глинка К. Д. Глауконит. СПб., 1896, 128 с.
- Горбунова Л. И. Глаукониты юрских и нижнемеловых отложений центральной части Русской платформы. Тр. ИГН, 114, 1950, с. 65—103.
- Казаков А. В. и Горбунова Л. И. Глауконит как индикатор фаций. Рефер. научно-исслед. раб. за 1945 г., отд. ГГН, 1947, с. 38.
- Кленова М. В. Геология моря. М., 1948.
- Малышева В. С. Глауконит и глауконитовые породы Европейской части СССР. Мат. КЕПС, 81, 1930, 100 с.
- Микей А. Я. К вопросу о химической природе и строении глауконита. Сб. памяти В. И. Вернадского, 2, 1936, с. 813—826.
- Пилипенко П. П. К вопросу о структуре и химическом составе глауконита. БМОИП, 13 (1), 1935, с. 155—171.

- Пустовалов Л. В. Основные черты геохимических процессов при образовании осадочных горных пород. Тр. ВГРО, 285, 1933, с. 17—27.
- Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород, ч. II. 1940, с. 231—245.
- Рабинович С. Д. и Ренгартен Н. В. Материалы по геологии и минералогии глауконитовых месторождений Ново-Ляменского района. ЗМО, 73, в. 1, 1944, с. 78—88.
- Савич-Заблоцкий К. Н. Петрографическое исследование фосфоритов горы Кременец. ЗМО, 1, 1927, с. 37—52.
- Ферсман А. Е. Материалы к исследованию и систематике водных магнезиальных силикатов. Тр. Геол. муз., 7, № 6, 1913, с. 205—252.
- Формозова Л. Н. Глауконитовые пески уроцища Кызыл-Сай. Тр. ИГН, 112, 1949, 84 с. Литература.
- Швецов М. С. Петрография осадочных пород. 1934, 373 с.
- Alexander A. E. A petrographic and petrologic study of some continental shelf sediments. JSP, 4, No. 1, 1934, с. 12—22.
- Вегз C. G. Untersuchungen über Glauconit. Jahrb. Geol. Oberrein. Ver., N. F., 10, 1921, с. 74—98.
- Gayeux L. Note sur la glauconite. Ann. Soc. Nord., 22, 1892, 380c.
- Gayeux L. Les roches sédimentaires de France. Roches siliceuses. Paris, 1929.
- Collet L. Les dépôts marins. 1908, с. 155—157.
- Ehrenberg C. G. Beitrag zur Kenntnis der unterseeischen Agulhas-Bank etc. Monatsber. Ak. Wiss., Berlin, 1863.
- Galliher E. W. Geology of glauconite. BAAPG, 19, 1935, с. 1569—1601.
- Galliher E. W. Glauconite genesis. BGSA, 46, 1935, с. 1351—1366.
- Goldman M. I. General character, mode of occurrence and origin of glauconite. Washington Ac. Sci., Journ., 9, 1919, с. 502.
- Goldman M. I. Basal glauconite and phosphate beds. Science, 56, 1922, с. 171—173.
- Gümbel C. W. Ueber die Natur und Bildungsweise des Glauconites. Sitzb. Ak. Wiss. München, 16, 1886, с. 417—448.
- Hadding A. The pre-Quaternary rocks of Sweden. IV. Glauconite and glauconite rocks. Lunds Univ. Aeskr., 28, No. 2, 1932, 175 с.
- Hendricks S. B. and Rose C. S. Chemical composition and genesis of glauconite and celadonite. Am. Min. 26, 1941, с. 683—708.
- Hummel K. Die Entstehung eisenreicher Gesteine durch Halmyrolyse (submarine Gesteinszersetzung). Geol. Runds., 13, No. 1, 1923, с. 40—81, 97—136.
- Kuennen P. Marine geology. 1950.
- Murray J. und Philippi E. Die Grundproben der deutschen Tiefsee-Expedition. Wiss. Erg. Exp. «Valdivia», 1898—1899, 10, 1908, с. 77—206.
- Murray J. and Renard A. F. Reports on the deep sea deposits. Sci. Res. of «Challenger». 1891, с. 240.
- Schneider H. A study of glauconite. JG, 35, 1927, с. 289—310.
- Takahashi J. Synopsis of glauconitization. Rec. Mar. Sed. 1939, с. 503—512.

#### Карбонатные фации, стр. 244—261

- Андрусов Н. И. Онкоиды и стратоиды. Геол. вестн. 1, № 3, 1915, с. 134—139.
- Архангельский А. Д. Верхнемеловые отложения востока Европейской России. Мат. Геол. России, 25, 1912, 631 с.
- Дерюгин К. М. Фауна Кольского залива и условия ее существования. Зап. АН, сер. VIII, 34, 1915, 929 с.
- Карлов Н. Н. О возрасте и условиях образования мембранипоровых рифов Керченского полуострова. ИАН, 1937, с. 1003—1036.
- Кешмэн Н. Д. Фораминиферы. М.—Л., 1933, 462 с.
- Кленова М. В. Геология моря. 1948, с. 285—293.
- Королюк И. К. Условия образования рифов на примере Подольских толтров. Автореферат. 1949, 22 с.
- Королюк И. К. Подольские толтры и условия их образования. Тр. ИГН, 110, 1952, 120 с.
- Косой Д. А. Архейские известняки и генезис Беломорской толщи Карелии. Зап. Ленингр. ун-та, сер. почв.-геогр., 3, 1936, с. 63—79.
- Маслов В. П. Геолого-литологическое исследование рифовых фаций Уфимского плато. Тр. ИГН, 118, 1950, 69 с. Литература.
- Маслов В. П. Происхождение кембрийских известняков Тулы. ИАН, № 2, 1949, с. 93—104.
- Махаев В. Н. Верхнесилурийские отложения р. Гербы. ДАН, 27, № 3, 1940, с. 240—242.

- Н и к и т и н В. Н. Гудаутская устричная банка. Тр. рыб. и биол. ст. Грузии, 1, 1934.
- П р а в о с л а в л е в П. А. Протогенный немой известняк. Тр. ЛОЕ, 54, в. 4, 1922, 40 с.
- С е л и м х а н о в Н. М. и Т и х о м и р о в В. В. О генезисе месторождений ракушки на северном побережье Апшеронского полуострова. Изв. Азерб. АН, № 2, 1947 (1946), с. 46—49.
- С м и р н о в Н. Н. Петрографические исследования в Подмосковном карбоне. Тр. Инст. мин. петр. при Моск. ун-те, 9, 1930, 239 с.
- С т р а х о в Н. М. Об истинной роли бактерий в образовании карбонатных пород. ИАН, 3, 1948, с. 9—30.
- С т р а х о в Н. М. Очерк карбонатонакопления в современных водоемах. Сб. памяти А. Д. Архангельского, М., 1951, с. 487—567.
- С т р а х о в Н. М. Диагенез осадков и его значения для осадочного рудообразования. ИАН, № 5, 1953, с. 12—49.
- Т а т а р с к и й В. Б. Литология нефтеносных карбонатных пород Средней Азии и происхождение нефтеносных доломитов. Тр. ВНИГРИ, 112, 1939, с. 1—90.
- Т в е н х о ф е л В. Условия образования осадков. 1936.
- Т е о д о р о в и ч Г. И. Литология карбонатных пород палеозоя Урало-Волжской области. М., 1950, с. 1—215. Литература.
- Ш в е ц о в М. С. и Б и р и н а А. М. К вопросу о петрографии и происхождении окских известняков района Михайлов—Алексин. Тр. Моск. Геол. тр., 10, 1935, 85 с.
- Ш р о к Р. Последовательность в свитах пород. М., 1950, с. 321—330.
- A n d r u s s o w N. Die fossilen Bryozoenriffe der Halbinsel Kertsch und Taman. Kieff, 1909—1911, 144 с.
- B a i e r C. R. Die Bedeutung der Bakterien für den Kalktransport in den Gewässern. Geol. Meere, I, H. 1, 1937, с. 75—105. Литература.
- B a v e n d a m W. Die microbiologische Kalkfällung in der tropischen See. Arkiv für Microbiol., 3, 1932, с. 205—276. Литература.
- B l a c k M. The precipitation of calcium carbonate on the Great Bahama Bank. GM, 70, 1933, с. 455—466.
- B o u r c a r t J. et R o m a n o v s k y V. Sur les propriétés physiques d'ensemble du sediment appellé tangue. CR, 219, No. 2, 1944, с. 74—76.
- B o u r c a r t J. et F r a n c i s - B o e u f G. Sur le nature de sediment marine appellé tangue. CR, 218, No. 11, 1944, с. 468—470.
- C l o u d P. E. Notes on stromatolites. AJS, 240, 1942, с. 363—379. Литература.
- D a l y R. A. First calcareous fossils and the evolution of the limestones. BGSA, 20, 1909, с. 163.
- D a l y R. A. The limeless Ocean of precambrian time. AJS, 23, 1907, с. 104.
- D r e w G. H. On the precipitation of calcium carbonate in the sea by marine bacteria. Pap. Tortugas Lab. Carnegie Inst., 5, 1914, с. 7—45.
- E m m o n s R. C. Notes on the precipitation of calcium carbonate. JG, 36, 1928.
- E v a n s J. W. Mechanically-formed limestones from Junagarh. QJ, 56, 1900, с. 559—583.
- F e n t o n C. L. and F e n t o n M. A. Algal reefs or bioherms in the Belt series of Montana. BGSA, 44, 1933, с. 1135—1142.
- F e n t o n C. L. and F e n t o n M. A. Pre-Cambrian and Palaeozoic algae. BGSA, 50, 1939, с. 89—126.
- F i e l d R. M. The Great Bahama Bank. Studies in marine carbonate sediments. AJS, 16, 1928.
- F i e l d R. M. Microbiology and marine limestones. BGSA, 43, 1932, с. 487—493. Литература.
- G a r w o o d E. J. The important part played by calcareous algae in certain geological horizons. GM, 50, 1913, с. 440—446, 490—498, 545—553.
- G ee H. Inorganic marine limestone. JSP, 2, 1932, с. 162—166.
- G i n s b u r g R. N. Beachrock in South Florida. JSP, 23, No. 2, 1953, с. 85—92.
- G l o c k W. S. Algae as limestone makers and climatic indicators. AJS, 5 ser., 6, 1923, с. 377—408.
- G o l d r i n g W. Algae barrier reefs in the lower Ozarkian of New York with a chapter on the importance of coralline algae as reef builders through the ages. Bull. N. Y. St. Mus., 315, 1938, с. 1—75.
- H u m e W. F. Geology of Egypt. Vol. 1, 1925, с. 57—59. Оолитовые дюны.
- J o h n s o n J. H. Lime-secreting algae and algae limestones from the Pennsylvanian of central Colorado. BGSA, 51, 1940, с. 571—596.
- J o h n s o n J. H. Geologic importance of calcareous algae. Quart. Colorado School Mines, 38, No. 1, 1943, 102 с.

- McClelland J. F. On changes in the sea and their relations to organisms. Carnegie Inst. Publ., 252, 1918, c. 215—258.
- Murray J. and Irvine R. On coral reefs and other carbonate of lime formations in modern seas. Proc. R. Soc. Edinburgh, 17, 1891, c. 79—109.
- Pia J. Pflanzen als Gesteinsbilder. Berlin, 1926, 355 c.
- Sander B. Beiträge zur Kenntnis der Ablagerungsgesetze. Rhytmische Kalke und Dolomite aus der Trias. Min. u. Petr. Mitt., 48, 1936, c. 27—139, 141—209.
- Sloss L. L. Environments of limestone deposition. JSP, 17, 1947, c. 109—113.
- Stark J. T. and Dapiles E. C. Near shore coral lagoon sediments from Raiatea, Society Islands. JSP, II, No. 1, 1941, c. 21—27.
- Teichert K. and Serventy D. L. Deposits of shells transported by birds. AJS, 245, No. 5, 1947, c. 322—328.
- Thorpe E. M. Florida and Bahama marine calcareous deposits. Rec. Mar. Sed., 1939, c. 283—298. Литература.
- Walther J. Die Gesteinsbildenden Kalkalgen des Golfes von Neapel und die Entstehung strukturloser Kalk. ZDGG, 37, 1885, c. 229.
- Walther J. Einleitung in die Geologie. 1893—1894.

## СЕРВИЯ ГОРИСТЫЙ БЕРЕГ, стр. 261—273

- Белов Н. А. О движении гальки в Лименской бухте. Зап. Моск. ун-та, 19, 249, 1938, с. 249—268.
- Зенкович В. П. О профиле береговой линии фьордов Мурмана. Зап. Моск. ун-та, 16, 1937, с. 91—112.
- Зенкович В. П. Динамика и морфология морских берегов, ч. I. Волновые процессы. М.—Л., 1946.
- Зенкович В. П. Формы накопления галечного аллювия на Кавказском берегу Черного моря. ДАН, № 4, 1948, с. 641—674.
- Зенкович В. П. Динамическая классификация морских берегов. Тр. Инст. океанол., 10, 1954, с. 112—134. Литература.
- Кленова М. В. Геология моря. 1948, с. 382—414.
- Наливкин В. Д. Стратиграфия и тектоника Уфимского плато и Юрзано-Сылвенской депрессии. Тр. ВНИГРИ, 46, 1949, 204 с.
- Наливкин Д. В. Симский завод. Пермская экскурсия. Южный маршрут. Международн. геол. конгресс, XVII сессия. 1937, с. 125—134.
- Наливкин Д. В. Фации скал и обвалов. Тр. сов. геол., 7, 1937 (2), с. 142—145.
- Bouysseart J. Les frontières de l'océan. Paris, 1952, с. 130—189.
- Lamcke K. Natürliche Anreicherungen von Schwermineralien in Küstengebieten. Geol. Meere, 1, H. 1, 1937, с. 106—125. Литература.
- Nansen F. The bathymetrical features of the North Polar Sea. Norw. North Polar Exped., 4, 1904.
- Thoulet J. Étude bathylithologique des côtes de Golfe du Lyon. Ann. Ins. Océan., IV, f. 6, 1912, 67 с.

## СЕРВИЯ ПОДВОДНАЯ ДОЛИНА, стр. 273—277

- Берг Л. С. Подводные долины. ИГО, 78, в. 3, 1946, с. 301—306.
- Губкин И. М. Майкопский нефтеносный район. Нефтяно-Ширванская нефтеносная площадь. ТГК, 78, 1912, с. 169.
- Кленова М. В. Геология моря. 1948, с. 80—83.
- Панов Д. Г. К проблеме подводных каньонов. Землев. 2 (62), 1948, с. 212—220.
- Шипард Ф. Геология моря. 1951, с. 220—262.
- Andrade C. F. Os vales submarinos portugueses e o diastrophismo das Berleingas e da Estremadura. Portug. Serv. Geol. 1937, 235 с.
- Andrade C. F. Os vales submarinos Portugueses. Direc. de Min. E. Serv. Geol. 1938.
- Bell H. S. Density currents as agents for transporting sediments. JG, 50, No. 5, 1942, с. 512—547.
- Вогнгаузер М. Possible ancient submarine canyon in southwestern Louisiana. BAAPG, 32, No. 12, 1948, с. 2287—2294.
- Bourcart J. Les frontières de l'océan. Paris, 1952, с. 276—297.
- Bucher W. H. Submarine valleys and related geologic problem of the North Atlantic. BGSA, 51, 1940, с. 489—512.
- Cohee G. V. Sediments of the submarine canyons of the California Coast. JSP, 8, 1938, с. 19—32.
- Crowell J. C. Submarine canyons bordering Central and Southern California. JG, 60, No. 1, 1952, с. 58—84.
- Daly R. A. Origin of submarine canyons. AJS, 31, 1936, с. 401—420.
- Daly R. A. The floor of the Ocean. New York, 1942, 177 с.

- Ericson D. B., Ewing M. and Heezen B. C. Deep-sea sands and submarine canyons. BGSA, 62, 1951, c. 1994—2016.
- Ericson D. B., Ewing M. and Heezen B. C. Turbidity currents and sediments in North Atlantic. BAAPG, 36, No. 3, 1952, c. 489—511.
- Ewing M., Woollard G. P. and Vine A. C. Recent results in submarine geophysics. BGSA, 57, 1946, c. 910—933. Литература.
- Holtedahl O. The submarine relief off the Norwegian coast. Det Norske Vidensc. Ac. Oslo, 1940, 43 c.
- Johnson D. The origin of submarine canyons. New York, 1939, 126 c. Литература.
- Jordan G. F. Continental slope off Apalachicola river, Florida. BAAPG, 51, No. 9, 1951, c. 1978—1993.
- Kuennen P. H. Two problems of marine geology: atolls and canyons. Verh. d. Kon. Ned. Ak. Wet. Nat., 2 ser., 43, No. 3, 1947, 69 c. Литература.
- Kuennen P. H. Marine geology. 1950, c. 480—526.
- Kuennen P. H. Origin and classification of submarine canyons. BGSA, 64, 1953, c. 1295—1314.
- Lewis R. G. The orography of the North Sea bed. Geogr. Journ., 86, 1935, c. 334—342.
- Murray H. W. Profiles of the Aleutian trench. BGSA, 56, 1945, c. 757—782.
- Shepard F. P. Glacial troughs of the continental shelves. JG, 39, 1931, c. 345—360.
- Shepard F. P. Submarine valleys. Geogr. Rev., 23, 1933, c. 77—89.
- Shepard F. P. and Beard C. H. Submarine canyons, distribution and longitudinal profiles. Geogr. Rev., 28, 1938, c. 439—451.
- Shepard F. P. and Emery K. O. Submarine topography off the California coast. Geol. Soc. Amer., Spec. Pap. 31, 1941. Литература.
- Shepard F. P. Composite origin of submarine canyons. JG, 60, No. 1, 1952, c. 84—97.
- Sprigg R. C. Submarine canyons of the New Guinea and South Australian coasts. Trans. R. Soc. S. Austr., 71, 1947, c. 296—310.
- Stetson H. C. Geology and paleontology of the George Bank canyons. BGSA, 47, 1936, c. 339—366.
- Ström K. M. Submarine Reliefentwicklung in Küstengebieten hoher Breiten. Neue norwegische Literatur. Geol. Meere, 3, II. 1, 1939, c. 88—92. Литература.
- Taber S. The problem of the Bartlett trough. JG, 39, No. 6, 1931, c. 558—564.
- Veatch A. C. and Smith P. A. Atlantic submarine valleys of the United States and the Congo submarine valley. Geol. Soc. Am., Spec. Pap. 7, 1939, 101 c.

## СЕРВИЯ ПОДВОДНАЯ ВОЗВЫШЕННОСТЬ, стр. 277—281

- Шипард Ф. Геология моря. 1951, c. 122—170. Литература.
- Dietz R. S., Emery K. O. and Shepard F. P. Phosphorite deposits on the sea-floor of southern California. BGSA, 53, 1942, c. 815—848.
- Emery K. O. Submarine geology of Ranger Bank, Mexico. BAAPG, 32, No. 5, 1948, c. 790—805.
- Hess H. H. Drowned ancient islands of the Pacific basin. AJS, 244, 1946, c. 772—792.
- Kuennen P. H. Marine geology. 1950, c. 103—104.
- Murray H. W. Submarine mountains in the gulf of Alaska. BGSA, 52, 1941, c. 333—362.
- Shepard F. P. and Emery K. O. Submarine topography of the California coast. Geol. Soc. Amer., Spec. Pap. 31, 1941, 171 c.
- Shepard F. P., Treffethen J. M. and Cohee G. V. Origin of Georges Bank. BGSA, 45, 1934, c. 281—302.
- Stetson H. C. и соавторы. Geology and paleontology of the Georges Bank canyons. BGSA, 47, 1936, c. 339—440.
- Trask P. and Stetson H. C. Recent changes in sedimentation in the gulf of Mexico. Science, 106, 1947, c. 460—461.

## СЕРВИЯ ОТКРЫТЫЙ ПРОЛИВ, стр. 281—282

- Bourcart J. La sédimentation dans la Manche. Séss. Extr. Soc. Belges de Géol., 1946, 1947, c. 14—43.
- Dangeard L. Observations de géologie sous marine et d'océanographie relatives à la Manche. 1929, 295 c.
- Dangeard L. Carte lithologique de mers de France (notice explicative). Geol. Meere, H. 2, 1939, c. 129—142.
- Kuennen P. H. Marine geologie. 1950, c. 229—232.
- Nansen F. The bathymetrical features of the North Polar Sea. North Polar Exp., 4, 1904.

## СЕРВИЯ ОСТРОВ, стр. 282—284

- Наливкин Д. В. Геологическая история Урала. Свердловск, 1943, 94 с.  
 Вакхус Н. Die natürliche Entwicklung der ostfriesischen Inseln. Abh. Nat. Ver. Bremen, 1937.  
 Hess H. H. Drowned ancient islands of the Pacific basin. AJS, 1946, с. 772—791.

## СЕРВИЯ ОБЛАСТЬ ЛЕДНИКОВО-МОРСКИХ И ЛЕДОВО-МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ, стр. 284—285

- Кленова М. В. Геология моря. 1948, с. 173—175.  
 Самойлов Я. В. и Горшкова Т. И. Осадки Баренцева и Карского морей. Тр. МНИ, 1, 14, 1924, с. 33.  
 Шостакович В. Б. Слоистые иловые отложения и некоторые вопросы геологии. ИГО, 73, № 3, 1941, с. 393—405.  
 Andrée K. Das Meer und seine geologische Tätigkeit. «Salomon. Grundzüge der Geologie», Bd. 1, 1925, с. 361—533.  
 Blackwelder E. The Yukat coastal plain of Alaska. A combined terrestrial and marine formation. AJS, 27, 1909.  
 Kindle E. M. Sea-bottom samples Cabot Strait earthquake zone. BGSA, 42, 1931.  
 Kuennen P. Marine H. geology. 1950.  
 Stetson H. C. and Schalik M. Marine erosion of glacial deposits in Massachusetts bay. JSP, 5, No. 1, 1935, с. 40—51.  
 Stetson H. C. and Upson J. E. Bottom deposits of the Ross sea. JSP, 7, No. 2, 1937, с. 55—66.

## СЕРВИЯ ОБЛАСТЬ ЭЛОВО-МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ, стр. 285—287

- Апполов Б. А. Влияние золовой аккумуляции на обмеление северной части Каспийского моря. Изв. Центр. гидромет. бюро, 7, 1927, с. 273.  
 Сауэх L. Les roches sédimentaires de France. Roches siliceuses. Mém. Carte Géol. France, 1929.  
 Kuennen P. H. Marine geology. 1950, с. 210—214.  
 Leuchs K. Die Bedeutung von Staubstürmen für die Sedimentation. C. f. Min., Abt. B, 1932, с. 145—156.  
 Pratte O. Staubauf dem mittleren Atlantischen Ozeans. C. f. Min., Abt. B, 1934, с. 177—182.  
 Radczewski O. E. Eolian deposits in marine sediments. Rec. Mar. Sedim., 1939, с. 496—503. Литература.  
 Schott W. Geographie des Atlantischen Ozeans. Hamburg, 1942, 259 с.  
 Semmelhack W. Die Staubauf dem Nordwestafrikanischen Gebiet des Atlantischen Ozeans. Ann. d. Hydrogr., Jahr. 62, 1934, с. 273.  
 Thoulet J. Sédiments marins d'origine éolienne. CR, 150, 1910, с. 947—949.

## СЕРВИЯ ОБЛАСТЬ ПСЕВДОАБИССАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ, стр. 288—291

Ряд работ по кремнистым псевдоабиссальным отложениям приведен выше, в разделе «Кремнистые породы», стр. 504. Условия образования мела, кроме названных ниже работ, рассматриваются в ряде руководств.

- Архангельский А. Д., Шатский Н. С. и другие. Очерк геологической структуры СССР. М., 1937, 299 с.  
 Васильевский М. М. Предварительный отчет о геологических исследованиях в центральной части 60-го листа. ИГК, 30, 1911, с. 47—75.  
 Давиташвили Л. Ш. Мел. В курсе Л. В. Пустовалова «Петрография осадочных пород», ч. II, 1940, с. 269—270.  
 Шведов М. С. Петрография осадочных пород. М., 1934, 2-е изд., 1948, 374 с.  
 Сауэх L. Les roches sédimentaires de France. Les roches siliceuses. Paris, 1929.  
 Crickmay G. M., Ladd H. S. and Hoffmeister J. E. Shallow water Globigerina limestone from Fiji (Abstr.). Proc. Geol. Soc. Am. for 1937, 1938, 75 с.  
 Dixon E. L. Lagoon-phases and the origin of radiolarian cherts. Dixon and Vaughan. Carbonif. success. in Gower. QJ, 47, 1911, с. 519—531.  
 Fuchs T. Ueber Pteropoden- und Globigerinenschlamm in Lagunen von Koralleninseln. Verh. Geol. Reichsanst., Wien, 1905.  
 Richter W. Sedimentpetrographische Beiträge zur Paläogeographie der ostalpinen Oberkreide. Mitt. Hamb. Geol. Staatsin., H. 15, 1937, с. 59—84.  
 Tromp S. N. Shallow-water origin of radiolarites in southern Turkey. JG, 56, No. 5, 1948, с. 492—494.

Woolnough W. G. Geological extrapolation and pseudoabyssal sediments. BAAPG, 26, No. 5, 1942, с. 765—792.

СОВРЕМЕННЫЕ ПРИМЕРЫ ОТКРЫТОГО ШЕЛЬФА, стр. 292—316

Trask P. D. Sedimentation in Channel islands region, California. EG, 26, 1932, с. 24—43.

НИМИЯ ОБОСОБЛЕННЫЙ ШЕЛЬФ, стр. 292—316

СЕРВИЯ БУХТА И ФИОРД, стр. 292—295

Дерюгин К. М. Фауна Кольского залива и условия ее существования. Зап. АН, VIII сер., 34, 1915, 929 с.

Зенкович В. П. О профиле береговой линии фьордов Мурмана. Зап. Моск. ун-та, 16, 1937, с. 91—112.

Зернов С. А. К вопросу об изучении жизни Черного моря. Зап. АН, VIII сер., 32, в. 1, 1913, 299 с.

Кленова М. В. Геология моря. 1948, с. 410—413, 441—442.

Bourcart J. Les frontières de l'océan. Paris, 1952, с. 249—271.

Hansen K. Investigation of the geography and natural history of the Praesto fiord, Zealand. Introduction and the bottom deposits. Folia Geog. Danica, 3, No. 1, 1944, 46 с.

Hirosaki Niino. Bottom deposits at the mouth Wakasa Bay, Japan. JSP, 20, No. 1, 1950, с. 37—54.

Lough J. I. Sediments of Cape Cod bay. JSP, 12, No. 1, 1942, с. 10—30.

Lauderback G. D. San Francisco Bay sediments. 6-th Pacif. Congr. Sci. Proc., 2, 1940, с. 783—793.

Lorenz I. K. Physikalische Verhältnisse und Vertheilung der Organismen im Quarnerischen Golfe. 1863.

Nordenskjöld O. Topographischen-geologischen Studien in Fjordgebieten. Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala, IV, 2, 1900, с. 157—217.

Strøm K. M. Land-locked waters. Scr. Norske Vid. Ac. Oslo, M. N—H Kl., 7, 1936, с. 1—85.

Woolnough W. G. Sedimentation in barred basins. BAAPG, 21, 1937, с. 1101—1157.

СЕРВИЯ ГУБА И ЭСТУАРИЙ, стр. 295—299

Кальянов В. П. Геоморфологические и гидрогеологические наблюдения летом 1932 года в Обь-Енисейской губе. Землевед., 36, в. 3, 1934, с. 211—256.

Кленова М. В. и Ястrebova Л. А. Задачи геологического исследования губ. Тр. ВНИРО, 5, 1938, с. 85—90.

Самойлов И. В. Устья рек. М., 1952, 526 с. Литература.

Bourcart J. et Francis-Bœuf C. La vase. 1942, 670 с.

Francis-Bœuf C. Recherches sur le miléen fluviomarin et les dépôts d'estuaires. Ann. Inst. Océan., 23, 1947, с. 149—344.

Glaegeaud L. Transport et sédimentation dans l'estuaire et l'embouchure de la Gironde. Bull. Soc. Géol. France, 5 sér., 8, 1938, с. 599—631.

Sollas W. J. The estuaries of the Severn and its tributaries: an inquiry into the nature and origin of their tidal sediments and alluvial flats. QJ, 39, 1883, с. 611—626.

СЕРВИЯ ВАТТ, стр. 299—303

Кленова М. В. Геология моря. М., 1948, с. 415—419.

Dienemann W. Marine Ablagerungen. Alluvium, 1931, с. 100—141.

Dircksen R. Das Wattenmeer. München, 1942, 220 с.

Ehrhardt A. Das Watt. Hamburg, 1937, 96 табл.

Häntzschel W. Die Schichtungsformen rezenter Flachmeer-Ablagerungen im Jade Gebiet. Senck., 18, 1936, с. 316—356.

Häntzschel W. Die Sedimente im Gebiet der Innen-Jade. Senck., 21, 1939 (1).

Häntzschel W. Tidal Flat deposits (Wattenschlick). Rec. Mar. Sed., 1939 (2), с. 195—207. Литература.

Pratje O. Die Schlickgebiete der Deutscher Bucht. Geol. Runds., 25, 1934, с. 145—160.

Price W. A. Equilibrium in tidal basins of coast of Texas and Louisiana. BAAPG, 31, No. 9, 1947, с. 1619—1663.

Richter R. Flachseebeobachtungen zur Paläontologie und Geologie. I—XVI. Senck., 2, 3, 4, 6, 8, 1920—1926.

- Richter R. Thierwelt und Umwelt im Hunsrückschiefen; zur Entstehung eines schwarzen Schlammsteins. Senck., 13, 1931; 18, 1936.
- Waterschoot M. A. Die Ijden der flämischen Küste. Geol. Meere, 7, H. 1, 1944, c. 74—85.
- Weigelt J. Angewandte Geologie und Paläontologie der Flachseesedimente. Fortschr. d. Geol. u. Pal., H. 4, 1923.
- Winckler H. Sedimentbildung an der deutsche Nordseeküste. C. f. Min., A, No. 6, 1936, c. 174—189.

## СЕРВИЯ МАНГРОВАЯ ЗАРОСЛЬ, стр. 303—306

- Buschkiel A. L. Natürliche und Kulturelle Veränderungen an den Flussdeltaen der Nordküste Javas. Geol. Meere, 1, H. 1, 1937, c. 65—74.
- Vaughan T. W. The geologic work of mangroves in Southern Florida. Smiths. Inst., Misc. Coll., No. 1877, v. 52, 1909, c. 461—465.
- Walther I. Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. 1893—1894, c. 90—91.

## СЕРВИЯ ИЛОВАЯ ВПАДИНА, стр. 306—311

- Домрачев С. М. Девон хр. Кара-Тау и прилегающих районов Южного Урала. Тр. ВНИГРИ, 61, 1952, с. 5—122.
- Залесский М. Д. Кулерсит. Ежег. Палеонт. общ., 1917.
- Розанов А. Н. Горючие сланцы Европейской части СССР. Мат. общ. и прикл. геол., 73, 1927, 58 с.
- Страхов Н. М. Доманиковая фауна Южного Урала. Тр. ИГН, 16, 1939, 122 с.
- Стадников Г. Л. Ископаемые угли, горючие сланцы, асфальтовые породы, асфальты и нефти. Л.—М., 1935.
- Теодорович Г. И. О некоторых условиях накопления органического вещества в связи с условиями образования доманика на Южном Урале. Изв. АН, № 3, 1941, с. 169—182.
- Шипард Ф. Геология моря. Л.—М., 1951, 359 с.
- Kuenen P. H. Marine geology. 1950, с. 480—526.
- Nansen F. The bathymetrical features of the North Polar Sea. Norw. North Pol. Exped., v. 4, 1904.
- Shepard F. P. Sediments of the continental shelves. BGSA, 43, 1932, с. 1017—1040.
- Shepard F. P. and Cohee G. V. Continental shelf sediments of the Mid-Atlantic States. BGSA, 47, 1936, с. 441—458.
- Shepard F. P. and Emery K. O. Submarine topography of the California coast. Geol. Soc. Am., Spec. Pap., 31, 1941, 171 с.
- Shepard F. P. and McDonald G. A. Sediments of Santa Monica bay, California. BAAPG, 22, 1938, с. 201—216.
- Trask P. D. Origin and environment of source sediments of petroleum. Houston, 1932.
- Trask P. D. and Patnode H. W. Source beds of petroleum. Am. Ass. Petr. Geol. 1942, 566 с. Литература.

## СЕРВИЯ ЗАСТОЙНЫЙ БАССЕЙН, стр. 311—316

- Батурина В. П. О нефтепроизводящих отложениях в разрезе нижнего палеозоя Южного Урала. Л., 1939, 40 с.
- Твенхофель В. Учение об образовании осадков. Л.—М., 1936.
- Grabau A. W. and O'Connell M. Were the graptolite shales as a rule, deep or shallow water deposits. BGSA, 28, 1917, с. 959—964.
- Grabau A. W. Origin, distribution and mode preservation of the graptolites. Mem. Inst. Geol. China, 7, 1929, с. 1—52.
- Jones O. T. Silurian. Handb. Geol. of Great Britain. London, 1929, с. 88—126.
- Marr J. E. Deposition of the sedimentary rocks. London, 1929.
- Ruedemann R. Stratigraphic significance of the wide distribution of graptolites. BGSA, 22, 1911.
- Ruedemann R. Ecology of black mud shales of eastern New York. JP, 9, 1935, с. 79—91.
- Schuchert C. The condition of black shales deposition as illustrated by the Kupferschichten and Lias of Germany. Proc. Am. Phil. Soc., 54, 1915, с. 259—269.
- Scupin H. Ist der Dictyonemmaschiefer eine Tiefseeablagerungen? ZDGG, 73, 1921, с. 153—155.
- Twenhofel W. H. Environments of origin of black shales. BAAPG, 23, 1939, с. 1178—1198.

## НИМИЯ ЛАГУННАЯ ОВЛАСТЬ, стр. 316—384

## СЕРВИЯ ЛАГУНА, стр. 322—330

- Зенкович В. П. О способе образования лагун. ДАН, № 4, 1950, с. 527—530.  
 Наливкин В. Д. Стратиграфия и тектоника Уфимского плато и Юрезано-Сылвенской депрессии. Тр. ВНИГРИ, 46, 1949, 204 с.  
 Страхов Н. М. Карбонаты в современных лагунных водоемах и их значение для проблемы доломитообразования. БМОИП, № 4, 1947, с. 3—38.  
 Gredner R. Die Relictenseen. Peterm. Mitt., Ergänzungsband, 19, 1888.  
 Неск H. L. Der altglaciale Haffsee bei Bredstedt in Nordfriesland. Geol. Meere, 7, H. 1, 1944, с. 40—73. Литература.  
 Hough J. L. Sediments of Buzzards bay, Massachusetts. JSP, 10, No. 1, 1940, с. 19—32.  
 Krumbein W. C. and Aberdeen E. The sediments of Barataria bay. JSP, 7, 1937, с. 3—17.  
 Krumbein W. C. Tidal lagoon sediments of the Mississippi delta. Rec. Mar. Sed. 1939.  
 Pratje O. Die Sedimente des Kurischen Haffes. Fortschr. d. Geol. u. Pal., 10, H. 30, 1931, 142 с.  
 Pratje O. Bohrungen auf den Ostpreussischen Haffen. Natur und Volk, 66, No. 11, 1936.  
 Sudry L. L'étang de Thau. Ann. Inst. Océan., I, fasc. 10, 1910, 210 с.

## СЕРВИЯ ЛИМАН, стр. 330—338

- Блатт А. К. Некоторые особенности физико-механических свойств иллистых грунтов восточной части Днепровского лимана. Автореферат. Ленингр. Гос. ун-т, 1953, 20 с.  
 Бурксер Е. Солоні озера та лимани України. Тр. Физ.-Мат. Відд. Укр. Акад. Наук, 8, в. 1, 1928, 338 с.  
 Бучинский П. Краткий очерк фауны лиманов. Зап. Новор. общ. ест., 10, 1885, с. 1—25.  
 Вальтер И. Законы образования пустынь. 1911, 201 с.  
 Выржиковский Р. Р. Попередне справоздання правовчення разведкових свердловин на дні Бугського лиману. Віск. Укр. Видд. Геол. Ком., № 6, 1925, с. 25—50.  
 Загоровский Н. А. Лимани. Одесса. 1930.  
 Зенкович В. П. Дельта р. Дуная. ИГО, 75, в. 4, 1943, с. 21—30.  
 Крендовский М. Исследования Днепровской дельты. Тр. Харьк. общ. ест., 14, 1881, с. 270.  
 Михайловский Г. П. Лиманы дельты Дуная в Измаильском уезде Бессарабской губ. Уч. записки Юрьевского ун-та, 1909, 64 с.  
 Сидоренко М. Петрографические данные по современным отложениям в Хаджибейском лимане. Зап. Новор. общ. ест., 24, 1901, с. 95—119.  
 Соколов Н. О происхождении лиманов Южной России. ТГК, X, в. 4, 1895, 102 с.  
 Форш-Меншуткина Т. Б. Озера и лиманы Таманского полуострова. Тр. Лаб. озеров., 1953, с. 68—92.  
 Яцко И. Я. Опыт реконструкции гидрографической сети позднечетвертичного времени в северо-западной части Черного моря. Тр. Инст. океанол., 10, 1954, с. 70—78.  
 Sokolov N. A. Der Mius-Liman und die Entstehung der Limane Südrusslands. ЗМО, 40, 1900, с. 35—112.

## СЕРВИЯ САМОСАДОЧНАЯ ЛАГУНА И БЕРЕГОВОЕ ОЗЕРО, стр. 338—363

- Андрусов Н. И. и Шпинделер П. Б. Кара-Бугаз и его промышленное значение. Мат. СОПС, 23, 1930, с. 3—17.  
 Бенинг А. Л. О бентосе заливов Комсомолец и Кайдак. Сб. «Заливы Касп. моря», 1, ч. 1, 1937, с. 155—183.  
 Гладцын И. К. Материалы для изучения крымских минеральных озер. Очерки Физ. Геогр. Крыма, в. 2, 1938, с. 114—177.  
 Дзенс-Литовский А. И. Геология района Сакского озера. Сб. «Саки-курорт», 1935, с. 31—94.

- Дзенс-Литовский А. И. Геология дна минеральных озер СССР. ИАН, № 6, 1945, с. 111—133. Литература.
- Еникеев Д. Р. Мертвый Култук и Кайдак. Сб. «Экспед. Акад. Наук за 1934 год», 1935, с. 293—300.
- Иванов А. А. Основы геологии и методика поисков, разведки и оценки месторождений минеральных солей. Тр. ВСЕГЕИ, 1953, 203 с. Литература.
- Карелин Г. С. Путешествия по Каспийскому морю в 1832 и 1836 гг. Зап. Геогр. общ., 10, 1883, 497 с.
- Курнаков Н. С., Кузнецов В. Г., Дзенс-Литовский А. И., Равич М. И. Соляные озера Крыма. СОПС, М.—Л., 1936, 278 с.
- Макаров С. З. и Еникеев Д. Р. Физико-химические исследования заливов Комсомолец и Кайдак. Сб. «Заливы Касп. моря», 1, ч. 1, 1937, с. 83—125.
- Мушкетов И. В. Заметка о происхождении крымских соляных озер. Горн. журн., в. 2, 1895, с. 344—393.
- Николаев В. И. Ориентировочный прогноз состояния Карабогазского залива в условиях отделения его от Каспийского моря. Сб. «Сульфат натрия в СССР», 1946, с. 139—147.
- Петров А. В. Жизнь в «мертвых заливах». Сб. «Экспед. Акад. Наук за 1934 год», 1935, с. 300—310.
- Петров Н. П. Литология верхнеюрской соленосной формации юго-западного Гиссара. Тр. Инст. Геол. Узб. АН., 9, 1953, с. 196—205.
- Саркисян С. Г. Петрография донных отложений залива Кайдак. Тр. КЛСП, 1, ч. 2, 1938, с. 19—33.
- Шостакович Б. Б. Иловые отложения Сакского озера как летописи климата. Сб. «Саки-курорт», 1935, с. 255—272.
- Grabau A. W. Principles of salt deposition. New York, 1920, 435 с.
- Jaeger F. Ein besonderer Seentypus: die Trockenseen oder Pfannen. Geol. Meere, 6, H. 1, 1942, с. 65—103.
- Krumbein W. C. Occurrence and lithologic associations of evaporites in the United States. JSP, 21, No. 2, 1951, с. 63—81.
- Rode K. Der Ssiwasch: ein grosses Haf im semiariden Klimabereich. Geol. Runds., 33, H. 1, 1942, с. 44—48.
- Schwade I. T. Salt-dolomite intergrowths. BAAPG, 31, No. 12, 1947, с. 2208—2214.
- Scrutton P. C. Deposition of evaporites. BAAPG, 37, No. II, 1953, с. 2498—2512. Литература.
- Sloss L. L. The significance of evaporites. JSP, 23, No. 3, 1953, с. 143—162.
- Steers J. A. The rate of sedimentation salt marches, Norfolk. GM, 75, 1938, с. 26—39.
- Stewart F. H. The petrology of the evaporites of the Eskdale No. 2 boring, Yorkshire. Miner. Mag., 29, 1951, с. 445—475, 557—572.
- Udden J. A. Laminated anhydrite from Texas. BGSA, 35, 1924, с. 347—354.

## СЕРВИЯ ВЕРЕГОВОЙ ТАКЫР, стр. 363—367

- Андрусов Н. И. и Шпинделер П. Б. Карабугаз и его промышленное значение. Мат. СОПС, 23, 1930, с. 3—17.
- Карелин Г. С. Путешествия по Каспийскому морю в 1832 и 1836 годах. Зап. Геогр. общ., 10, 1883, 497 с.
- Wynne A. B. Geology of Kutch. Mem. Geol. Surv. India, 9, 1872, с. 1—263.

## СЕРВИЯ ТОРФЯНАЯ ЛАГУНА И ВЕРЕГОВОЕ БОЛОТО, стр. 367—369

- Davis J. H. The peat deposits of Florida, their occurrence, development and uses. Bull. Geol. Surv. Florida, 30, 1946.
- Grabau A. W. Principles of stratigraphy. New York, 1913, 1185 с.
- Pratte O. Die Sedimente des Kurischen Haffens. Fortschr. d. Geol. u. Pal., H. 10, 1931, 142 с.
- Shaler N. S. Preliminary report on see-coast swamps of the eastern United States. 6-th Ann. Rept. USGS, 1885, с. 353—398.
- Shaler N. S. General account of the fresh-water morasses of the United States, with a description of the Dismal Swamp district. 10-th Ann. Rept. USGS, 1890, с. 261—339.
- Steers J. A. and Thomas A. D. Vegetation and sedimentation as illustrated in the region of the Norfolk marshes. Proc. Geol. Ass., 1930, с. 341—352.

## СЕРВИЯ САПРОПЕЛЬНЫЕ ЛАГУНА И БЕРЕГОВОЕ ОЗЕРО, стр. 369—378

- Али-Заде А. А. Майкопская свита Азербайджана и ее нефтеносность. Баку, 1945, 489 с.
- Архангельский А. Д. Об осадках Черного моря и их значении в познании осадочных горных пород. ВМОИП, 5 (3—4), 1927.
- Вебер В. В. Проблема нефтеносности палеогеновых и миоценовых слоев Кабристана. Тр. ВНИГРИ, 110, 1939, 112 с.
- Вебер В. В. Нефтеносные фации и их роль в образовании нефтяных месторождений. Л.—М., 1947.
- Татарский В. Б. Литология нефтеносных карбонатных пород Средней Азии и происхождение нефтеносных доломитов. Тр. ВНИГРИ, сер. А, 112, 1939, 89 с.
- Шамрай И. А. Проблема генезиса майкопской нефтеносной свиты на Северном Кавказе. Тр. Азов.-Черном. геолог. упр., 9, 1939.
- Авегнату G. S. Migration of oil from Arbuckle limestone into Chattanooga shale, Kansas. BAAPG, 25, No. 10, 1941, с. 1934—1939.
- David L. Significance of fish remains in recent deposits off coast of Southern California. BAAPG, 31, No. 2, 1947, с. 367—374.
- Roliff W. A. Salina-Guelph fields of southwestern Ontario. BAAPG, 33, No. 2, 1949, с. 153—188.
- Trask P. D. Origin and environment of source sediments of petroleum. Houston, 1932.

## СЕРВИЯ ФЕРРИСИАЛЛИТОВЫЕ ЛАГУНА И БЕРЕГОВОЕ ОЗЕРО, стр. 378—381

- Архангельский А. Д. Типы бокситов СССР и их генезис. Тр. конфер. по генезису железной руды, 1937, с. 365—511.
- Молдаванцев Е. П. Бокситы Северного Урала и проблема их изучения. Тр. ЦНИГРИ, 24, 1934, 56 с.
- Наливкин Д. В. О бокситах Урала. ИАН, № 4, 1942, с. 3—5.

## СЕРВИЯ ПЕРЕСЫПЬ ИЛИ КОСА, стр. 381—384

- Гуделис В. К. Данные о строении и развитии пересыпи. Курши Нерия. Тр. Инст. океанол., 40, 1954, с. 62—69. Литература.
- Дзенис-Литовский А. И. Пересыпи и косы крымских соляных озер. ИГО, 65, в. 6, 1933, с. 585—595.
- Зенкович В. П. Динамика и морфология морских берегов, ч. I. Волновые процессы. М., 1946, 496 с.
- Зенкович В. П. Один из процессов образования петлевидных баров. ДАН, 71, в. 3, 1950, с. 529—532.
- Зенкович В. П. Двойные береговые бары и пересыпи. Природа, № 2, 1952, с. 113—114.
- Первухин М. А. Морфологический очерк Карабугазской пересыпи. Уч. зап. Моск. ун-та, 16, 1937, с. 18.
- Сидоренко М. Петрографические данные по современным отложениям в Хаджибейском лимане. Зап. Новор. общ. ест., 24, 1901, с. 95—119.
- Соколов Н. А. Об образовании лиманов Южной России. ТГК, X, в. 4, 1895, с. I—VI, 1—58 русск., 59—102 нем.
- Andréé K. Die Kurische Nehrung. Europa Sandwüste. Königsberg, 1932.
- Beueglen K. Die Nehrungen Ostpreussens und ihre Entstehung. Aus der Heimat, 2, 1933.
- Evans O. F. The origin of spits, bars and related structures. JG, 50, No. 7, 1942, с. 846—865.
- Thompson W. O. Original structures of beaches, bars and dunes. BGSA, 48, 1937, с. 723—753.
- Viliamas V. Kuršiu Nerija. Kaunas, 1932.

## НИМИЯ МАТЕРИКОВОЕ (ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНОЕ) МОРЕ, стр. 384—390

- Броцкая В. А. и Зенкович Л. А. Количественный учет донной фауны Баренцева моря. Тр. ВНИРО, 4, 1939.
- Виноградова П. С. О стратификации осадков на дне Баренцева моря. Природа, № 3, 1946, с. 53—54.
- Гурьянова Е. и другие. Литораль западного Мурмана. Иссл. морей СССР, 2, 1930.

- Кленова М. В. Осадки северо-западной части Баренцева моря. Бюлл. ГОИН, 9, 1932.
- Кленова М. В. Осадки Карского моря. ДАН, № 4, 1936, с. 183—186.
- Кленова М. В. Осадки Баренцевого моря. ДАН, 26, № 8, 1940, с. 796—800.
- Кленова М. В. Геология моря. 1948, 495 с.
- Carney J. B. Geology of Gulf coastal area and continental shelf. BAAPG, 34, No. 3, 1950, с. 361—385.
- Edelman C. H. Petrological relation of the sediments of the southern North sea. Rec. Mar. Sed. 1939, с. 343—348. Литература.
- Gripenberg S. Sediments of the Baltic Sea. Rec. Mar. Sed. 1939, с. 298—321. Литература.
- Lowman S. W. Sedimentary facies in Gulf coast. BAAPG, 33, No. 12, 1949, с. 1939—1997.
- Winckler H. G. Sedimentbildung an der deutschen Nordseeküste. С. f. Min., A, No. 6, 1936, с. 174—189.

## НИМИЯ ВНУТРЕННЕЕ МОРЕ, стр. 390—401

- Архангельский А. Д. Об осадках Черного моря и их значении в познании осадочных горных пород. БМОИП, 5 (3—4), 1927, с. 199—289.
- Архангельский А. Д. Результаты работ по изучению донных отложений Южного Каспия. Пробл. Волго-Каспия, ч. 2, АН СССР, 1934, с. 473—481.
- Архангельский А. Д. и Страхов Н. М. Геологическое строение и история развития Черного моря. 1938, 226 с. Литература.
- Батурина В. П. и Колоколов А. А. Танатоценозы ракушечников средней части Восточного Каспия. ДАН, № 2, 1940, с. 213—216.
- Бруевич С. В. Карбонаты в осадках Каспийского моря. ДАН, 53, № 2, 1946 (1), с. 149—152.
- Бруевич С. В. Изменения в характере осадконакопления на Каспийском море в историческое время. ДАН, 52, № 8, 1946 (2), с. 701—704.
- Бруевич С. В. и Виноградова Е. В. Основные черты осадкообразования в Каспийском море (по распределению карбонатов, Fe, Mn и Pb морских отложений). ДАН, 52, № 9, 1946 (3), с. 297—304.
- Бруевич С. В. Осадкообразование в Каспийском море. Тр. Инст. океаногр., 3, 1949, с. 119, 156.
- Зернов С. А. К вопросу об изучении жизни Черного моря. Зап. АН, сер. VIII, 32, в. 1, 1911, 299 с.
- Кленова М. В. Материалы к изучению природы береговой линии на севере Каспия (наблюдения с аэроплана). Природа, № 1, 1939, с. 72—73.
- Кленова М. В. Геология моря. 1948, с. 243—245.
- Кленова М. В. и Ястребова Л. А. Осадки Северного Каспия. БМОИП, № 2, 1947.
- Киповиц Н. М. Очерк работ Каспийской экспедиции 1904 г. ИГО, 1905, с. 433—457.
- Киповиц Н. М. Гидрологические исследования в Каспийском море в 1914—1915 гг. Труды Каспийской экспедиции 1914—1915 гг., II, 1921, 943 с.
- Киповиц Н. М. Гидрологические исследования в Азовском море. Тр. Азовово-Черном. научно-пром. экспед., 5, 1932.
- Киповиц Н. М. Гидрология морей и солоноватых вод. 1938, 513 с.
- Колоколов А. А. Биогенные компоненты в осадках Северного Каспия. Землеведение. БМОИП, 1 (41), 1940, с. 168—195.
- Наливкин Д. В. Зона центральных поднятий средиземноморского орогена. Изв. ВГРО, 51, № 2, 1932, с. 1231—1233.
- Страхов Н. М. К познанию закономерностей и механизма морской седиментации. I. Черное море. ИАН, № 2, 1947, с. 49—90.
- Страхов Н. М. Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов. Тр. ИГН, 124, 1951.
- Яковлев Н. Н. О некоторых результатах новейших исследований коралловых рифов Индийского океана и Красного моря. ИГК, 32, 1913, с. 251—269.
- Grossland C. The Egyptian exploration of the Red Sea. Nature, 1937, с. 712—715.
- Mohamed A. F. The Egyptian exploration of the Red Sea. Proc. R. Soc. London, ser. B, 128, 1940, с. 306—316.
- Natland R. R. and Rittenberg S. C. Diatom production and deposition in the gulf of California. Rep. Subcom. Ecol. Marine Organ., 1941, с. 36—37.

Shukri N. M. and Higazy R. A. Mechanical analysis of some bottom deposits of the northern Red Sea. JSP, 14, No. 2, 1944, c. 43—69.  
Walther J. Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. 1893—1894, c. 902 и др.

#### НИМИЯ АРХИПЕЛАГ, стр. 401—405

- Joubin L. Carte des bancs et récifs de coraux. Ann. Inst. Océan., IV, f. 2, 1912, 12 с.  
Kuennen P. H. Sediments of the East Indian archipelago. Rec. Mar. Sed., 1939, c. 348—356.  
Kuennen P. H. Marine geology. 1950, c. 175—207. Литература.  
Molengraaf G. A. Geologie. Глава VI, c. 272—356, De zeeën van Nederlandsche Cost Indie, 1922. Части 2 и 3 в Proc. Fourth Pacif. Sc. Congr. Java, 2, 1930.  
Riel P. M. Ozeanographische Forschung in Niederländisch Ostindien. Zeit. Ges. Erdk., 1932.  
Scheffen W. Strandbeobachtungen im Malayischen Archipel. Geol. Meere, I, H. 1, 1937, c. 38—55.

#### РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ФАУНЫ, стр. 405—407

(Экология морских животных)

- Бирштейн Я. А. Рост и распространение *Cardium edule* заливов Мертвый Култук и Кайдак, в связи с соленостью. ДАН, № 4, 1938, с. 187—192. Литература.  
Геккер Р. Ф. Примеры палеоэкологического изучения осадочных толщ. Лит. сб., 1, 1948, с. 114—121.  
Дерюгин К. М. Фауна Кольского залива и условия ее существования. Зап. АН, VIII сер., 34, 1915, 929 с.  
Джонстон Д. Условия жизни в море. П., 1919, 372 с.  
Зенкевич Л. А. Фауна и биологическая продуктивность моря, т. I, М.—Л., 1951; т. 2, М.—Л., 1947, 588 с.  
Зернов С. А. К вопросу об изучении жизни Черного моря. Зап. АН, VIII сер., 32, в. 1, 1911, 299 с.  
Зернов С. А. Общая гидробиология. М., 1934, 504 с.  
Книпович Н. М. Гидрология морей и солоноватых вод. М.—Л., 1938, 513 с.  
Танфильев Г. И. Моря Каспийское, Черное, Балтийское, Ледовитое, Сибирское и Восточный океан. М.—Л., 1931, 246 с. Литература.  
Allee W. C., Emerson A. E. и другие. Principles of animal ecology. Philadelphia—London, 1949, 837 с.  
Cooper G. A. Brachiopod ecology and paleoecology. Nat. Res. Coun., Rept. Comm. Paleogeology, 1936—1937, с. 26—53. Литература.  
Hesse R. A. Ecological animal geography. New York—London, 1937, 597 с.  
Lorenz I. K. Physicalische Verhältnisse und Vertheilung der Organismen im Quarärischen Golfe. Wien, 1863, 379 с.  
Natland R. R. and Rittenberg S. C. Diatom production and deposition in the gulf of California. Rep. Subcomm. Ecol. Mar. Org., 1941, с. 36—37.  
Petersen C. G. J. The animal communites of the sea-bottom and their importance for marine Zoogeography. Rep. Danish Biol. Stat., 21, 1914.  
Petersen C. G. J. The sea-bottom and its production of fish-food. Rep. Danish Biol. Stat., 23, 1918, с. 15.  
Petersen C. G. J. A brief survey of the animal communities in Danish waters. AJS, 7, 1924.  
Pruvot G. Essais sur les fonds et la faune de la Manche occidentale. Arch. Zool. Exper., 3 сér., 5, 1897—1898.  
Scheffen W. Strandbeobachtungen im Malayischen Archipel. Geol. Meere, I, H. 1, 1937, с. 38—55.  
Schmidt H. Die bionomische Einteilung der fossilen Meeresboden. Fort. d. Geol. u. Pal., 12, H. 38, 1935.  
Scott G. Paleoecological factors controlling the distribution and mode of life of cretaceous ammonoids in the Texas area. Journ. Paleont., 14, 1940, с. 299—323.  
Symposium on hydrobiology. Wisconsin University. 1941, 405 с.  
Termier H. et Termier G. Histoire géologique de la biosphère. Paris, 1952, с. 121—236. Литература.  
Vaughan T. W. Ecology of modern marine organisms with reference to paleogeography. BGSA, 51, No. 3, 1940, с. 433—468.  
ZoBell C. B. Marine microbiology. Waltham, Massach., 1946, 240 с.

## НИМИЯ РИФОВАЯ ОБЛАСТЬ, стр. 417—474

- Сводки данных по современным рифам приведены в монографиях:
- Кленова М. В. Геология моря. М., 1948.
- Шипард Ф. Геология моря. М.—Л., 1951, с. 263—286.
- Gardiner J. S. Coral reefs and atolls. London, 1931, 181 с.
- Киепен Р. Н. Marine Geology. 1950, с. 414—479.
- В Советском Союзе современные рифы отсутствуют, и работы по ним немногочисленны. Искосяемые же рифы, наоборот, распространены широко, и работы по ним весьма многочисленны. Ниже приводятся только основные работы.
- Работы на других языках разбиты на два раздела: современные рифы и искосяемые рифы.
- Беллингсгаузен Ф. Ф. Двукратные изыскания в Южном Ледовитом океане и плавание вокруг света в 1819—1821 годах. 1831, с. 384—386.
- Борисик А. А. Геологический очерк Изюмского уезда. ТГК, в. 3, 1905, с. 319—320, 325.
- Герасимов Н. П. Геологическое строение восточной нефтяной области (Приуралье). Изд. Ур. фил. АН, 1940, 140 с.
- Королюк И. К. Условия образования рифов на примере подольских толтров. Авто-реферат, 1949, 22 с.
- Королюк И. К. Подольские толтры и условия их образования. Тр. ИГН, 110, 1952, 120 с.
- Куликов М. В. О распространении фауны в сильвинских рифах. Мат. ВСЕГЕИ, сб. 8, 1948, с. 85—88.
- Маслов В. П. Геолого-литологические исследования рифовых фаций Уфимского плато. Тр. ИГН, 118, 1950, 69 с.
- Микрюков М. Ф. Стерлитамакские шиханы. Пермская экскурсия. Южный маршрут. Путевод. Международн. геол. конгресса XVII сессии. 1937, с. 81—92.
- Наливкин В. Д. Типы рифовых массивов Уфимского плато. ДАН, 1945, № 1, с. 401—404.
- Наливкин В. Д. Стратиграфия и тектоника Уфимского плато и Юрезано-Сыльвенской депрессии. Тр. ВНИГРИ, 46, 1949, 204 с.
- Наливкин В. Д. Фации и геологическая история Уфимского плато и Юрезано-Сыльвенской депрессии. М.—Л., 1950, 127 с. Литература.
- Ричардс Г. О Великом барьерном рифе в Австралии. Реферат. ИГО, 72, в. 2, 1940, с. 285—286.
- Сермягин В. А. Литологическая характеристика известняков Ишимбаевского месторождения нефти. Тр. ВНИГРИ, 101, 1938, с. 5—13.
- Сермягин В. А. Литология верхнепалеозойских рифовых известняков западного склона Урала. Тр. ВНИГРИ, 115, 1939, с. 177—188.
- Ступинин А. В. Ф. Беллингсгаузен и учение о коралловых островах. ИГО, 82, в. 3, 1950, с. 318—320.
- Сулин В. А., Варов А. А. и другие. Материалы по геологии, гидрогеологии и разведочным работам Верхне-Чусовского района. 1933, 134 с.
- Тарасов Н. М. Коралловые рифы высоких широт. Природа, № 4, 1943, с. 65—66.
- Теодорович Г. И. Литология карбонатных пород палеозоя Урало-Волжской области. М., 1950, 216 с. Литература.
- Толстыхина М. М. О некоторых рифовых образованиях в верхнекаменноугольных отложениях Уфимского плато. ИГРО, в. 93, 1932, с. 1417—1430.
- Трофимук А. А. Условия формирования артинских известняков Стерлитамакского и Ишимбаевского районов. Сб. «Мат. по Перм. сист.», 1940, с. 36—38.
- Трофимук А. А. Нефтеносность палеозоя Башкирии. 1950, 246 с.
- Трофимук А. А. и Дубровин А. Н. О природе нефтеносных известняковых массивов Ишимбаева. Пр. сов. геол., № 11, 1936, с. 952—977. Литература.
- Урало-Волжская нефтеносная область. Геология и нефтеносность. Сборник, М.—Л., 1941, 572 с. Литература.
- Шамов Д. Ф. О геологическом строении Ишимбаевского нефтеносного района. Сов. геол., № 11, 1940, с. 6—20.
- Шипард Ф. Геология моря. М., 1951, с. 263—286.
- Яковлев Н. Н. Существуют ли коралловые рифы в палеозое? ИГК, 30, 1911, с. 848—857.
- Яковлев Н. Н. О некоторых результатах новейших исследований коралловых рифов Индийского океана и Красного моря. ИГК, 32, 1913, с. 251—269.
- Яковлев Н. Н. и Рябинин В. Н. К геологии Соликамского Урала. ТГК, 123, 1915, 31 с.

## СОВРЕМЕННЫЕ РИФЫ, стр. 417—460

- A g a s s i z A. The Tortugas and Florida reefs. 1883.
- A g a s s i z A. Three cruises of the Steamer Blake. Bull. Mus. Comp. Zool., 20, 1888.
- A g a s s i z A. The coral reefs of the Hawaiian islands. 1889.
- A g a s s i z A. The Bahamas and elevated reefs of Cuba. Bull. Mus. Comp. Zool., 26, 1894.
- A g a s s i z A. A visit to the Bermudas. Bull. Mus. Comp. Zool., 26, 1894, c. 205—281.
- A g a s s i z A. The elevated reef of Florida. Bull. Mus. Comp. Zool., 28, 1896.
- A g a s s i z A. The islands and coral of Fiji. Bull. Mus. Comp. Zool., 33, 1899.
- B i g e l o w H. B. The shoal-water deposits of the Bermuda banks. Proc. Am. Acad. Sci., 40, 1905, c. 559—591.
- B o n n e y T. G. The Atoll of Funafuti. Borings into a coral reef. London, 1904, 430 c.
- C l o u d P. E. Superficial aspects of modern organic reefs. Scient. Monthly, 79, N 4, 1954.
- C l o u d P. E. Facies relationships of organic reefs. BAAPG, 36, No. 11, 1952, c. 2125—2149.
- C r o s s l a n d C. Coral reefs of Tahiti, Moorea and Rarotonga. Journ. Zool. Linn. Soc., 36, 1928, c. 577—620.
- C r o s s l a n d C. Further notes on the Taitian barrier reef and lagoons. Journ. Zool. Linn. Soc., 40, 1939, c. 459—474.
- C r o s s l a n d C. The coral reefs at Ghadaga. Proc. Zool. Soc. London, ser. A, 108, 1939, c. 513—523.
- D a l y R. A. The changing World of Ice age. New Haven. 1934, 271 c.
- D a l y R. A. Coral reefs. A review. AJS, 246, No. 4, 1948, c. 193—207.
- D a r w i n C. The structure and distribution of coral reefs. London, 1842.
- D a v i s W. M. The coral problem. Am. Geogr. Soc., Sp. Publ., No. 9, 1928, 577 c.
- E m e r y K. O. Submarine geology of Bikini atoll. BGSA, 59, 1948, c. 855—860.
- F a i r b r i d g e R. W. Recent and pleistocene coral reefs of Australia. JG, 58, 1950, c. 330—401.
- G a r d i n e r J. S. Coral reefs and atolls. London, 1931, 181 c.
- H e s s H. H. Drowned ancient islands of the Pacific basin. AJS, 244, 1946, c. 772—791.
- H i n d s N. E. The geology of Kanai and Niihau. Bull. Bishop. Mus., 71, 1930, c. 1—103. Литература.
- H o f f m e i s t e r J. E. and L a d d H. S. The foundations of atolls. JG, 43, 1935, c. 653—665.
- H o f f m e i s t e r J. E. and L a d d H. S. A criticism of the glacial control theory. JG, 44, 1936, c. 74—92.
- H o f f m e i s t e r J. E. and L a d d H. S. Geology of Lau, Fiji. Bull. Bishop. Mus., 181, 1945, 399 c.
- J o u b i n C. M. Carte des bancs et récifs de coraux. Ann. Inst. Océan., IV, fasc. 2, 1912, 12 c.
- K u e n e n P. H. Geology of coral reefs. The Snellius Exped., 5, pt. 2, 1933, 126 c.
- K u e n e n P. H. Submarine slopes of volcanoes and coral reefs in the East Indian Archipelago. CR Congr. Int. Geogr. Amst., 1938, 2, sect. IIb, 1938, c. 93—98.
- K u e n e n P. H. Two problems of marine geology: atolls and canyons. Verh. d. Kon. Ned. Ak. Wet. Nat., 43, No. 3, 1947, 69 c.
- K u e n e n P. H. Marine geology. 1950, c. 414—479.
- L a d d H. S. Geology of Vitu-Levu, Fiji. Bull. Bishop Mus., 119, 1934, c. 1—255.
- L a d d H. S. Recent reefs. BAAPG, 34, No. 2, 1950, c. 203—215.
- L a d d H. S. and H o f f m e i s t e r J. E. The antecedent-platform theory. JG, 52, 1944, c. 388—402.
- L a d d H. S., T r a c e y J. I. и другие. Drilling on Bikini atoll, Marshall Island. Science, 107, No. 2768, 1948, c. 51—54.
- L a d d H. S. и другие. Drilling on Eniwetok atoll, Marshall Islands. BAAPG, 37, 1953, c. 2257—2280.
- L e m o i n e P. Les algues calcaires de la zone néritique. Из «Contribution à l'étude de la répartition actuelle et passée des organismes dans la zone néritique». Soc. de Biogéographie, 7, 1940, c. 75—138.
- M a T i n g Y i n g. Data on the time required for the building of coral reefs. Bull. Geol. Soc. China, 17, No. 1, 1937, c. 135—136.
- M a y o r A. G. Some posthumous papers related to work at Tutuila island. Papers from dept. marine biology, Carn. Inst., 19, 1924, c. 1—90. Биология кораллов.
- M o l e n g r a a f f G. A. The coral reefs in the East Indian Archipelago, their distribution and mode of development. 4-th Pac. Sci. Congr., Java, II A, 1930, c. 55—89.
- M u r r a y J. and I r v i n e R. On coral reefs and other carbonate of lime formations in modern seas. Proc. R. Soc. Edinburgh, 17, 1891, c. 79—109.

- Nugent L. E. Coral reefs in the Gilbert, Marshall and Caroline islands. BGSA, 57, 1946, c. 735—780.
- Nugent L. E. Emerged phosphate islands in Micronesia. BGSA, 59, No. 10, 1948, c. 977—994.
- Otter G. W. Rock-destroying organisms in relation to coral reefs. Brit. Mus. Great Bar. Reef Exp., 1928—1929, Sci. Rep. I, No. 12, 1937, c. 333—352.
- Pia J. Die rezenten Kalksteine. Zeit. f. Krist., Min., Petr., Abt. B, Erg. Bd., 1933, 420 c.
- Pratje O. Korallenbänke in tiefem und kühlem Wasser. C. f. Min., 1924, c. 110—145.
- Reports of the Great Barrier Reef committee. Vol. I—V, London, 1925—1942.
- Richards H. S. Some problems of the Great Barrier Reef. Journ. a. Proc. R. Soc. N. S. Wales, 71, pt. I, 1938.
- Richards H. C. Results of deep boring operations on the Great Barrier Reef, Australia. Proc. Sixth Pacific Sci. Congr., 2, 1940, c. 857.
- Saville-Kent W. The Great Barrier Reef of Australia. London, 1893, 387 c.
- Setchell W. A. Phytogeographic notes on Tahiti. Publ. Univ. Calif. Botany, 12, No. 8, 1926, c. 291—324.
- Sewell R. B. The coral coast of India. Geogr. Journ., 79, 1932, c. 449—465.
- Sewell R. B. Studies on coral and coral-formation in Indian Waters. Mem. Asiat. Soc. Bengal, 9, 1935, c. 461—540.
- Sewell R. B. An account of Addu atoll. An account of Hornsburgh atoll. John. Murray Exp., I, 3+5, 1936, c. 63—93, 109—125.
- Skeats E. W. The chemical composition of limestones from upraised coral islands. Bull. Mus. Comp. Zool., 42, 1903, c. 53—126.
- Sollas W. J. и другие. The atoll of Funafuti. Royal. Soc. of London, 1904, 410 c.
- Spender M. A. Inland reefs of the Queensland coast. Geogr. Journ., 76, 1930, c. 193—214, 273—297.
- Stark J. T. and Dapples E. C. Near shore coral lagoon sediments from Raiatea, Society Islands. JSP, II, No. 1, 1944, c. 21—27.
- Stearns H. T. Geology of the island Lanai, Hawaii. Bull. Dept. Publ. Lands, Div. Hydrogr., 6, 1940, 177 c.
- Stearns H. T. An integration of coral-reefs hypotheses. AJS, 244, 1946, c. 245—262.
- Steers J. A. The Queensland coast and the Great Barrier Reef. Geogr. Journ., 74, 1929, c. 232—257, 341—370.
- Steers J. A. The coral islands and associated features of the Great Barrier reefs. Geogr. Journ., 89, 1937, c. 1—29, 119—146.
- Steers J. A. The coral cays of Jamaica. Geogr. Journ., 95, No. 1, 1940, c. 30—42.
- Steers J. A. и соавторы. Sand cays and mangroves in Jamaica. Geogr. Journ., 96, No. 5, 1940, c. 305—329.
- Tayama R. Table reefs, a particular type of coral reefs. Proc. Imp. Ac. Tokyo, 2, 1935, c. 268—270.
- Teichert C. and Fairbridge R. W. Some coral reefs of the Sahul shelf. Geogr. Rev., 38, 1948, c. 222—249.
- Thorpe E. M. Calcareous shallow-water marine deposits of Florida and the Bahamas. Pap. Tortugas Lab. Carn. Inst. Wash., 29, 1936 (1), c. 37—143.
- Thorpe E. M. The sediments of the Pearl and Hermes reefs. JSP, 6, No. 2, 1936 (2), c. 109—118.
- Todd J. Shoal water deposits of the Bermuda Banks. JSP, 9, No. 1, 1939, c. 8—13.
- Tracey I. I., Ladd H. S. and Hoffmeister J. E. Reef of Bikini. BGSA, 59, 1948, c. 861—878.
- Twenhofel W. H. Coral and other organic reefs in geological column. BAAPG, 34, No. 2, 1950, c. 182—303. Литература.
- Umbrugge J. H. De koraalriffen van Emmahaven (W. Sumatra). Med. Leid. Geol., 4, 1931, c. 9—24.
- Umbrugge J. H. Geological history of the East Indies. BAAPG, 22, 1938, c. 1—70.
- Umbrugge J. H. Atolls and barrier reefs of the Togian islands, northern Celebes. Leidsche Geol. Meded., II, off. 1, 1939, c. 132—187.
- Umbrugge J. H. Coral reefs of the East Indies. BGSA, 58, 1947, c. 729—778.
- Vaughan T. W. Corals and the formation of coral reefs. Smithson. Inst. Rept. for 1917, 1919, 205 c.
- Vaughan T. W. Fossil corals from Central America, Cuba and Porto Rico, with an account of the American Tertiary, Pleistocene and Recent coral reefs. Bull. US Nat. Hist. Mus., 103, 1919, c. 189—524.
- Vaughan T. W. Ecology of modern marine organisms with reference to paleogeography. BGSA, 51, 1940, c. 433—468.

- Vaughan T. W. Recent studies of the ecology of corals. Rep. subcomm. on the ecology of Mar. Organ., 1941, c. 47—52.
- Vermeij J. Coral reef studies. Treubia, 13, 1931, c. 169—198, 199—215.
- Walther J. Die Korallenriffe der Sinaihalbinsel. Abh. math. phys. Cl. K. Sächs. Ges. d. Wiss., 14, 1888, c. 439—506.
- Walther J. Einleitung in die Geologie. 1893—1894, c. 893—933.
- Wentworth C. K. and Ladd H. S. Pacific islands sediments. Stud. in Nat. Hist. Iowa Univ., 13, No. 2, 1931, c. 1—47.
- Williams H. Geology of Tahiti, Moorea and Maiao. Bull. Bishop Mus., 105, 1933, c. 1—89.
- Wilson W. B. Reef definition. BAAPG, 34, No. 2, 1950, c. 181—182.
- Wood-Jones F. Coral and atolls. London, 1910, 392 c.
- Yonge C. M. A year on the Great Barrier Reef. London, 1930.
- Yonge C. M. The biology of reef-building corals. Great Barrier Reef Exped. Sc. rep., v. 1, No. 13, 1940, c. 353—391. Литература.

#### ИСКОПАЕМЫЕ РИФЫ, стр. 460—474

- Arkell W. J. On the nature, origin and climatic significance of the coral reefs in the vicinity of Oxford. QJ, 91, 1935, c. 77—110.
- Bond G. The lower carboniferous reef limestones of Northern England. JG, 58, 1950, c. 313—329.
- Cloud P. E. Facies relationships of organic reefs. BAAPG, 36, 1952, c. 2125—2149. Литература.
- Cummings E. R. Reefs or bioherms. BGSA, 43, 1932, c. 331—352. Литература.
- Cummings E. R. and Scrock R. R. Niagaran coral reefs of Indiana. BGSA, 39, 1928, c. 579—619.
- Gerth H. The evolution of reef corals during the Cenozoic period. 4-th Pac. Sci. Congr., Java, II A, 1930, c. 333—350.
- Hadding A. The Pre-Quaternary rocks of Sweden. VI. Reef limestones. Med. f. Lunds Geol. Min. Inst. Arsskrift. Lunds Univ., N. F., Avd. 2, Bd. 37, No. 10, 1941, 137 c. Литература.
- King P. B. Permian of West Texas and southeastern New Mexico. BAAPG, 26, No. 4, 1942, c. 535—763.
- Laudon L. R. and Bowshere A. L. Mississippian formations of Sacramento Mountains, New Mexico. BAAPG, 25, No. 12, 1941, c. 2107—2160.
- Lowenstam H. A. Niagaran reefs of the Great lakes area. JG, 58, 1950, c. 430—487.
- Pugh W. E. Bibliography of organic reefs, bioherms and biostromes. Tulsa, 1950, 139 c.
- Schneegans D. Gas-bearing structures of southern France. BAAPG, 32, No. 2, 1948, c. 198—214.
- Vaughan T. W. A contribution to the geologic history of Floridian plateau. Carnegie Inst. Wash., Publ. 133, 1910, c. 99—185.
- Vaughan T. W. Physical conditions under which palaeozoic coral reefs were formed. BGSA, 22, 1911, c. 238—252.
- Walther J. Die Fauna der Solenhofener Plattenkalke bionomisch betrachtet. Festschr. zum Geburtstage von E. Heckel. Jena, 1904, c. 135—214.
- Waring W. W. and Layer D. B. Devonian dolomitized reef, Leduc field, Alberta, Canada. BAAPG, 34, No. 4, 1950, c. 295—312.
- Wedekind R. und Tripp K. Die Korallenriffe Gotlands. C. f. Min., 1930.

#### НИМИИ БАТИАЛЬНАЯ И АБИССАЛЬНАЯ ОБЛАСТИ, стр. 474—482

##### СОВРЕМЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ, стр. 474—479

- Бруевич С. В. Скорость образования донных отложений в мировом океане. Тр. Инст. океанол., 3, 1949, с. 90—118.
- Сакс В. Н. О скорости накопления современных морских осадков. Природа, № 6, 1950, с. 24—33.
- Танфильев Г. И. Моря Каспийское, Черное, Балтийское, Ледовитое, Сибирское и Восточный океан. 1931, 246 с. Литература.
- Шипард Ф. Геология моря. 1951, с. 287—318.
- Шокальский Ю. М. Океанография. 1917.
- Agassiz A. Three cruises of the steamer Blake. Bull. Mus. Comp. Zool., 20, 1888.
- André K. Geologie des Meersbodens. Bd. II, Leipzig, 1920, 689 с. Литература.

- Bramlette M. N. and Bradley W. H. Lithology and geological interpretations in geology and biology of North Atlantic deep-sea cores. USGS, Prof. Pap. 196-A, 1942.
- Correns C. W. Die Sedimente des aequatorialen Atlantischen Ozeans. Wiss. Ergeb. Deut. Atlan. Exped. «Meteor», 1925—1927, 3, Th. 3, 1937, 298 c.
- Correns C. W. Globigerina ooze, Red clay and Blue mud. Naturwiss., 25, 1937, c. 196—200.
- Correns C. W. Pelagic sediments of the North Atlantic ocean. Rec. Mar. Sed., 1939, c. 373—395.
- Kuennen P. H. Rate and mass of deep-sea sedimentation. AJS, 244, 1946, c. 563—572. Литература.
- Kuennen P. H. Marine geology. 1950, c. 337—360.
- Murray J. On the depth and marine deposits of the Indian Ocean. Trans. Linn. Soc. London, 43, 3, 1909.
- Murray J. and Chumley J. The deep-sea deposits of the Atlantic ocean. Trans. R. Soc. Edinburgh, 54, 1924, 252 c.
- Murray J. and Lee G. V. The depth and marine deposits of the Pacific. Mus. Comp. Zool., Mem. 38, 1909.
- Murray J. und Philipp E. Die Grundproben der «Deutschen Tiefsee Expedition Valdivia». Wiss. Ergeb., Bd. 10, 1908, c. 77—201.
- Murray J. and Renard A. F. Deep-sea deposits. Rep. Sci. Results of the voyage of «Challenger». London, 1893, 525 c.
- Piggot C. E. and Urry W. M. Time relations in oceans sediments. BGSA, 53, 1942, c. 1187—1210.
- Pratje O. Die Sedimente des Südatlantischen oceans. «Meteor». B. 3, Th. 2, L. I, 1935, 56 c.
- Revelle R. R. Marine bottom samples collected in Pacific ocean by the «Carnegie». Publ. Carnegie Inst., No. 556, 1944, 180 c.
- Schott W. Deep-sea sediments of the Indian ocean. Rec. Mar. Sed., 1939, c. 396—408.
- Schott W. Rate of sedimentation of recent deep-sea sediments. Rec. Mar. Sed., 1939, c. 409—416. Литература.
- Sverdrup H. U., Johnson M. W. and Fleming R. H. The Oceans. New York, 1942, 1060 c.
- Thorpe E. Description of deep-sea bottom samples from the western North Atlantic and the Caribbean sea. Bull. Scripps Inst. Ocean., Techn. Ser., 3, No. 1, 1931, c. 1—31.
- Trask P. D. Organic content of recent marine sediments. Rec. Mar. Sed., 1939, c. 428—453.
- Twenhofel W. H. Magnitude of the sediments beneath the deep sea. BGSA, 40, 1929, c. 385—402.
- Wiseman J. D. Geology of the deep-sea floor. Nature, 164, No. 4173, 1949, c. 682—684.

## ИСКОПАЕМЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ, стр. 480—482

- Fuchs T. Ueber neues Analog der Fauna des Badener Tegel. Verh. d. k. k. Geol. Reichsanst., 1905.
- Harrison J. B. The coral-rocks of Barbados. GJ, 63, 1907.
- Jukes Brown A. J. and Harrison J. B. The Geology of Barbados. QJ, 47, 1891, v. 48, 1892.
- Lechmere Guppy R. I. The tertiary microzoic formation of Trinidad. QJ, 48, 1892.
- Molengraaff G. A. On the oceanic deep-sea deposits of central Borneo. Kon. Ak. Weten. Amsterdam, Sec. of Sciences, 12, 1909—1910, c. 141—147.
- Rich J. L. Flow-markings, groovings and intra-stratal crumplings as criteria for recognition of slope deposits, with illustration from silurian rocks of Wales. BAAPG, 34, No. 4, 1950, c. 717—741.

## ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Абиссальная область 478—482  
Абиссальные отложения прошлого 480—481  
Агульхас, банк 278, 279  
Айсберги, переносимые ими осадки 284—285  
Алеврит 154—157, 168, 169  
Ангидрит 40, 339  
Антидюны 102  
Антрацит 120  
Аргиллит, 178  
Аркоз 170  
Археоциатовые известняки 192, 464  
Архипелаг, нимия 401—405  
— общая характеристика 401  
— современные примеры 401—404  
— типы архипелагов 404  
— фиджи, поднятые рифы 438—440  
Атлантический океан, рельеф дна 42, 277  
— осадки 222  
— распределение фауны 408  
  
Багамские острова, отложения, рифы 445, 446  
Бактерии, осаждающие известняк 260—261  
Балтийское море, его отложения 388, 389  
— распределение фауны 413—415  
Банк, банка 277—281  
Банка Георга 278  
Бар, см. Пересыпь  
Баренцово море 386—388  
Барьерный риф 432—435  
Батиальная область 474—478  
Бейделит 176  
Белые цвета 144  
Береговые валы 232, 233  
Береговой такыр, сервия 363—367  
Берег равнинный 228—261  
— скалистый, гористый 261—273  
Бермудские острова, отложения и рифы 441, 442  
Биогем и биостром 418, 419  
Биоденоз 6  
Битуминозные породы 307—316  
Бобовины, см. Пизолиты  
Боксит, см. Феррибисаллитовая лагуна  
Большой Барьерный риф 431—435, 419, 420, 451  
  
Брахиоподовые банки 256  
— известняки 256  
Брекчии 162—164  
— вулканические 163  
— литогенетические 164  
— обломочные 162, 163  
— солянокупольные 162, 164  
— сопочные 163  
— тектонические 164  
— химические 164  
Бугский лиман 333, 334  
Бурый цвет 145  
Бухта, сервия 292—295  
  
Вакка 171  
Ватт 299—303  
Вест-Индский архипелаг 403  
Включения 132—134  
Внутреннее море, нимия 390—401  
— взаимоотношения с геосинклиналями 391  
— макроперешейки 390  
— общая характеристика 390  
— осадки 391  
— современные примеры 391—401  
Внутриформационные конгломераты 269  
Водоросли 406—416  
— диатомовые 479  
— известковые 249—251  
Волноприбойные знаки 99—103  
— ложные 108  
Вторичный кварцит 208—209, 213  
Выделения 118—130  
  
Гавайские коралловые острова 442, 447, 448  
Галечники, см. Конгломераты  
Гальмировлиз, см. Подводное выветривание  
Гез 207  
Гейзерит 208  
Геосинклинали 42—55  
— границы 49, 50  
— история развития 54, 55  
— наземные (континентальные) 53  
Геосинклинальные формации 47  
Глауконитовые пески и глины 242—244  
Глинистые минералы 176

- Глиняная галька и валуны 132  
 Глины 176—182  
 — вулканические 182  
 — морские 180, 181  
 — наземные 178, 179  
 — обломочные 178—181  
 — озерные 180  
 — сопочные 182  
 — тектонические 182  
 — химические 181, 182  
 Глобигериновый ил 478  
 Глубинные глины 239—241  
 — пески 233—235  
 — скалы и камни 263, 266  
 Горючие сланцы 308—311  
 Гравий 152—157  
 Гранулометрия 157, 158  
 Граптолитовые сланцы 312—316  
 Граувакки 171  
 Губа, сервия 295—298
- Давление льда 111  
 Даалматинский берег 264, 265  
 Движения материков 56—59  
 — вертикальные 56, 57  
 — горизонтальные 57—59  
 Девонские бокситоносные рифы Урала 472, 473  
 — нефтеносные рифы Канады 471, 472  
 Дендриты 131  
 Детритовые известняки 258, 259  
 Джаспероид 207  
 Джаспилит 207  
 Диатомит 206  
 — псевдоабиссальный 290  
 Дисмол Свампо 369  
 Дифференциация осадочная 39—42  
 Днепровский лиман 331—333  
 Доттер-банк 279  
 Доломиты 195—204  
 — вторичные 198  
 — классификация 199  
 — морские 199  
 — общая характеристика 195  
 — свойства 197  
 — частные примеры 201  
 — условия образования 196  
 Доманик 309—311  
 Донные течения 17—19  
 Дрюйт 260  
 Дюны известняковые 190, 441
- Желтый цвет 145  
 Жеоды 131
- Закон дифференциации осадков 39  
 Заполнения 130—132  
 Заражение сероводородное 307  
 Застойный бассейн 311—316  
 Зеленый цвет 145  
 Зерна, величина, классификация 158—161  
 Знаки волноприбойные, ряби 99—103  
 — волн 101  
 — дождевых капель 115  
 — животных 117
- колеблющихся растений 115  
 — ледяных кристаллов 115  
 — пузырьков газа 117  
 — усыхания 114  
 Золенгофенские рифовые известняки 462  
 Зубчатый шов, стилолиты 135
- Известковые водоросли 192, 249—251  
 — илы 245, 246  
 — пески 190, 245, 246, 441  
 Известняки 182—195, 245—261, 450  
 — водорослевые 192, 249—251  
 — геологическое распространение 191—195  
 — классификация 189  
 — минералы 182  
 — морские 190  
 — мшанковые 252, 253  
 — нерастворимый остаток 183  
 — окраска 183  
 — пресноводные и наземные 191  
 — ракушняковые 254—257  
 — стадии уплотнения и метаморфизации 189  
 — структуры 183—185  
 — фораминиферовые 246—248  
 — эхинодерматовые 257, 258
- Излом 142, 143  
 Ил вулканический 476  
 — глобигериновый 478  
 — диатомовый 479  
 — зеленый 476  
 — известковый 477  
 — красный 476  
 — штероподовый 478  
 — радиоляриевый 479  
 — синий или голубой 475  
 Иловая впадина 306—311  
 Индийский океан, распределение фауны 415—417  
 Индонезийский архипелаг, рифы 457—460  
 Инкрустационная структура 131  
 Искристость 143, 144  
 Итаколумит 171
- Кайдак и Мертвый Култук 350—352  
 Калифорнийский залив 224, 225  
 Калифорния, шельф 291, 292  
 Каньон подводный 273—277  
 Кара-Богаз-Гол 346—350  
 Карагатский остров 283  
 Карбонаты, карбонатные породы 182—205  
 — доломиты 195—204  
 — известняки 182—195  
 — мергели 204, 205  
 Каролинские острова, рифы 437  
 Каспийское море, отложения 397—400  
 Катышы 132  
 Кварнерский залив, распределение фауны 411—413  
 Кварциты 170, 171  
 — вторичные 211  
 — железистые 207

- Кластические осадки, см. Обломочные  
 Кливаж, см. Сланцеватость  
 Климат, влияние его на накопление осадков 71—75  
 Коллектора нефти, см. Пористость  
 Кольский залив, распределение фауны 410, 411  
 Конгломераты 165—168, 230, 268—270  
   — морские 167  
   — наземные 166  
   — озерные 167  
   — состав галек 165  
   — схема классификации 165  
   — химические 168  
 Конкремции 119—123  
   — антраконит 120  
   — внутреннее строение 119  
   — псевдоконкремции 122, 123  
   — разновидности 119, 120  
   — образование 120  
   — угольные шары 120  
 Континентальный склон 218, 474—478  
 Конус в конусе, фунтики 129, 130  
 Концентрация водородных ионов, pH 40, 41  
 Кораллины, см. Водоросли известковые  
 Коралловые рифы, см. Рифовая область  
 Коса, см. Пересыпь  
 Косая слоистость 94—99  
 Костиная брекчия 163  
 Красная глубоководная глина 478, 479  
 Красное море, отложения 392, 393  
 Красный ил 476  
 Красный цвет 145  
 Кремнистые глины 207  
   — сланцы 206  
 Кремнистые породы 205—213  
   — классификация 208  
   — морские 209  
   — наземные 209  
   — пресноводные 209  
   — примеры 206—208  
   — стадии метаморфизации 208  
   — условия образования 211  
 Криноидные известняки 257  
 Кукерсит 311  
 Куриш-Гаф, см. Курский залив  
 Курский залив 325—328  
 Лагунная область 316—384  
 Лагуны 322—330  
   — впадинные 330  
   — дельтовые 328  
   — кратерные 330  
   — намывные 323  
   — островные 328  
   — рифовые 330  
   — самосадочные 338—363  
   — сапропелевые 369, 370  
   — торфяные 367—369  
   — феррисиаллитовые 378—381  
 Ла-Манш 281  
 Ледниково-морские отложения 284, 285  
 Ленточная слоистость 75—78  
 Ленточные глины 75  
 Лидит 207, 288  
 Лиманы 330—338  
   — Березанский 334  
   — Бугский 333, 334  
   — Днепровский 331—333  
   — Дунайский 335—337  
   — Нильские 337, 338  
   — общая характеристика 330  
   — Тилигульский 334  
   — Хаджибейский и Куяльницкий 334  
 Литографский камень 462  
 Литоральная зона 219—223  
 Литоральные отложения, подразделения 223  
 Литотаммии, см. Водоросли известковые  
 Ложе мирового океана 218, 478—482  
 Магнетитовые пески 233, 274  
 Макроритмы 81—83  
 Мангровая заросль 303—306  
   — геологическое распространение 305  
   — общая характеристика 303  
   — современные примеры 304  
 Маршальские острова, рифы 436, 437  
 Материки, движение 56—59  
 Материковое море, нимия 384—390  
   — моря прошлого 389, 390  
   — общая характеристика 384  
   — осадки 386  
   — сервии 385  
   — современные примеры 386—389  
   — типы морей 385  
 Мезоритмы 83—87  
 Мел, белый 290  
 Мергели 204, 205  
 Микроритмы 87—90, 93, 94  
 Микрослоистость 94  
 Монтмориллонит 176  
 Морские отложения, классификация 219—223  
 Морской бассейн, формация 214—482  
   — типы бассейнов 223  
 Морское дно, рельеф и зоны 214, 215  
 Моря внутренние 390—402  
   — материковые 384—390  
 Мощность осадков 34, 35  
 Мшанковые рифы 252  
 Накопление осадков 16—103  
 Немые известняки 258—261  
 Новакулит 207  
 Нонтронит 176  
 Нуммулитовые известняки 247  
 Ньюфаундлендский банк 278  
 Облекание 60—64  
 Обломки, знаки на поверхности 117, 118  
 Обломочные породы 153—182  
   — гранулометрический состав 157  
   — классификация 153—156  
   — общие понятия 153  
   — терминология 156  
   — форма зерен 158—160  
   — цемент 160, 161  
 Обособранный шельф, нимия 292—316  
 Окатанность 159, 160  
 Океан, мировой, уровень 55, 56

- Океанические отложения, абиссальные 478—482  
 Округленность, см. Окатанность  
 Онкоиды 248  
 Оолиты 124, 128  
 — геологическое распространение 126—128  
 Опал 205  
 Опоки 207  
 Опускание островов и банок 65—68  
 Организмы, распределение 405—417  
 — коралловых островов 450—453  
 — рост, влияние на слоистость 73  
 Органогенные известняки 190  
 Осадки  
 — ватт 299—303  
 — внешние признаки 114—117  
 — внутренних морей 391  
 — материковых морей 386  
 — мощность 34, 35  
 — накопление 16—113  
 — связь накопления с тектоникой 27—35  
 — скорость накопления 31—34  
 — типы важнейших 149—213  
 — типы распределения 16—27  
 — форма накопления 59—65  
 Осадконакопление ритмическое 79—94  
 Осадочная дифференциация 39—42  
 Остров, сервия 282—284  
 Острова опускания 65—68  
 Отдельность 143  
 Открытый пролив, сервия 281, 282  
 — шельф, нимия 224—292  
 Отложения  
 — абиссальные 478—482  
 — батиальные 471—478  
 — коралловых островов 440—450  
 — лагуны 322—330  
 — ледниково-морские 284, 285  
 — морские, классификация 219—223  
 — обвально-морские 265—267  
 — псевдоабиссальные 288—291  
 — эолово-морские 285—287  
 Отпечатки капель дождя 115  
 — кристаллов льда 115  
 Охотское море, отложения 400, 401  
 Палеозойские рифы 464—474  
 Пелагические осадки 219—220  
 Пелит 156  
 Перекрестная рябь 102  
 Перенос течениями 22—26  
 Переходы подводные 26, 27  
 Пересянь 381—384  
 Пески  
 — водные, отличия от эоловых 175  
 — вулканические 175  
 — дюнные 190, 441  
 — кварциты 171  
 — морские 174  
 — наземные 172  
 — озерные 173  
 — пляжей 174  
 — полимиктовые 169  
 — состав зерен 169  
 — примесей 170  
 — цемента 160, 161, 170  
 — стадии уплотнения и метаморфизации 170  
 — форма зерен 158—160  
 — эоловые 173  
 Пе-аш — pH 39—42  
 Песчаники, см. Пески  
 Пизолиты 128, 129  
 Пласт 68  
 Пластичность 142  
 Плойчатость 113  
 Плоскость напластования 68  
 Поверхность обломочных зерен 117, 118  
 Подводная возвышенность, сервия 277—281  
 — эрозия, см. Подводное размывание  
 Подводное выветривание=галымиролиз 27  
 Подводные грабены 276, 277  
 — гребни 277  
 — долины, сервия 273—277  
 — морены 284, 285  
 — несогласия 26, 27  
 — обвалы 265—267  
 — перерывы 26, 27  
 — плато 277—281  
 — размывание 22—26  
 — троги 275  
 Пористость 138—142  
 Предгорный прогиб 46, 47  
 Прибрежные болота и лагуны, см. Торфяные болота и лагуны  
 Псаммит 156  
 Псевдоабиссальные отложения 288—291  
 Псевдоакреции 123  
 Псевдотрансгрессии 26, 27  
 Псифит 156  
 Птероподовый ил 478  
 Пузырьки газа, отпечатки 115  
 Пыль космическая 478  
 Равнинный берег, сервия 228—261  
 Радиоляриты 206  
 Раздробление 111  
 Ракушняки 254—257  
 Ранн Кача 363—365  
 Рецессия 26, 27  
 Ритмичное осадконакопление 78—94  
 — макроритмы 81—83  
 — мезоритмы 83—87  
 — микроритмы 87—90  
 — и слоистость 93, 94  
 — причины 92, 93  
 — производственное значение 90—92  
 Рифовая область, нимия 417—474  
 — архипелаг Фиджи, поднятые рифы 438—440  
 — атоллы 435—437  
 — барьерные рифы 432—435  
 — береговые рифы 431, 432  
 — Бермудские острова, отложения 441—442  
 — биогермы 418, 419  
 — Большой Барьерный риф 432—435  
 — верхнепалеозойские рифы Приуралья 436—470

- вулканические отложения 446, 447
- Гавайские острова, рифы 447, 448
- длительность образования 427
- Золенгофенский атолл 462
- Индонезийский архипелаг, рифы 457—460
- Каролинские острова, атоллы 437
- Кольцевые рифы, см. Атоллы
- Маршальские острова, атоллы 436, 437
- мезокенозойские рифы 461—463
- мощность рифов 424—427
- образование коралловых островов 423—427
- органический мир 450—453
- отложения 440—450
- палеозойские рифы 463—474
- подводное плато 429
- поднятые рифы 437—440
- понятие «риф», определение 418, 419
- примеры ископаемых рифов 460—474
- размеры и форма рифов 419—421
- распространение коралловых островов 421, 422
- известняков в рифах 440, 441, 450
- рельеф коралловых островов 427—431
- Таити, остров, рифы, рельеф 449, 450
- теории образования рифов 453, 454
- терригенные отложения 447, 448
- типы коралловых рифов 431
- Тогианские острова, рельеф 454, 455
- углы наклона склонов 427—431
- характерные особенности 450
- эолианит 441
- Роговики 208
- Рухляк, см. Мергель
- Рябь, см. Волноприбойные знаки
- Рэнджер-банк 279
  
- Саки, озеро 339—342
- Самосадочные озера и лагуны 338—363
- Сапропелевые лагуны и озеро, сервия 369, 370
- Севастопольская бухта 405, 406
- Североамериканский архипелаг 404
- Секреции 118
- Септариа 119, 120
- Сервия 13
- Серый цвет 144
- Сиваш 344—346
- Силт, см. Алеврит
- Силурийские рифы Готланда 473, 474
- Синегенетичность = одновременность по образованию
- Синхроничность = одновременность
- Синий цвет 145
- Синяя глина, батиальная 475
- Скагеррак 276
- Скалы и камни, фация 264—268
- Слоны рифов, углы 427—431
- Скорость морских течений 16—19
- Сланцеватость 112, 113
- Слоеобразование, см. Слоистость
- Слоеобразование, литологический комплекс 70
- слоистость и тектоника 73—75
- слой 68
- пласт 69
- Слоистость 68—78
- вторичные нарушения 103—113
- косая 94—99
- ленточная 75—78
- микрослоистость 78
- причины 70—73
- Слой 68
- Сокращенные слои 23
- Спарагмит 171
- Спонголиты 206
- Средиземное море 391, 392
- Стилолиты 134—138
- Струйчатые желобки 118
- Структуры облекания 60—64
- Сферолиты 123
- оолиты 124—128
- пизолиты 128, 129
  
- Такыр береговой 363—367
- Терригенные отложения, см. Обломочные
- Течения, влияние на накопление осадков 22—26
- Толтры 250
- Торфяное болото и лагуна, сервия 367—369
- Дисмол Свампс 369
- Массачусетская Лагуна 367—369
- общая характеристика 367
- Окифиноки 369
- Эвергледс 368
- Трангрессия 35—39
- Трепел 206
- Трецины высыхания 114
  
- Унаследованная окраска 146, 147
- Уплотнение глин 177
- Уровень мирового океана 55, 56
- Устричные банки 255
  
- Феррисиаллитовые лагуны и озеро, сервия 378—381
- Фиорды 292—295
- Флорида, рифовые отложения 438
- Фораминеровые известняки 246, 247
- Форма зерен и галек 158—160
- Формы накопления осадков 59—65
- Фтанит 207
- Фузулиновые известняки 246
- Фунафути, атолл, бурение 426
- Футики 129—130
  
- Химическая дифференциация 40—42
- Химические известняки 190, 259, 260
  
- Цвет отложений 144—148
- Цемент, типы 160, 161
- песчаных пород 170
- Цикл осадконакопления = седиментации 79

- Червяковые породы 133, 134  
Черное море, отложения 393—397  
— — распределение фауны 409  
Черный цвет 144
- Шиханы 466  
Шламм=жидкий ил  
Шов сутурный, см. Стилолиты  
Шельф 215—218, 224—228, 261—264  
— Калифорния 291, 292  
— обособленный, сервия 292—316  
— образование 228  
— открытый, сервия 224—292
- распространение 216  
— рельеф 217  
— строение 225—228
- Эвергледс 368  
Эгейский архипелаг 404  
Эстуарии, см. Губы  
Эолово-морские отложения, область 285—287  
Эхинодерматовые известняки 257, 258
- Юрский рифовый известняк 461, 462

## О ГЛАВЛЕНИЕ

|  | Стр.          |
|--|---------------|
| Предисловие . . . . .                                      | 3             |
| <b>Г л а в а I. Общие понятия . . . . .</b>                | <b>5—15</b>   |
| Назначение руководства . . . . .                           | 5—6           |
| Понятие „фация“ . . . . .                                  | 6—9           |
| Классификация фаций . . . . .                              | 10—15         |
| <b>Г л а в а II. Накопление осадков . . . . .</b>          | <b>16—113</b> |
| Распределение осадков . . . . .                            | 16—27         |
| Влияние движений воды . . . . .                            | 16—18         |
| Типы распределения осадков . . . . .                       | 19—22         |
| Деятельность течений . . . . .                             | 22—26         |
| Рецессии и подводные перерывы . . . . .                    | 26—27         |
| Влияние тектонических движений . . . . .                   | 27—39         |
| Уравнивающие и нарушающие тектонические движения . . . . . | 29—31         |
| Скорость накопления и мощность осадков . . . . .           | 31—34         |
| Мощность осадков и глубина бассейна . . . . .              | 34—35         |
| Трансгрессии . . . . .                                     | 35—39         |
| Осадочная дифференциация . . . . .                         | 39—42         |
| Геосинклинали . . . . .                                    | 42—55         |
| Уровень мирового океана . . . . .                          | 55—56         |
| Движения материков . . . . .                               | 56—59         |
| Формы накопления осадков . . . . .                         | 59—68         |
| Общие понятия . . . . .                                    | 59—60         |
| Облекание . . . . .  | 60—68         |
| Подводные долины . . . . .                                 | 64—65         |
| Опускания и поднятия островов . . . . .                    | 65—68         |
| Слоистость . . . . .                                       | 68—78         |
| Определения . . . . .                                      | 68—70         |
| Разновидности слоистости . . . . .                         | 70            |
| Образование слоистости . . . . .                           | 70—73         |
| Слоистость и тектоника . . . . .                           | 73—75         |
| Ленточная слоистость . . . . .                             | 75—78         |
| Ритмическое осадконакопление . . . . .                     | 78—94         |
| Определение . . . . .                                      | 78—80         |
| Типы ритмов . . . . .                                      | 80—81         |
| Макроритмы . . . . .                                       | 81—83         |
| Мезоритмы . . . . .  | 83—87         |
| Микроритмы . . . . .                                       | 87—90         |
| Производственное значение . . . . .                        | 90—92         |
| Причины ритмообразования . . . . .                         | 92—93         |
| Микроритмы и слоистость . . . . .                          | 93—94         |
| Косая слоистость . . . . .                                 | 94—99         |
| Волнонприбойные знаки . . . . .                            | 99—103        |
| Вторичные нарушения слоистости . . . . .                   | 103—113       |
| Подводные оползни . . . . .                                | 104—111       |
| Давление льда . . . . .                                    | 111           |

|  | Стр.    |
|--|---------|
| <b>Уплотнение осадков . . . . .</b>                                    | 111     |
| Раздробление . . . . .   | 111—112 |
| Сланцеватость . . . . .  | 112—113 |
| Плойчатость . . . . .  | 113     |
| <b>Г л а в а III. П р и з н а к и о с а д к о в . . . . .</b>          | 114—148 |
| Знаки на поверхности осадков . . . . .                                 | 114—117 |
| Знаки на поверхности обломков . . . . .                                | 117—118 |
| Выделения . . . . .  | 118—130 |
| Конкреции . . . . .  | 119—123 |
| Сферолиты . . . . .  | 123     |
| Оолиты . . . . .   | 124—128 |
| Бобовины . . . . .   | 128—129 |
| Фунтики . . . . .  | 129—130 |
| Заполнения . . . . .   | 130—132 |
| Включения . . . . .  | 132—134 |
| Стилолиты . . . . .  | 134—138 |
| Пористость . . . . .   | 138—142 |
| Пластичность . . . . .   | 142     |
| Излом . . . . .  | 142—143 |
| Отдельность . . . . .  | 143     |
| Искристость . . . . .  | 143—144 |
| Цвет отложений . . . . .   | 144—148 |
| <b>Г л а в а IV. Т и п ы в а ж н е й ш и х о с а д к о в . . . . .</b> | 149—213 |
| Схемы классификации . . . . .  | 149—153 |
| Обломочные породы . . . . .  | 153—182 |
| Общие понятия . . . . .  | 153—162 |
| Брекчии . . . . .  | 162—164 |
| Галечники и конгломераты . . . . .                                     | 165—168 |
| Пески и алевриты . . . . .   | 168—176 |
| Глины . . . . .  | 176—182 |
| Карбонатные породы . . . . .   | 182—205 |
| Известняки . . . . .   | 182—195 |
| Доломиты . . . . .   | 195—204 |
| Мергели . . . . .  | 204—205 |
| Кремнистые породы . . . . .  | 205—213 |
| <b>Г л а в а V. Ф о�мация м о р е . . . . .</b>                        | 214—482 |
| Общие понятия . . . . .  | 214—218 |
| Рельеф и зоны . . . . .  | 214—215 |
| Шельф . . . . .  | 215—218 |
| Континентальный склон . . . . .  | 218     |
| Ложе мирового океана . . . . .   | 218     |
| Классификация морских отложений . . . . .                              | 219—223 |
| Типы морских бассейнов . . . . .                                       | 223     |
| Нимия открытый шельф . . . . .   | 224—292 |
| Общая характеристика . . . . .   | 224—228 |
| Сервия равнинный берег . . . . .                                       | 228—261 |
| Сервия гористый берег . . . . .  | 261—273 |
| Сервия подводная долина . . . . .                                      | 273—277 |
| Сервия подводная возвышенность . . . . .                               | 277—281 |
| Сервия открытый пролив . . . . .                                       | 281—282 |
| Сервия остров . . . . .  | 282—284 |
| Сервия область ледниково-морских и ледово-морских отложений . . . . .  | 284—285 |
| Сервия область эолово-морских отложений . . . . .                      | 285—287 |
| Сервия область псевдоабиссальных отложений . . . . .                   | 288—291 |
| Современные примеры нимии открытый шельф . . . . .                     | 291—292 |
| Нимия обособленный шельф . . . . .                                     | 292—316 |
| Общая характеристика . . . . .   | 292     |
| Сервия бухта и фиорд . . . . .   | 292—295 |
| Сервия губа и эстуарий . . . . .                                       | 295—298 |
| Сервия застойный пролив . . . . .                                      | 298—299 |
| Сервия ватт . . . . .  | 299—303 |

|  | Стр.    |
|--|---------|
| Сервия мангровая заросль . . . . .   | 303—306 |
| Сервия иловая впадина . . . . .  | 306—311 |
| Сервия застойный бассейн . . . . .   | 311—316 |
| Нимия лагунная область . . . . .   | 316—384 |
| Общая характеристика . . . . .   | 316—319 |
| Примеры отложений прошлого . . . . .   | 319—322 |
| Сервия лагуна . . . . .  | 322—330 |
| Сервия лиман . . . . .   | 330—338 |
| Сервия самосадочные лагуны и береговое озеро . . . . .                                     | 338—363 |
| Сервия береговой такыр . . . . .   | 363—367 |
| Сервия торфяные лагуны и береговое болото . . . . .  | 367—369 |
| Сервия сапропелевые лагуны и береговое озеро . . . . .                                     | 369—370 |
| Примеры современных лагун, отложения которых обогащены органическим веществом . . . . .    | 370—372 |
| Примеры терригенных отложений лагун прошлого, обогащенных органическим веществом . . . . . | 372—378 |
| Сервия феррисиаллитовые лагуны и береговое озеро . . . . .                                 | 378—381 |
| Сервия пересыпь или коса . . . . .   | 381—384 |
| Нимия материковое (эпиконтинентальное) море . . . . .                                      | 384—390 |
| Нимия внутреннее море . . . . .  | 390—401 |
| Нимия архипелаг . . . . .  | 401—405 |
| Распределение фауны в терригенных фациях современных морей . . . . .                       | 405—417 |
| Нимия рифовая область . . . . .  | 417—474 |
| Общая характеристика . . . . .   | 417—418 |
| Определение понятия «риф» . . . . .  | 418—419 |
| Размеры и формы рифов . . . . .  | 419—421 |
| Распространение коралловых островов . . . . .  | 421—422 |
| Классификация рифов . . . . .  | 422—423 |
| Образование коралловых островов . . . . .  | 423—427 |
| Рельеф коралловых островов . . . . .   | 427—431 |
| Типы коралловых рифов . . . . .  | 431     |
| Береговые рифы . . . . .   | 431—432 |
| Барьерные рифы . . . . .   | 432—435 |
| Атоллы (или кольцевые рифы) . . . . .  | 435—437 |
| Поднятые рифы . . . . .  | 437—440 |
| Отложения коралловых островов . . . . .  | 440—450 |
| Характерные особенности рифовых известняков . . . . .                                      | 450—451 |
| Органический мир коралловых рифов . . . . .  | 451—453 |
| Теории образования рифов . . . . .   | 453—454 |
| Примеры современных коралловых островов . . . . .  | 454—460 |
| Распространение и примеры ископаемых рифов . . . . .                                       | 460—474 |
| Нимия батиальная область . . . . .   | 474—478 |
| Нимия абиссальная область . . . . .  | 478—482 |
| Литература . . . . .   | 483—525 |
| Предметный указатель . . . . .   | 526—531 |

*Утверждено к печати  
Редакционно-издательским советом  
Академии Наук СССР*

\*

Редактор издательства *С. В. Перминов*  
Технический редактор *М. Е. Зендель*  
Корректоры *Л. А. Петрова,*  
*Г. А. Рудницкая и З. И. Савинова*

---

РИСО АН СССР № 11-2 Р. Подписано  
к печати 6/IV 1956 г. М-55893. Бумага  
70×108<sub>16</sub>. Бум. л. 16<sup>3</sup>/<sub>4</sub>. Печ. л. 45,89.  
Уч. изд. л. 46,04 + 1 вкл. (0,18 уч.-изд. л.)  
Тираж 10 000 (2004—10000) Зак. № 318.  
Цена 33 р. 85 к.

---

1-я тип. Изд-ва Академии Наук СССР.  
Ленинград. В. О. 9-я линия, д. 12.