К. Данбар, Дж. Роджерс

ОСНОВЫ СТРАТИГРАФИИ

CARL O. DUNBAR
Professor of Paleontology and Stratigraphy,
Yale University

JOHN RODGERS
Associate Professor of Geology,
Yale University

PRINCIPLES OF STRATIGRAPHY

NEW YORK, JOHN WILEY & SONS, INC.
LONDON, CHAPMAN & HALL, LIMITED

К. ДАНБАР и Дж. РОДЖЕРС

ОСНОВЫ СТРАТИГРАФИИ

Перевод с английского
М. А. ПЕРГАМЕНТА, М. Е. РААБЕН, В. В. ХОМЕНТОВСКОГО

Под редакцией и с предисловием
Б. М. КЕЛЛЕРА, М. М. МОСКВИНА

ИЗДАТЕЛЬСТВО ИНОСТРАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ
Москва, 1962

АННОТАЦИЯ

Капитальный труд, в котором излагаются основы стратиграфии — науки о последовательности залегания и взаимоотношении слоев и толщ горных пород и их относительном и абсолютном возрасте. До настоящего времени переводных изданий по этой тематике не было.

Книга рассчитана на широкие круги геологов.

Редакция литературы по вопросам геологических наук

Предисловие

Книга «Основы стратиграфии» принадлежит перу видных американских стратиграфов — профессоров Йельского университета К. Данбара и Ю. Роджерса. К. Данбар известен своими работами по фораминиферам и стратиграфии верхнего палеозоя и является автором нового руководства по исторической геологии, выдержавшего несколько изданий. Дж. Роджерс — геолог широкого профиля, опубликовавший ряд работ по стратиграфии нижнего палеозоя, тектонике нескольких районов США, по вопросам стратиграфической терминологии и классификации осадочных пород.

Предмет стратиграфии понимается авторами необычайно широко. Первые три части работы касаются вопросов, которые обычно рассматриваются в руководствах, посвященных другим разделам геологической науки, таким как петрография осадочных пород и учение о фациях. Так, в первой части книги рассмотрены обстановки осадконакопления; во второй — взаимоотношение осадочных толщ: слоистость, перерывы осадкообразования, фации и фациальные изменения; в третьей — типы осадочных пород. Все эти разделы являются как бы введением к четвертому разделу, посвященному собственно вопросам стратиграфии.

Изложение перечисленных вопросов дается авторами на современном научном уровне, с многочисленными ссылками на оригинальные исследования ученых Северной Америки и в меньшей степени Западной Европы. К числу таких вопросов, впервые рассматривающихся в общих руководствах, относится накопление осадков в океанических пучинах, в котором ведущая роль принадлежит мутным потокам, перемещающим сюда обломочный материал из прибрежной полосы. Условия отложения осадков в области шельфа и на суше неоднократно описывались в общих руководствах, однако и эти разделы представят интерес для наших читателей, так как рассмотрение типов отложений сопровождается многочисленными иллюстрациями из практики работ американских геологов. Так, например, условия отложения осадков в дельтах анализируются на ряде современных примеров (дельты Миссисипи, Колорадо, Рейна), с которыми сравниваются дельтовые образования прошлого, такие, как хорошо изученная дельта каменноугольного возраста в штате Огайо. Обстановка накопления осадков вблизи рифовых массивов также анализируется на современном материале, после чего эти данные используются для восстановления сходных обстановок прошлого (риф Кэпитэн в верхнем палеозое Техаса).

Чрезвычайно досадным обстоятельством является, однако, то, что при составлении указанных разделов, да и всей книги в целом авторами совершенно не были использованы данные, полученные советскими геологами, вследствие чего многие вопросы не могли быть освещены с достаточной полнотой. Так, например, условия осадконакопления в Черном море, чрезвычайно важные для истолкования многих типов черных сланцев прошлых геологических эпох, не могли быть изложены на современном уровне знаний, так как Данбару и Роджерсу осталась неизвестной основная монография А. Д. Архангельского и Н. М. Страхова (1938) по этому вопросу. Точно так же в настоящее время вряд ли можно дать полное представление об условиях формирования рифовых массивов, не учитывая строения грандиозных погребенных пермских рифов западного склона Южного Урала.

Поэтому во многих случаях полнота освещения вопросов может оказаться недостаточной.

В третьей главе авторы рассматривают типы осадочных пород, высказывая соображения по поводу условий их образования. В вводной части этого раздела дается классификация осадочных пород, составленная с учетом новых работ американских геологов. Далеко не все в этой классификации кажется бесспорным, однако она представляет несомненный интерес, так как в ней в сжатой форме дается разъяснение многих новых терминов, которые постепенно проникают в научную литературу. Будущее покажет, насколько жизненны такие латинизированные термины как *рудиты*, *аренитты*, *лютиты*, заменяющие принятые у нас термины *псефиты*, *псаммиты* и *пелиты*, имеющие греческие корни. Во всяком случае, термин *калькаренит* (песчаник, состоящий из зерен известняка) получил в последнее время широкое распространение в зарубежных работах и начал проникать в нашу литературу.

Наибольший интерес в книге Данбара и Роджерса представляет ее четвертая часть, посвященная собственно вопросам стратиграфии. В ней подробно рассматриваются принципы подразделения разрезов и применяемые при этом стратиграфические единицы, методы и значение отдельных критериев корреляции, история создания и современное состояние стратиграфической систематики. В заключительной, 18-й главе этой части дается обзор общих закономерностей в распространении главнейших ассоциаций осадочных пород. Изложение иллюстрируется многочисленными примерами, относящимися преимущественно к территории США.

Значение для советского читателя этих глав заключается не только в обстоятельном и разностороннем рассмотрении материала (в значительной своей части достаточно хорошо известного), но и в освещении его с позиций американских стратиграфов. Знакомство с книгой Данбара и Роджерса позволит гораздо лучше понять и правильнее использовать американские стратиграфические работы.

В общем развитии стратиграфии у нас в стране и в США можно подметить определенные черты сходства. Они заключаются прежде всего в стремлении упорядочить стратиграфическую систему и выработать четкое и единообразное понимание стратиграфических подразделений. Для американских геологов большое значение имело создание в 1933 г. сборника правил стратиграфической номенклатуры, известного под названием «Стратиграфический кодекс». Кодекс предусматривает двойную систему подразделений геологического времени и пород (см. табл. 17), которая, однако, значительно отличается от рекомендованных вторым и, особенно, восьмым Международным геологическим конгрессом. Наиболее существенно включение в классификацию чисто местных стратиграфических подразделений (таких как пачки, линзы или формации), не отвечаю-

щих определенному интервалу времени и не являющихся, таким образом, хроностратиграфическими единицами. В то же время в схеме не нашла себе места такая общепринятая категория, как ярус. Именно эти особенности кодекса вызвали оживленную дискуссию в кругах американских геологов, и результатом ее явилась новая классификация, предложенная Шенком и Мюллером в 1941 г. (см. табл. 18). В ней проведено четкое различие между геохронологическими, хроностратиграфическими и литостратиграфическими подразделениями, причем первые два из них полностью соответствуют решениям восьмого Международного геологического конгресса 1900 г. Отличие от наших схем заключается в отсутствии стратиграфического эквивалента эры (у нас — группа) и в замене принятых у нас отделов сериями. Последнее отличие не является особенностью только американских схем. Как известно, вопрос этот специально обсуждался еще на второй сессии Геологического конгресса в 1881 г., в решениях которой было специально оговорено, что в русских работах для обозначения подразделений третьего порядка может применяться термин *отдел*.

Классификация Шенка и Мюллера получила поддержку со стороны многих видных стратиграфов США, и надо думать, что она послужит основой при пересмотре кодекса. Таким образом, будет сделан еще один шаг к сближению с нашей схемой, во всяком случае в части геохронологических и хроностратиграфических подразделений. В меньшей степени это относится к единицам литостратиграфическим (пачки, формации и др.), которые, по представлению Шенка и Мюллера, не отвечают определенному времени и не могут быть сопоставлены с другими подразделениями.

Основными единицами таких местных стратиграфических (литостратиграфических) схем, применяемыми для расчленения разреза и геологического картирования, являются формации. В «Стратиграфическом кодексе» формации определяются как «генетическое подразделение, образовавшееся при однообразных в общем условиях или при чередовании условий». Границы их должны «проводиться в тех местах стратиграфической колонки, где изменяется литологический состав пород, или там, где имеются существенные перерывы в осадконакоплении». Данбар и Роджерс неоднократно подчеркивают, что формация — это прежде всего литологическая (литостратиграфическая) единица, не зависящая от времени. В этом проявляется серьезное отличие американских формаций от примерно соответствующих им свит в наших схемах местных (региональных) стратиграфических подразделений. Согласно принятой у нас трактовке (см. «Стратиграфическая классификация и терминология», Госгеолтехиздат, 1960), свиты, как и другие местные единицы, должны быть обязательно увязаны с подразделениями единой шкалы и, таким образом, должны отвечать определенному интервалу геологического времени. Вопрос, насколько каждая из существующих крайне многочисленных свит удовлетворяет этому требованию, представляет собой особую проблему, нуждающуюся в специальном рассмотрении.

Второе отличие заключается в самом принципе выделения формаций и свит. Для первых из них, как для «единиц прежде всего литологических», наибольшее значение имеют признаки самих пород, и этим формации ясно отличаются от подразделений хроностратиграфических. У нас предпочтение отдается комплексному подходу и полному единству критериев выделения для всех стратиграфических подразделений.

Сказанное относится не только к формациям, но и к подчиненным им «членам» (members), в переводе названным *пачками*, а также к более крупным подразделениям — «группам», объединяющим несколько формаций (их не следует смешивать с принятыми у нас наиболее крупными подразделениями единой шкалы).

Для советского геолога может показаться несколько неожиданной оценка, которую дают авторы этой книги европейской стратиграфической системе. «Вероятно, важнейшей отличительной чертой,— пишут они,—которую североамериканские геологи находят в европейской стратиграфической номенклатуре, является отсутствие упорядоченности». И далее: «с точки зрения американца, европейская стратиграфическая классификация представляет собой случайное и беспорядочное скопление различного рода названий, лишенное каких-либо руководящих принципов». В наших представлениях подобные эпитеты всегда казались более уместными применительно к американским стратиграфическим работам. Следует, однако, отметить (и в этом случае, может быть, с некоторым чувством удовлетворения), что для Данбара и Роджерса осталась, по-видимому, совершенно неизвестной практика работ стратиграфов СССР. Если исключить наш опыт и, не считаясь с географией, ограничить понятие «европейский» только странами Западной Европы, такая характеристика может оказаться и не столь уж несправедливой.

Не беремся судить, как воспринимают эту книгу американские читатели, но нам показалось, что она написана очень трудным языком. Ряд сложных и очень длинных оборотов удалось передать по-русски только в более или менее свободном изложении. Определенные трудности для перевода создает и применяемая авторами терминология, не всегда находящая точные эквиваленты в русской научной номенклатуре. Разъяснения по этим вопросам даны в подстрочных примечаниях.

В заключение можно сделать вывод, что книга Данбара и Роджерса представляет собой новую оригинальную сводку большого и интересного фактического материала. Можно полагать, что эта книга, написанная крупными специалистами в области стратиграфии, будет с интересом встречена советскими геологами.

Перевод книги выполнен коллективом геологов-стратиграфов Геологического института АН СССР. Часть 1 переведена В. В. Хоментовским, часть 2 — М. Е. Раабен, часть 3 — М. А. Пергаментом, часть 4 — Б. М. Келлером. Редактирование частей 1—3 проводилось Б. М. Келлером, части 4 — М. М. Москвиным (Московский государственный университет).

Б. Келлер, М. Москвин

Чарльзу Шухерту, чья жизнь и деятельность постоянно вдохновляли авторов этой работы и их коллег-стратиграфов.

«...Он картировал древние моря и измерял глубину геологического прошлого».

Предисловие к американскому изданию

После того как Чарльз Шухерт в 1924 г. оставил Йель, одному из авторов настоящей книги было поручено чтение курса стратиграфии Северной Америки. Первые лекции были посвящены основным положениям стратиграфии, а остальная часть курса — систематическому изложению стратиграфической летописи этого материка. В дальнейшем изложение основ стратиграфии постепенно расширялось, и в 1946 г. был подготовлен полный годовой курс, который на равных основаниях читали совместно Данбар и Роджерс.

Длительное время чувствовалась острая необходимость в учебнике, в котором был бы изложен этот курс. Однако подготовка его стала возможной лишь после того, как авторам удалось «размежеваться».

В течение первого года мы «делили» курс таким образом, что каждый из нас читал лекции по своему циклу; но мы неизменно встречались на лекциях и принимали участие в их обсуждении. На следующий год мы придерживались той же системы, но на этот раз обменялись темами. На третий год мы вернулись к первоначальному разделению курса и начали подготовку сводного труда по основам стратиграфии. После того как книга была написана, мы обменялись мнениями по различным вопросам, затронутым в курсе, причем обсуждению подверглись и фактические данные и способ изложения материала.

Таким образом, «Основы стратиграфии» представляют собой несколько необычный труд — это совместная работа двух авторов с различным опытом, а порой и различными взглядами и убеждениями.

Стратиграфия — быстро развивающаяся наука, многие вопросы которой требуют дальнейшего изучения. В тех случаях, когда среди стратиграфов наблюдались значительные расхождения во взглядах, авторы излагали различные воззрения, полагая, что будущие открытия в гораздо большей степени, чем их комментарии, выявят правильность той или иной точки зрения.

Литература по стратиграфии обширна, сложна, иногда противоречива, и число работ в этой области быстро возрастает. Нам представляется очевидным, что мы далеко не исчерпали проблематики этой науки. Для сколько-нибудь полного изложения ее потребовалось бы несколько томов. Мы испытываем удовлетворение при мысли, что настоящая работа даст студенту возможность усвоить основные принципы стратиграфии и подготовит к чтению специальной литературы, с помощью которой он сможет приступить к дальнейшему освоению предмета.

ВВЕДЕНИЕ

Цель стратиграфии

Стратиграфия — буквально описание слоев — наука о слоистых породах. Термин *слой* (латинское sternere — распространяться) применяется для обозначения плоских тел горных пород, отложившихся в виде чехла на поверхности аккумуляции. Принципы стратиграфии впервые были разработаны при изучении осадочных пород, но они могут быть использованы и при изучении таких наслоенных изверженных пород, как скопления пепла и лавовые потоки, а также метаморфических пород, сохранивших первичную осадочную природу.

При изучении осадочных пород намечается три главнейших направления. *Осадочная петрография* изучает материал пород как таковой: их состав, текстуру и структуру. Наука об *осадкообразовании* изучает процессы, в результате которых осадок формируется, транспортируется и отлагается; и, наконец, собственно *стратиграфия* имеет дело с взаимоотношениями слоистых пород во времени и пространстве и с системой, лежащей в основе геологической летописи.

Стратиграфия обязательно должна основываться на тех отраслях науки, которые изучают осадочную петрологию и принципы осадконакопления. Как и везде в геологии, в стратиграфии настоящее служит ключом к познанию прошлого; о характере условий, в которых накапливались древние осадочные породы, мы можем судить лишь после того, как уясним, каким способом формируются их аналоги в настоящее время. Однако стратиграфия отходит от этих основных дисциплин, когда ей приходится рассматривать взаимоотношения горных пород в масштабе всей земной коры. Пытаясь суммировать основные принципы, используемые в стратиграфии, авторы были вынуждены ввести в настоящую книгу большое количество материала по осадочной петрологии и осадкообразованию; однако данная работа никоим образом не претендует на полное освещение этих разделов; каждому из них посвящена обширная специальная литература. Литература по осадочной петрологии и осадкообразованию суммирована в современных сводных работах, и ссылки на них часто приводятся в настоящей книге.

Стратиграфия в узком смысле может быть в свою очередь подразделена на три части[1]. Первая из них — описание слоев в том виде, как они

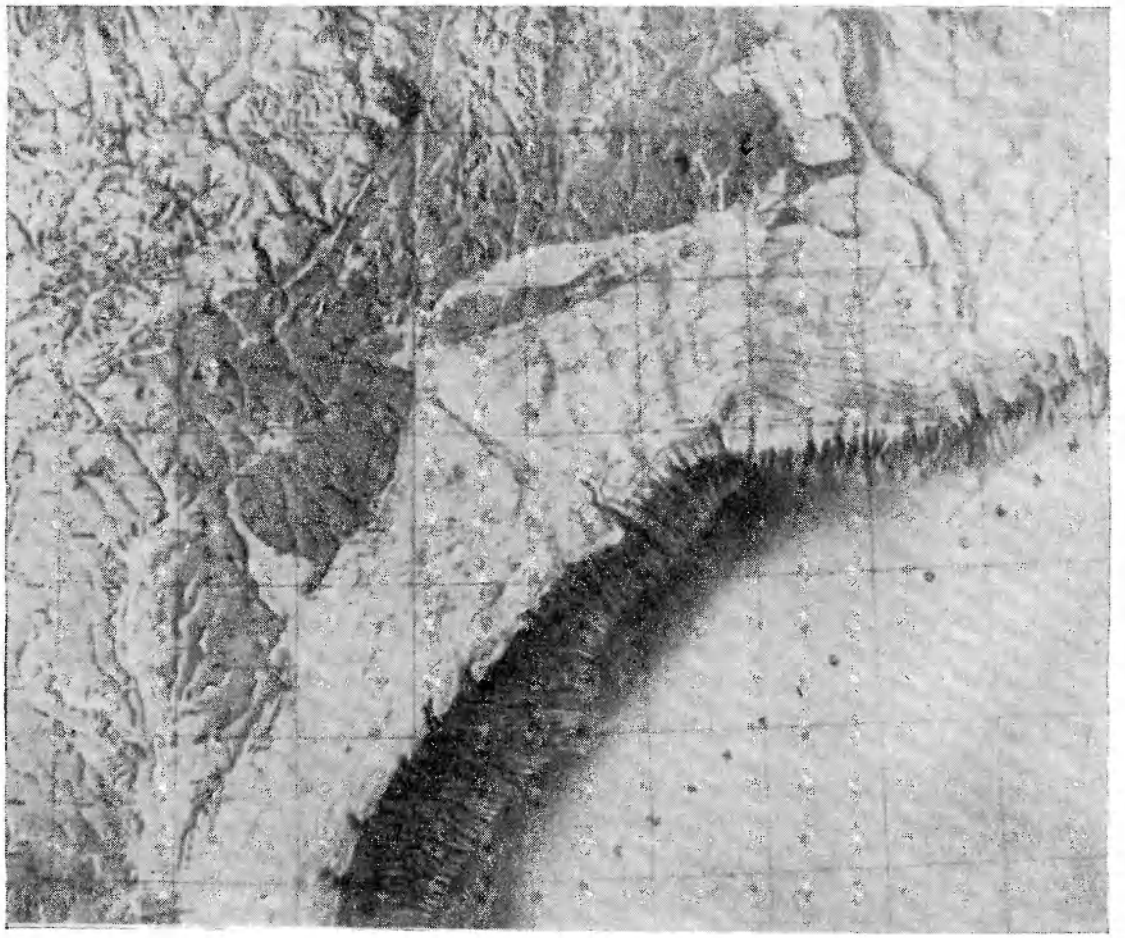
[1] Подобно членам ряда петрография — петрология—петрогения, мы могли бы дать этим подразделениям названия «стратиграфия», «стратилогия» и «стратигения». Однако подобное копирование сложной терминологии вряд ли вызвало бы одобрение.

встречаются в частном разрезе,— необходимая, хотя и несколько скучная процедура, в результате которой накапливаются данные для всех дальнейших интерпретаций. Вторая — корреляция частных разрезов — определение их взаимоотношений и их места в стандартной шкале; все это составляет основы исторической геологии. Для многих геологов эти две части представляют всю стратиграфию, которая считается невероятно скучной и связывается со специфическим описанием и корреляцией. Однако, по мнению авторов, эти две части, важные и необходимые сами по себе, являются лишь ступенью к последней, основной части стратиграфии, а именно интерпретации стратиграфической летописи (как пород, так и заключенных в них окаменелостей) для выяснения прошлой истории Земли. Поэтому, несмотря на то что в данной книге авторы стремились наиболее полно охватить существо описания и корреляции, более половины ее все же посвящено обсуждению принципов и методов, с помощью которых стратиграфы интерпретируют данные описания и корреляции, создавая живые картины геологического прошлого.

Стратиграфия имеет не только большое практическое значение, но и представляет глубокий научный интерес. Слоистые породы содержат огромные месторождения горючих ископаемых — весь уголь и нефть и бóльшую часть расщепляющегося атомного топлива; они служат резервуарами грунтовых вод; к ним приурочены полезные ископаемые многих других видов — осадочные железные руды, многочисленные месторождения металлов, фосфориты, каменные, калийные и другие соли, гипсы и известняки. Даже если месторождения металлов приурочены к интрузиям изверженных пород или к метаморфическим образованиям их контактного ореола, изучение вмещающих осадочных пород обычно бывает полезно и необходимо для выяснения истории развития региона, которая помогает разобраться в генезисе и характере локализации руды. С общенаучной точки зрения стратиграфия дает основу для понимания истории отдельных регионов и Земли в целом, изменения распределения морей и суши, колебания климата и даже истории развития жизни на Земле.

Часть I

ОБСТАНОВКИ ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ



Фиг. 1. Аэрофотоснимок части северо-восточной территории США, на котором изображены континентальный шельф и его взаимоотношение с сушей и континентальным склоном.
Вертикальный масштаб увеличен в 5 раз.

1. Осадочные процессы

Осадочные породы сложены материалом, образовавшимся за счет размыва ранее существовавшей суши, перенесенным в область аккумуляции и отложенным в этой области. Подобный материал представляет собой «зерно», которое перемалывается на осадочной мельнице; его конечная природа определяется тем, что произошло с ним «на мельнице» у источника, что случилось с ним во время транспортировки, в процессе отложения и, наконец, теми изменениями, которые имели место в течение захоронения и после него.

ВЛИЯНИЕ ИСТОЧНИКА

Область питания в значительной степени определяет конечный характер продукта, проходящего через «мельницу». Например, воды реки Литтл-Колорадо, берущей начало в Пейнтед-Дезерт в Аризоне, переполнены массой ила такого же красного цвета, как и триасовые красноцветы, через которые она протекает. Напротив, река Аусабл, миновав пределы Адирондака, несет чистый белый песок, полученный за счет размыва потсдамской формации (кембрий), а воды реки Вабаш, протекая через плодородные равнины Индианы, становятся мутными от черного, богатого органическим веществом ила.

Климат и рельеф в области питания также оказывают существенное влияние на характер осадка. Гранитные массивы в субарктических районах, разрушаясь, дают гравий и песок, богатые свежим полевым шпатом, тогда как в теплом гумидном климате, способствующем глубокому выветриванию, в основном образуются глинистые минералы и кварц. Тем не менее даже в тропических странах с гумидным климатом граниты иногда дают полевошпатовые осадки. Это происходит при наличии крутых склонов и обильных дождевых потоков, когда физическая эрозия опережает химическое выветривание (Krynine, 1935a). Если же поверхность глубокого выветривания подвергается быстрому размыву, как это бывает в краевых частях поднимающихся тектонических блоков, формируются смеси из сильно выветрелого и свежего материалов; к такому типу отложений могут быть отнесены породы группы Ньюарк (триас) в Коннектикутском троге (Krynine, 1950).

Масса осадка, отложенного вблизи источника питания, неизбежно должна отражать влияние как пород, за счет которых она образовалась, так и обстановки в области питания. Однако правильно установить обстановку осадкообразования возможно лишь в том случае, если породы, являющиеся источником питания, несут достаточно определенные признаки более раннего осадочного цикла. Например, морена Центральной равнины Коннектикута местами имеет такой же красный цвет, как и нижележащие слои группы Ньюарк (триас), за счет которых она в значительной степени образовалась, но на смежных поднятиях, сложенных кристаллическими породами, морена в основном зеленая. Красный цвет здесь не отражает ледниковых условий, а унаследован от триасовой обстановки. Аналогичным образом, если красный ил реки Литтл-Колорадо распространится на смежные засушливые бассейны, он останется

красным даже в том случае, когда окружающая обстановка в Аризоне не будет благоприятствовать возникновению красного цвета. Если область питания неизвестна и не изучена, геологи оказываются в крайне затруднительном положении при интерпретации условий осадкообразования: скопления чистого песка, такие, как песчаники Сент-Петер (ордовик) в долине Миссисипи и песчаники Риджли (девон) в Аппалачах, вряд ли могут быть продуктом единого эрозионного цикла; их непосредственными источниками должны были быть массы песчаных отложений, накопившиеся в течение предыдущих циклов.

ТРАНСПОРТИРОВКА

Осадочный материал обычно транспорируется одним из трех путей — в виде растворов, во взвеси или путем волочения по дну. Главными агентами переноса являются вода, ветер и лед.

Транспортировка потоками

Растворы. Наиболее растворимые продукты выветривания переходят в раствор и уносятся грунтовыми водами или поверхностными водотоками в потоки, озера и в конечном итоге в море. На любом этапе этого пути возможны химические реакции между материалами, находящимися в растворе, осаждение в результате испарения или других изменений в физико-химическом равновесии и извлечение определенных материалов организмами для построения скелета или живой ткани. Если ни одного из этих изменений не происходит, растворенное вещество остается в растворе. Редкие материалы полностью нерастворимы, и громадное количество всех обычных ионов, из которых формируются минералы и породы, присутствует в водах потоков, озер и особенно морей.

Взвеси. Частицы, которые не оседают сразу же из жидкости на дно, как говорится, поддерживаются во взвеси. Мутная вода потоков обусловлена присутствием ила, переносимого подобным образом.

Влияние размера и формы частиц. Частицы размера глинистых оседают очень медленно и остаются во взвеси в течение многих часов даже в стоячей воде. Крупные зерна осаждаются быстрее, чем мелкие, а тяжелые — быстрее легких. Подобным образом, сферические частицы оседают быстрее угловатых, так как при одинаковой массе они испытывают меньшее сопротивление трению.

Раби (Rubey, 1931, стр. 28) проделал опыты по определению скоростей оседания частиц в чистой стоячей воде, результаты которых сведены в табл. 1.

Таблица 1

СКОРОСТИ ОТЛОЖЕНИЯ ОСАДКОВ В СТОЯЧЕЙ ПРЕСНОЙ ВОДЕ ПО РАБИ (1931)

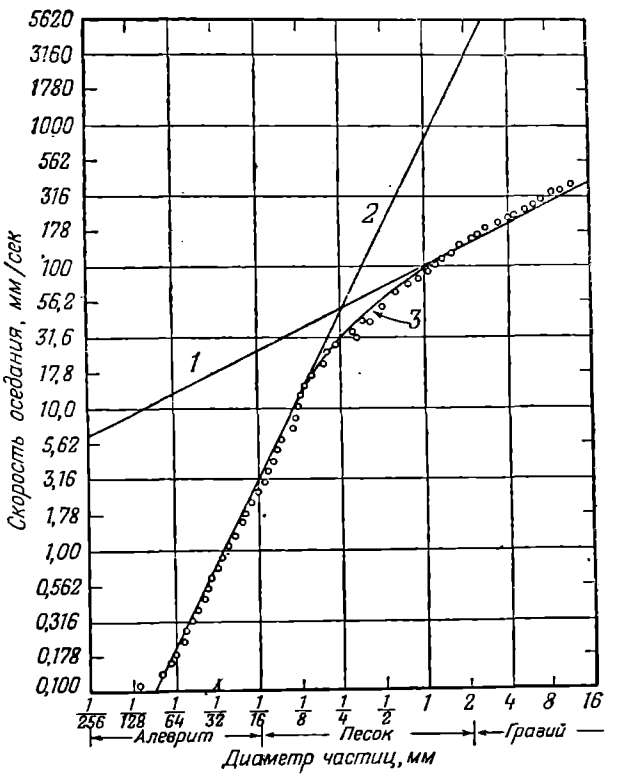
	мм/сек
Очень тонкий песок	>3,84
Грубый ил	0,96—3,84
Средний ил	0,24—0,96
Тонкий ил	0,06—0,24
Очень тонкий ил	0,015—0,06
Грубая глина	0,00375—0,015
Средняя глина	0,0009375—0,00375
Тонкая глина	<0,0009375

Согласно этим данным, для осаждения очень тонкого песка через толщу в 100 футов понадобится около 2 часов, тогда как тонкой глине для этого потребуется около года; чтобы достичь дна океана на глубине 12 000 футов, тонкому песку требуется 10 дней, а тонкой глине — около 100 лет. Неб (Neeb, 1943, стр. 94—95) сообщает, что тонкий вулканический туф, образовавшийся в результате извержения вулкана Тамборо в 1815 г., все еще оседает в некоторых глубоких бассейнах Восточной Индии.

Скорость оседания в стоячей воде определяется отношением двух сил: силы, направленной вниз и равной gm (где g — ускорение силы тяжести, а m — масса данной частицы), и противоположной, направленной вверх силы f (сопротивление трению), обусловленной вязкостью жидкости. Для частиц меньших, чем тонкий песок, масса слишком мала по сравнению с вязкостью воды. Раби (Rubey, 1931, стр. 17—31; 1933) показал, что для таких частиц скорость оседания изменяется пропорционально квадрату диаметра частицы (фиг. 2, крутая часть кривых). Для частиц крупнее грубого песка масса столь велика, что сопротивлением трения можно пренебречь; скорость оседания таких частиц пропорциональна квадратному корню диаметра (фиг. 2, пологая часть кривых). Для частиц промежуточного размера — от тонкого до грубого песка — имеют значение как масса, так и вязкость, и скорость оседания представляет собой среднюю величину между скоростями, установленными для тонких и грубых частиц. Кривая фиг. 2, на которую нанесены данные наблюдений, представляет собой общую кривую для всех размеров.

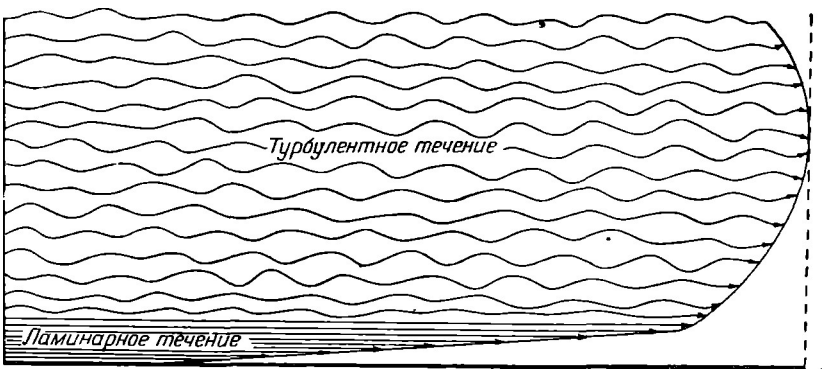
Роль турбулентности. В движущейся воде турбулентность является дополнительным фактором, удерживающим осадок во взвеси. В этой связи можно выделить два вида течения. При медленных скоростях поток движется таким образом, что струи спокойно скользят одна за другой, но при высоких скоростях движение становится неправильным и отчетливо вихревым (фиг. 3). Первое из этих течений будет *ламинарным*, второе — *турбулентным*. При ламинарном течении частицы оседают с такой же скоростью, как и в стоячей воде, но при турбулетном движении они испытывают непрерывный подъем вверх, препятствующий их оседанию. Представляется, что вихри, направленные вверх, должны в целом балансироваться нисходящими вихрями, и, если осадок равномерно распределен в потоке, изменения скорости его оседания не последует. Но поскольку твердые частицы непрерывно погружаются в окружающую жидкость, независимо от характера движения жидкости, постоянно происходит увеличение концентрации осадка вблизи дна (фиг. 4). Поэтому восходящие потоки несут большее количество осадка, чем нисходящие. Трение потока о стенки вмещающего его канала обусловливает резкое падение градиента скорости у контакта, вследствие чего здесь обычно преобладает ламинарное течение. Если средняя скорость значительна, ламинарное течение может быть ограничено узкой пленкой, покрывающей поверхность материала, слагающего дно (независимо от того, является ли он крепкой коренной породой или несцементированным осадком), но в движении мелких частиц этот слой играет очень существенную роль.

Сопротивление движению после отложения. Хьюлстрём (Hujlström, 1935, 1939) показал, что для перемыва выпавших равнозернистых осадков с различными размерами частиц требуются различные скорости. Минимальными



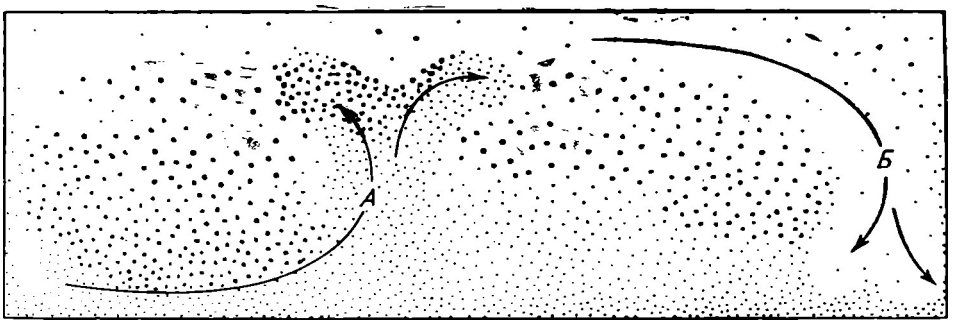
Ф и г. 2. Скорость оседания кварцевых частиц в стоячей воде, изображенная в двойной логарифмической шкале.

Экспериментально определенные скорости обозначены маленькими кружками. Каждый кружок — среднее из большого количества наблюдений. Кривая *1* рассчитана с учетом влияния воды; кривая *2* рассчитана с учетом сопротивления вязкости; *3* — общая кривая. По Раби (Rubey, 1933).



Ф и г. 3. Ламинарное и турбулентное течения в потоке.

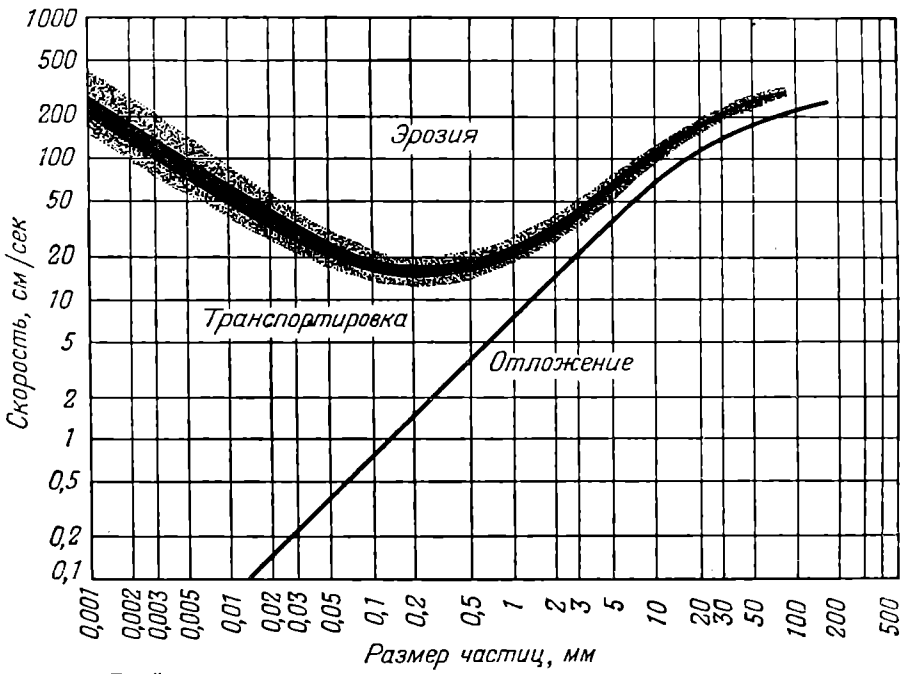
Скорость показана относительной длиной линий течения. По Раби (Rubey, 1938).



Фиг. 4. Роль турбулентности в поддерживании осадка во взвеси.
Максимальная концентрация осадка — у дна, вверх она постепенно уменьшается. Поэтому восходящий вихрь *А* выносит большее количество частиц в единице объема, чем нисходящий вихрь *Б*.

они оказываются для частиц с диаметром около 0,5 *мм*. При увеличении и уменьшении размера частиц скорость должна последовательно возрастать (фиг. 5). Имеются два доказательства, объясняющие эту кажущуюся аномалию. Во-первых, поверхность тонкозернистых осадков имеет микроскопический рельеф, и поэтому каждая выпавшая частица лишь незначительно выделяется над общим уровнем. Ее обнаженная вершина лежит поэтому в пределах донной пленки ламинарного течения или лишь незначительно выходит за пределы ее и слабо подвергается воздействию турбулентного потока. Во-вторых, в глинистых минералах возникают силы сцепления, возрастающие с уменьшением размера частиц, благодаря чему последние все более сопротивляются движению. Это объясняет то обстоятельство, что илы и глины, гораздо более легко транспортируемые, чем песок, выпав в осадок, перемываются с большим трудом.

Волочение по дну. Грубый осадок в основном перемещается по дну; при этом отдельные частицы движутся, подпрыгивая и кувыркаясь. К сожалению, подбрасывания и опускания



Фиг. 5. График, показывающий, при каких скоростях различные по размеру зерна осадка будут размываться, транспортироваться или отлагаться.
Вычерчено в двойной логарифмической шкале. По Хьюлстрёму (Hjulström, 1935, стр. 298).

частиц не поддаются точному учету, и законы, управляющие этим движением, остаются невыясненными. Классические эксперименты Гилберта по транспортировке обломков движущейся водой (Gilbert, 1914) основывались на последовательном изменении размеров частиц, перемещающихся в желобах с плоским дном и постоянным поперечным сечением. Хотя эти опыты дали много ценных данных, они слабо отражают сложность природной обстановки. Работа Раби по критическому анализу сил, требующихся для перемещения частиц по дну потока (Rubey, 1938), показала сложность проблемы; в ней имеются ссылки на обширную техническую литературу по рассматриваемому предмету. Здесь могут быть приведены лишь самые общие положения.

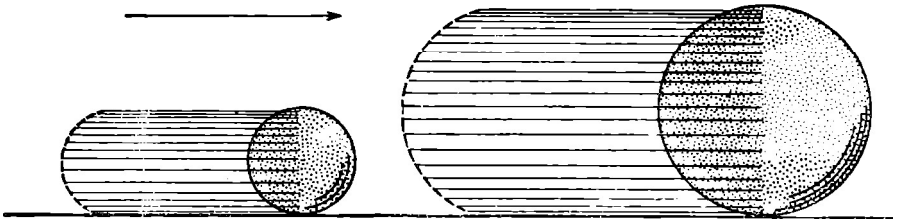
При последующем изложении материала анализ упрощается тем, что допускается сферическая форма частиц, однако следует учитывать, что в действительности большинство из них имеет более или менее неправильную форму, что значительно усложняет их поведение.

Качение. Самый простой способ волочения по дну мы имеем в случае, когда сферические частицы покоятся на ровной поверхности. Здесь сила воды действует на стороны частиц, расположенных вверх по течению. Поскольку основание частицы испытывает трение и, следовательно, вершина частицы перемещается быстрее, чем ее основание, частица получает возможность катиться.

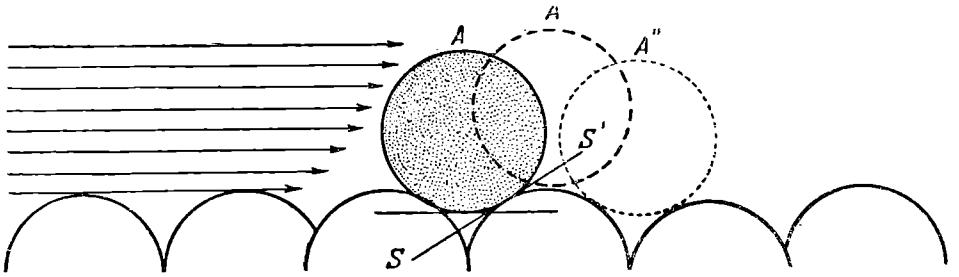
Влияние размера выявляется, если сравнить две частицы, у одной из которых диаметр вдвое больше, чем другой. Сила, действующая на эти частицы, равна mvk, где m — масса воды, задерживаемая частицей в единицу времени, v — скорость ее, k — константа. Константа необходима потому, что у краев сферы вода отклоняется и только небольшая часть ее силы вызывает движение. Масса воды, задерживаемая частицей, пропорциональна поперечному сечению сферы πr^2, а масса частицы, приводимой в движение этой силой, изменяется в зависимости от объема сферы $^4/_3\pi r^3$. Более крупная частица задерживает поток, больший в 4 раза, но вес ее при этом в 8 раз превосходит вес меньшей частицы (допускается, что частицы сделаны из одного и того же материала и что скорость воды в обоих случаях одинакова). Это согласуется с тем фактом, что песок переносится легче, чем гравий, и при уменьшении скорости потока грубые частицы, выпадают в осадок первыми.

Сальтация (saltation). В потоке рассмотренные условия встречаются редко или вообще не встречаются. На фиг. 7 изображена более обычная обстановка, в которой частицы осадка перекатываются друг через друга. Здесь видно, что частица A не может двигаться строго вперед, так как она перемещается по наклонной плоскости S — S' в положение A', с тем чтобы далее перевалить через частицу, находящуюся на пути движения. Более того, она отчасти защищена от течения частицами, находящимися за ней. Оба эти обстоятельства вызывают торможение движения. При этом вступают в действие и другие силы, так как при наличии неровных поверхностей течение неизбежно становится турбулентным, и вихри, образующиеся с защищенной стороны обнаженной частицы, обусловливают ее присасывание. Кроме того, скорость течения потока не одинакова на разных глубинах (фиг. 3). Вследствие трения она уменьшается вблизи дна и по бокам потока и достигает максимума в центральной его части, несколько выше средней глубины. С глубиной градиент скорости меняется постепенно, но при приближении ко дну он резко возрастает. Поскольку давление уменьшается с увеличением скорости, разница давления в зоне больших градиентов скорости образует «гидравлический лифт» (Hjulström, 1935, стр. 267—270).

Эти противодействующие силы невозможно оценить экспериментально, поскольку, какие бы измерения ни проводились, все время будут



Фиг. 6. Влияние размера частицы на скорость, необходимую для перекатывания частицы по дну.
Горизонтальные линии показывают направление течения.



Фиг. 7. Начало сальтации песчаного зерна A, лежащего на поверхности таких же зерен.

появляться новые осложнения. Раби (Rubey, 1938) критически рассмотрел эту проблему.

Сила, требующаяся для того, чтобы перекатить частицу A вверх по склону $S - S'$ в положение A' (фиг. 7), значительно больше той, которая необходима для ее дальнейшего перемещения вперед и вниз в положение A''. Кроме того, в положении A' частица попадает в поток, текущий быстрее, чем поток, в котором она находилась в своем первоначальном положении или в положении A''. В результате этого у частицы при переходе в положение A' появляется тенденция подпрыгнуть и перейти во взвешенное состояние, вплоть до нового приземления и дальнейшего повторения всего процесса. Таким образом, частица не просто катится по дну, а совершает серию прыжков. Гилберт (Gilbert 1914, стр. 26—30) назвал это явление сальтацией (saltation) и пришел к выводу, что данный способ перемещения является главным при волочении по дну потока.

Отдельные крупные частицы, залегающие на тонких частицах, подобно гальке или валуну, лежащим на песке, имеют тенденцию перекатываться, а их движение дополняется вымыванием песка турбулентными вихрями, возникающими перед их фронтом.

Компетентность в противоположность емкости. Гилберт (Gilbert, 1914, стр. 35) отмечал существенное различие между *компетентностью* потока, измеряющейся размером частиц, которые может переместить поток, и *емкостью*, определяющейся максимальным грузом, который поток может транспортировать. Компетентность в основном зависит от скорости, а емкость — от объема. Например, небольшой горный поток имеет компетентность, достаточную для того, чтобы перемещать крупные валуны, и в то же время содержание в нем переносимого осадка ничтожно. В противоположность этому река Миссисипи в своем нижнем течении не обладает достаточной компетентностью для перемещения валунов, но емкость ее определяется колоссальным грузом в 500 000 000 m тонкого осадка, которые ежегодно выносятся в Мексиканский залив (Fisk, и др., 1954, стр. 80).

Груз. Количество осадка, транспортируемого потоком, является его *грузом*. Груз обычно определяется весом (или объемом) материала, транспортируемого потоком через данное поперечное сечение в единицу времени, и, как правило, относится к твердому материалу, переносимому во взвеси или путем волочения по дну (некоторые авторы включают сюда также и материал, находящийся в растворе). Материал, переносимый качением и сальтацией, может быть выделен как *волочащийся груз*.

Груз потока с данной скоростью определяется размером имеющихся свободных частиц. Горный ручей, например, может оставаться кристально чистым, протекая между валунами, которые он не может сдвинуть. Его груз нулевой. Поток такого же размера и скорости, протекающий через однородный отсортированный гравий, может уже кое-что транспортировать, а такой же ручей, протекающий в равнозернистом песке, может переносить гораздо больший груз. Наконец, поток сходного размера и скорости, протекающий в очень тонком осадке, несет еще больший груз. При различных размерах частиц максимальная емкость груза будет наблюдаться в том случае, когда все частицы имеют очень небольшой размер. В природе осадок, как правило, имеет гетерогенный характер, и в груз потока входят частицы с резко различными размерами.

Будучи полностью загруженным, поток не может поднять дополнительный материал, даже если последний имеется в большом количестве, и поток может течь по дну долины, сложенному исключительно свободным материалом.

Если скорость загруженного потока уменьшается, его компетентность и емкость одновременно падают и поток становится *перегру-*

женным. При уменьшении компетентности грубые обломки выпадают в первую очередь. В этом случае энергия потока, идущая на транспортировку оставшихся частиц, возрастает, и даже становится возможным подъем дополнительного осадка; другими словами, происходит замещение грубого материала более тонким. Процентное содержание грубого материала резко варьирует в различных потоках и в различных местах одного и того же потока. Раби (Rubey, 1938, стр. 139) пришел к заключению, что в потоке, способном поднять большое количество песка и гравия, при увеличении скорости емкость груза грубо возрастает пропорционально кубу скорости.

Относительное опережение и полное опережение. Поскольку мелкие частицы переносятся легче, чем более крупные частицы сходного состава, а легкие — легче и быстрее, чем сходные по размерам, но более тяжелые, очевидно, что даже в устойчивом течении масса гетерогенного осадка не переносится как единое целое. Даже если размеры частиц колеблются в пределах компетентности потока, то более тонкие и легкие из них несутся быстрее и дальше, чем более крупные и тяжелые, а в случае существенного уменьшения скорости последние выпадут в осадок, а первые будут транспортироваться дальше. Таким образом, при транспортировке наблюдается постоянное опережение одних частиц другими. Это явление, названное Итоном (Eaton, 1921, стр. 714) *относительным опережением* (by-passing), объясняет, почему масса осадка дифференцируется по размеру, а различные компоненты ее отсеиваются и объединяются в осадке в виде гравия, песка и ила. По-видимому, это также является главным фактором, обусловливающим истирание и окатывание гравия при транспортировке. *Полное опережение* (total-passing) происходит в том случае, когда поток способен транспортировать весь свой груз без выпадения его в осадок.

Влияние транспортировки потока на осадок. Во время транспортировки частицы осадка преобразуются под влиянием многих факторов. Кюнен (Kuenen, 1956) выделяет семь процессов, которые оказывают влияние на форму частиц и уменьшение их размера: 1) раскалывание (splitting) происходит в том случае, когда частица разбивается на два или на три примерно равных куска; 2) раздавливание (crushing) имеет место, когда мелкая или слабая частица, попав между двумя более крупными, превращается в порошок; 3) отбивание (chipping) проявляется в отламывании небольших частиц от краев угловатых галек. Этот процесс широко проявляется на ранних стадиях окатывания, но утрачивает значение после того, как края частиц сглаживаются; 4) растрескивание (cracking) проявляется путем образования тончайших трещин при сотрясении галек при сталкивании. При этом между смежными трещинами могут обособляться и выпадать мельчайшие клинья; 5) истирание (grinding) представляет собой форму абразии, при которой одна галька давит на другую или на породы дна потока, двигаясь вдоль них; 6) химическое воздействие проявляется как в разрушении породы, так и в растворении ее. Оно особенно активно, когда осадок обнажен в пойме. Эффект его зависит от минералогического состава частиц, климата, количества грунтовой воды, а также количества и вида органических кислот, содержащихся в почве; 7) разрушение песком (sandblasting) представляет собой обычное проявление опережения песчаных зерен относительно друг друга или зерен гравия. Грегори (Gregory, 1915) был поставлен эксперимент, при котором в крупных валунах, находящихся в потоке, со стороны, обращенной вверх по течению, были пробурены скважины глубиной в 1 дюйм. Через 5 лет на поверхности валунов, расположенной вниз по течению, не было обнаружено каких-либо видимых изменений, обусловленных воздействием песка, тогда как с противоположной стороны они сказались столь сильно источенными, что глубины скважин сократились до 0,4 дюйма. В общем гальки и гравий отлагаются в потоке, последовательно уменьшаясь в размере по мере удаления от источника. Это отчасти обусловлено дроблением и абразией частиц, а отчасти разделением, вызванным тем, что при уменьшении скорости течения грубые частицы выпадают в осадок первыми и, следовательно, не могут переноситься так же далеко, как более мелкие.

Как известно, окатывание представляет собой результат абразии при перемещении и, следовательно, возрастает по мере удаления от источника. Однако накопление угловатых частиц в гораздо большем удалении от источника, чем округлых, возможно потому, что они значительно легче переносятся, чем хорошо окатанные. Чешуйки слюды, например, переносятся гораздо дальше, чем зерна песка равной массы.

При транспортировке прежде всего разрушается слабый материал, который переносится далее в виде алеврита и глины. Подобно этому разрушаются и частицы, поддающиеся химическому разложению. Таким образом, при длительной

транспортировке количество грубых частиц (валуны, гравий и песок) все более сокращается, пока не остаются такие устойчивые материалы, как кварц, кварцит и кремень.

Возможно, наиболее существенное влияние транспортировки на осадкообразование — это сортировка по крупности зерна. Во время разлива поток может нести частицы, наиболее отличающиеся по размерам, но и в этом случае происходит сортировка. Тонкий материал находится во взвеси и поэтому транспортируется быстрее, чем более грубый, который гораздо медленнее перемещается по дну. Песок и гравий могут переноситься только в русле, где течение наиболее сильное, тогда как алевритовые и илистые частицы распространяются по всей затопленной пойме, оседая из застойной воды. По мере того как разлив спадает и течение ослабевает, грубый материал выпадает в осадок первым, а более мелкий продолжает переноситься далее. Таким образом, масса гетерогенного осадка при отложении разделяется на гравий, песок, алеврит и глину. В потоках, однако, сортировка менее совершенная, чем в море, поскольку бо́льшая часть работы здесь проделывается во время размыва, когда течение за короткие промежутки времени сильно меняется от места к месту.

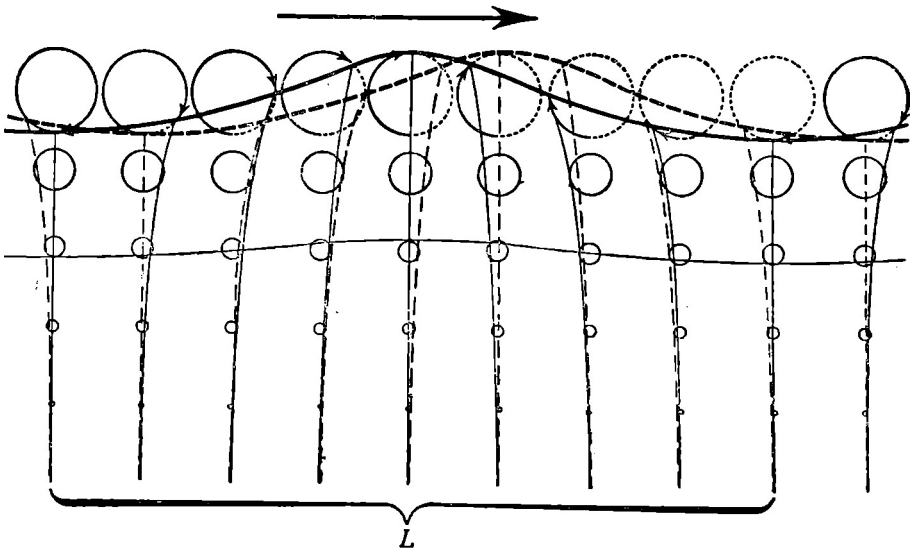
Транспортировка в море

Морские течения. Морские течения вызваны ветром, приливами и различиями в удельном весе воды. В результате трения ветра о поверхность воды возникают *дрифтовые течения*, к которым относятся такие крупные океанические течения, как Гольфстрим в Атлантическом океане и Японское течение в Тихом океане. Здесь в экваториальной области поверхностные воды под влиянием пассатов смещаются в западном направлении до тех пор, пока не сталкиваются с материком и не отклоняются. Поскольку силы трения проявляются лишь у поверхности, воздействие их с глубиной ослабевает, а ниже 600 футов вообще неощутимо. В открытых океанах подобные течения имеют небольшую скорость и не распространяются на значительные глубины; однако будучи ограничены краями континентов, они становятся глубокими и стремительными. Например, там, где Гольфстрим проходит Флоридский пролив, он достигает у поверхности скорости 3—4 морских узлов (5—7 *км/час*)[1], а на континентальном склоне скорость этого течения достаточна для того, чтобы перемывать тонкие осадки на поверхности плато Блэк даже на глубине 2500 футов (Stetson, 1939, стр. 236). Севернее, в направлении мыса Гаттерас, Гольфстрим расширяется и движется гораздо медленнее к северо-востоку под влиянием преобладающих западных ветров; скорость течения у мыса Гаттерас достигает 1 морского узла.

Штормовые ветры вызывают местные дрифтовые течения самых различных направлений и скоростей. Сильные штормы редко захватывают площади, превышающие 300 миль в диаметре, и, как правило, не продолжаются свыше нескольких дней. Более того, по мере прохождения шторма ветер неоднократно меняет скорость и направление. Таким образом, в результате шторма возникает временное дрифтовое течение, которое достигает максимальной скорости после 2 или 3 дней, а затем быстро затухает; нередко оно меняет направление или даже становится обратным. В общем ряд проходящих штормов вызывает на дне мелководного моря взмучивание осадка и перенос его вначале в одном, а затем в другом направлении. В случае преобладающего направления штормов, как, например, в пределах пояса западных ветров, происходит прогрессивное движение донных осадков, но при этом краткие промежутки перемещения сопровождаются длительными паузами или даже транспортировкой в обратном направлении. Глубина, на которой подобные течения воздействуют на дно, с трудом поддается определению, поскольку измерения приходится производить во время максимумов штормов; кроме того, имеются и некоторые другие дополнительные трудности. По данным Шепарда (Shepard, 1948, стр. 53—54), подобные течения не проявляются на глубинах свыше 25—50 фатомов (150—300 футов).

Приливные течения возникают в результате того, что Земля вращается между двумя приливными выпуклостями, подобно тому как колесо локомотива вращается между двумя тормозными колодками. В результате приливные выступы как бы гонятся друг за другом вокруг земного шара с востока на запад. В открытом океане эти выступы очень незначительны и не вызывают течения, но при соприкосновении их с континентальным шельфом возникают приливные течения, сменяющиеся отливами. В противоположность дрифтовым течениям они имеют неограниченную поверхность. После того как прилив достигает мелководья, направление течения начинает определяться рельефом дна

[1] 1 морской узел=1 миля/час=1,8 *км/час.—Прим. ред.*



Фиг. 8. Движение частиц воды при прохождении низкой, симметричной, глубоководной волны.

Размеры орбит ниже поверхности изображены в масштабе, а нижний профиль волны показывает количество вертикального движения на этом уровне. Пунктирная линия показывает соответственное положение частиц воды на одну восьмую периода позднее положения, которое изображается эквивалентной жирной линией. Из Кюнена (Kuenen, 1950, фиг. 42).

и очертаниями берега. Здесь скорости и направления приливных течений резко меняются от места к месту, и кое-где скорости достигают величин, превосходящих скорости всех других видов течения, за исключением мутных потоков, которые будут рассмотрены ниже. Максимальная скорость приливов достигается в узких проливах и заливах, таких как залив Фанди, залив Сан-Франциско, пролив острова Белле и пролив Сеймур-Нерроу между островом Ванкувер и материком. В таких местах скорости течения в 5—6 узлов совершенно обычны. В Сеймур-Нерроу была замерена максимальная скорость 14,1 узла (16,5 миль/час); у входа в залив Фанди приливное течение достигает скорости 3,5 узла, а в верхнем колене залива скорость его гораздо больше. Поскольку приливы и отливы повторяются ритмично, скорости связанных с ними течений, достигнув максимума, падают до нуля, а затем вновь возрастают. В зависимости от очертаний береговой линии прилив может быть сильнее отлива, в результате чего преобладает движение одного направления.

Течения, обусловленные различием в удельном весе, возникают в результате того, что более тяжелая вода опускается и течет под легкой. Подобное неравновесие возникает под влиянием разницы температур (удельный вес изменяется обратно температуре), солености (удельный вес увеличивается с увеличением солености), количества осадка, находящегося во взвешенном состоянии (который увеличивает вес воды). Происходит также течение воды из районов с бóльшим барометрическим давлением в области с меньшим давлением. Холодная вода с поверхности полярных морей опускается на дно и течет по дну в сторону экватора. В благоприятных местах, и в особенности в тропиках, быстрое испарение приводит к увеличению солености и возникновению течений. Потоки пресной воды, достигая океана, могут далеко распространяться, образуя поверхностное течение по более тяжелой соленой воде. Известны также случаи, когда массы воды промежуточной плотности текут в виде пласта между более тяжелой и более легкой водой.

За исключением мутных потоков, которые рассматриваются ниже, все течения, обусловленные различиями в удельном весе, имеют очень небольшую скорость.

Роль волн. Волны играют очень важную роль в движении осадка на дне мелководного моря, так как каждая из них, проходя, вызывает взмучивание.

Самый простой вид движения наблюдается в симметричных волнах, которые сохраняются после того, как стихает вызвавший их ветер.

Как показано на фиг. 8, частица воды на поверхности движется по окружности, диаметр которой равен высоте волны. Вначале она поднимается и движется вперед, а затем, после того как гребень волны проходит, скользит вниз и обратно в первоначальное положение. Каждая частица ниже поверхности также движется по окружности, диаметр которой уменьшается по мере увеличения глубины. Величина уменьшения является скорее функцией длины волны L, чем ее высоты. Теоретически диаметр орбит движения должен уменьшаться наполовину на глубине, равной $^1/_9L$, до одной четверти на глубине $^2/_9L$, до одной восьмой на глубине $^3/_9L$ и т. д. Согласно этим данным, волна, имеющая высоту 10 футов и длину 300 футов, на глубине 100 футов должна иметь орбиту около 15 дюймов, на глубине 200 футов — только 2 дюйма и на глубине 300 футов менее $^1/_4$ дюйма. Более короткие волны достигают меньших глубин. Если, например, они будут иметь высоту 10 футов, а длину только 100 футов, то перемещение на глубине 100 футов будет достигать всего лишь $^1/_4$ дюйма. Следовательно, даже крупные штормовые волны не могут оказывать воздействие на дно на глубине, превышающей несколько сотен футов. Некоторые крупные вздутия, образующиеся после шторма и распространяющиеся далеко за пределы его проявления, имеют высоту 5—6 футов и длину 1000—2000 футов. Несмотря на небольшую высоту, эти поднятия могут воздействовать на дно на гораздо большей глубине, чем штормовые волны.

До сих пор мы рассматривали только волны, в которых частицы воды движутся по замкнутым орбитам. Но когда ветер движет волны, трение его о поверхность воды смещает ее частицы несколько вперед, так что они не возвращаются в их первоначальное положение. Так образуются дрифтовые течения, и если бассейн достаточно мелководен, они могут вызвать движение донных осадков.

Когда волны достигают дна моря, самые нижние частицы воды не могут вращаться по круговой орбите, вода поднимается, и под каждой волной образуется вакуум. Соответственно орбиты у дна превращаются в очень сильно сжатые эллипсы, движение по которым в основном происходит взад и вперед. Если волны воздействуют на дно при отсутствии течения, то подобное направленное движение вперед и назад приводит лишь к образованию волноприбойных знаков и не вызывает существенной транспортировки осадка. При наличии хотя бы небольшого донного течения поднятия, образуемые каждой волной, помогают течению перемещать частицы, которые оно само по себе не смогло бы сдвинуть. Таким образом, волны существенно способствуют донным течениям.

Сублевация (sublevation). На земле текущая вода сосредоточивается в руслах; она вырабатывает долины и способствует дальнейшему расчленению рельефа. Морские течения местами также движутся по каналам; примером могут служить приливы в прибрежной зоне или в загадочных подводных каньонах. В узких проливах или вдоль некоторых выступов континентов приливные течения настолько локализуются, что нередко врезаются в коренные породы. За этими исключениями, морское дно обычно выстлано несцементированным осадком, а течения представляют собой широкий и слабо выраженный слой движущейся воды, омывающей дно. Эрозия, происходящая в этих условиях, существенно отличается от эрозионного процесса, наблюдающегося на поверхности Земли, как по типу процессов, так и по характеру их проявления. Для обозначения этого особого типа подводной эрозии авторы предлагают использовать термин *сублевация* (от латинского sublevare — приподнимать). Он употребляется в случае размыва морского дна, сложенного несцементированным осадком[1].

Деятельность волн играет важную роль в поднятии частиц, в результате чего морское течение оказывается в состоянии переносить их. Подобные частицы получают возможность двигаться обособленно. Мельчайшие из них переходят во взвешенное состояние, а более грубые движутся по дну. При приливных и дрифтовых течениях вода перемещается в виде пласта; при этом скорость перемещения замедляется над местными понижениями, в которых может выпадать осадок. В результате сублевации дно мелководного моря выравнивается за счет выполнения осадком депрессий и нивелировки поднятий. Таким образом, в топографическом отношении сублевация обратна деятельности потоков на суше. Она приводит к значительному выравниванию морского дна и выполаживанию его склонов, в случае если процесс не осложняется тектонической деятельностью.

Мутные потоки (turbidity currents). Давно было установлено, что у впадения Роны в Женевское озеро, а также Рейна в озеро Констан-

[1] Можно употреблять также глагол *сублевировать* (Sublevate). Например, шторм образует волны и течения, которые сублевируют морское дно даже в районах общей аградации.

да мутные речные воды медленно погружаются под чистые воды озер и распространяются по их дну в направлении максимальных глубин. Несомненно, речные воды имеют больший удельный вес, чем озерные. Форель (Forel, 1887) показал, что утяжеление речной воды обусловлено осадком, находящимся во взвешенном состоянии, а не более низкой температурой речной воды, как это считали ранее. Факт увеличения удельного веса воды и способности ее стекать вниз по склону дна благодаря присутствию взвешенного осадка устанавливается как при непосредственных наблюдениях, так и лабораторными экспериментами, описанными ниже.

Дэли (Daly, 1936) первый привлек внимание геологов к рассмотренным явлениям, выдвинув гипотезу, согласно которой подводные каньоны образуются потоками мутной воды, текущими по континентальному склону. Он назвал их потоками, обусловленными разницей плотностей, но Джонсон (Johnson, 1939, стр. 27) ввел для их обозначения термин *мутные потоки*, с целью отличить их от течений такого же типа, но обусловленных разницей температур или солености.

Кюнен (Kuenen, 1937, 1950а) впервые показал экспериментально, что насыщенная осадком вода может стекать по склону дна и что она при этом может развивать сравнительно большую скорость. Это положение он использовал для интерпретации как современного, так и древнего осадкообразования (Kuenen, 1950в, стр. 238—248).

Со времени сооружения Боулдер-Дам озеро Мид может служить естественной лабораторией для изучения этого явления. Мутные воды реки Колорадо у впадения в озеро погружаются под его чистые воды и движутся по дну, следуя старому речному руслу на протяжении 120 миль, вплоть до плотины; рассмотренный поток компенсируется поверхностным течением, направленным в противоположную сторону (Gould, 1951).

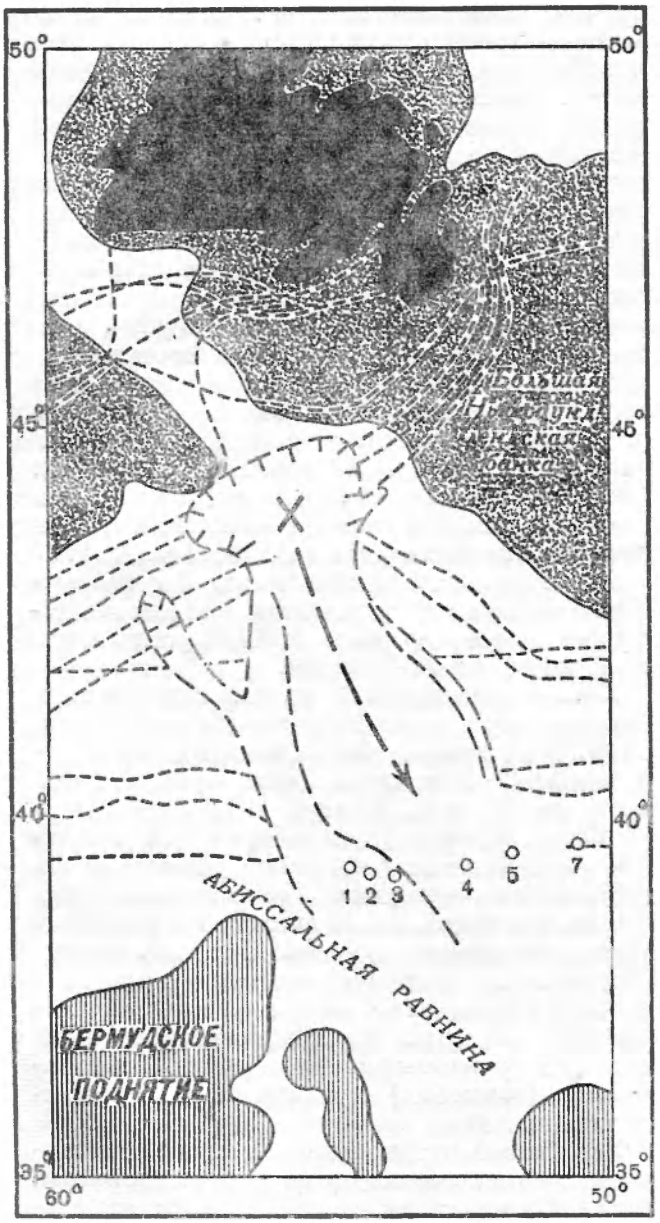
Скорость мутного потока определяется массой и концентрацией взвешенного осадка, а также углом наклона дна. Когда мутный поток впадает в озеро, создается устойчивое, хотя и очень медленное течение, обусловливающее транспортировку и осадкообразование, по существу такое же, как у нормального потока. Например, согласно Гулду (Gould, 1951, стр. 45), у впадения реки Колорадо течение мутной воды по дну озера Мид обычно имеет скорость 1 фут/сек (около 0,7 мили/час), но по мере приближения к плотине скорость сокращается менее чем до 3 дюйма/сек (около 0,17 мили/час). Напротив, подводные оползни на крутых склонах (таких, как континентальный склон) могут внезапно привести в движение громадные массы несцементированного осадка, который по мере движения смешивается с водой вплоть до образования тяжело нагруженной жидкой массы, текущей по склону с громадной скоростью и переносящей колоссальные объемы взвешенного осадка. Подобные катастрофические движения длятся несколько часов или один, максимум два дня. Когда поток в области океанического дна достигает основания склона и поверхность выравнивается, движущаяся масса смешанной с осадком воды быстро теряет скорость. При этом вначале оседают грубые, а затем последовательно все более и более мелкие частицы, в результате чего образуется единый слой, в котором размер обломочного материала постепенно изменяется от грубого в основании до тонкого в кровле (Kuenen, Migliorini, 1950). Слоистость, характерная для подобных слоев, получила название *отсортированной*, или *ритмичной слоистости* (graded bedding) (см. фиг. 50 и 51). Отложения подобного типа были известны давно, но их происхождение оставалось загадочным до тех пор, пока не были установлены и изучены мутные потоки.

Хотя спазматический поток, как правило, образует один ритмичный слой, в более сложном случае, при наличии ряда подводных оползней, может возникнуть целая последовательность их (Kuenen, Menard, 1952, стр. 2).

Кюнен и Менард отмечают, что осадки, возникшие при катастрофических движениях подобного рода, существенно отличаются от отложений, сформированных медленно и длительно текущими мутными водами. Отличия, однако, настолько существенны, что оба типа мутных потоков заслуживают выделения под собственными названиями. Авторы предлагают называть их *устойчивыми* (steady) и *спазматическими* (spasmodic) мутными потоками соответственно.

Устойчивые мутные потоки возникают в случае непрерывного поступления взмученной воды, текущей по наклонному дну, в результате впадения загрязненного потока в озеро или перевода осадков, расположенных на склоне, во взвешенное состояние штормовыми волнами. По мнению Дэли (Daly, 1936), большое количество подобных потоков возникало на континентальных склонах в ледниковые эпохи, когда низкий уровень моря позволял волнам активно пере

мывать осадки внешних частей континентальных шельфов. При впадении рек в море мутные потоки образуются гораздо реже, поскольку большой удельный вес соленой воды балансирует вес осадка в пресной воде. Тем не менее мутные потоки могут образовываться и в этих случаях, например при очень большой нагрузке речной воды осадками или при выпадении из нее осадка в нижележащую морскую воду, которая при этом становится тяжелее окружающей воды и получает возможность течь по склону. Высказанная идея нуждается в подтверждении.

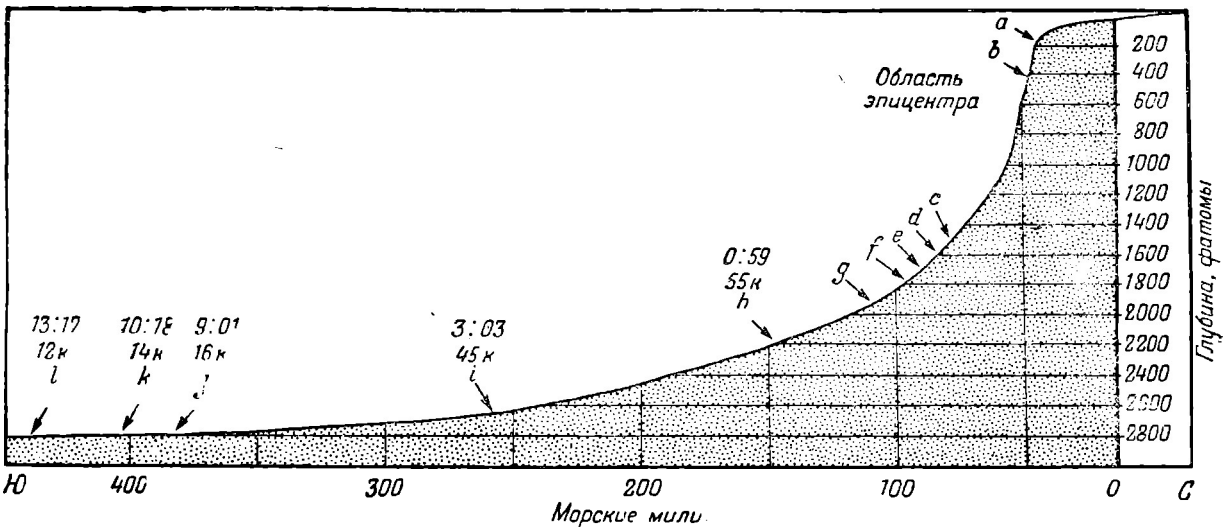


Ф и г. 9. Район землетрясения 18 ноября 1929 г., затронувшего Большую Ньюфаундлендскую банку.

Черное — Ньюфаундленд; площадь, покрытая точками — континентальный шельф; вертикальная штриховка — Бермудское поднятие и связанный с ним Средне-Атлантический вал; пунктирные линии—трансатлантические кабели. *X* — местонахождение оползня: стрелка указывает направление мутного потока. *1—5, 7* — места взятия глубоководных донных проб. По Хизену, Эриксону и Юингу (Heezen, Ericson, Ewing, 1954, фиг. 4).

Спазматические мутные потоки образуются только тогда, когда большие объемы свободного осадка переходят во взвешенное состояние, например при оползне на крутом подводном склоне. Подобное скольжение осадков может быть обусловлено землетрясениями в пределах континентального склона, как в случае землетрясения на Большой Ньюфаундлендской банке, описанного ниже, но они могут возникать и при других обстоятельствах, когда осадочные отложения на морском дне образуют местные накопления, создающие неустойчивое равновесие, как, например, в устьях больших рек. Кроме того, не все подводные оползни приводят к образованию мутных потоков; это зависит от крутизны и протяженности склона и, по-видимому, от ряда других факторов, таких, как природа донных осадков. При пологом склоне дна произойдет лишь простой оползень или оплывина, но на крутом склоне первичное движение имеет достаточно большую скорость, для того чтобы привести к перемешиванию скользящего осадка с окружающей морской водой и к образованию жидкой массы, в которой почти все твердые частицы находятся во взвешенном состоянии. При быстром движении эта масса приобретет инерцию и будет увеличиваться за счет вовлечения дополнительных осадков на своем пути вниз по склону.

Ввиду крайней непродолжительности и проявления на больших глубинах мутные потоки вряд ли удастся наблюдать непосредственно. Тем не менее Юинг и его коллеги отмечают несколько подобных потоков. Первый и наиболее характерный случай был отмечен 18 ноября 1929 г. при землетрясении на Большой Ньюфаундлендской банке (Heezen, Ewing, 1952). Эпицентр этого землетрясения находился в пределах континентального склона к югу от Большой Ньюфаундлендской банки (фиг. 9). Более двух десятков трансатлантических кабелей пересекает этот район, причем многие из них располагаются в пределах континентального шельфа, семь лежат в верхней части континентального склона, а пять распределены гораздо ниже по склону и в области дна Атлантического океана.



Фиг. 10. Профиль, показывающий развитие мутного потока, вызванного землетрясением 18 ноября 1929 г. к югу от Большой Ньюфаундлендской банки.

a— *l*— положение двенадцати подводных кабелей. Для каждого из последних 5 кабелей (от *h* до *l*) верхние цифры показывают интервал времени между землетрясением и появлением потока, который нарушил кабель, а нижние дают скорость потока в момент прохождения, в морских узлах. По Хизену и Юингу (Heezen, Ewing, 1956).

После землетрясения многие кабели оказались порванными, причем время обрыва каждого кабеля было точно зафиксировано. Изучение этих данных показало что кабели, расположенные в области континентального шельфа, уцелели, тогда как семь кабелей, проложенных в верхней части континентального склона, оборвались одновременно (от *a* до *g* на фиг. 10); пять кабелей, находившихся в нижней части континентального склона, были порваны последовательно, друг за другом, в течение 13 час. 17 мин. Хизен и Юинг считают, что землетрясение сотрясло континентальный склон, в результате чего в верхней части склона возник оползень, вызвавший смещение осадков на площади 150×80 миль. Перемешавшись с водой, оползень превратился в обширный мутный поток, который скатился вниз по склону вплоть до океанического дна на расстояние 400 миль. Время последовательного обрыва кабелей определяет скорость потока (фиг. 10). Хизен и Юинг установили, что у основания крутой части склона, на расстоянии 100 миль от места образования оползня, скорость достигала 55 узлов (88 *км/час*). По мере выполаживания склона скорость последовательно сокращалась, но на расстоянии 200 миль все еще оставалась равной 45 узлам (72 *км/час*); глубина здесь достигала 15 600 футов, а наклон склона — лишь 25 футов на милю. На расстоянии 400 миль, где наклон составлял 4 фута на милю, скорость была равна 12 узлам (19,2 *км/час*). Совершенно очевидно, что поток должен был продвинуться гораздо дальше самого последнего кабеля и войти в пределы океанического дна.

Кюнен (Kuenen, 1952) проанализировал эти данные, проверил скорости и, распространив полученные им экспериментально константы на это крупномасштабное явление, пришел к выводу, что перенесенные осадки на площади 100 000 квадратных миль покрывают океаническое дно слоем мощностью 40—100 *см*, характеризующимся ритмичной слоистостью. Этот вывод убедительно подкреплен линией глубоководных колонковых проб, прошедшей непосредственно к югу от последнего из оборванных кабелей (Ericson, 1953; Heezen, Ericson, Ewing, 1954). Две западные колонки (*1* и *2* на фиг. 9), расположенные у западного края площади, перекрытой потоком, показывают, что ритмичный слой серого песчанистого осадка с резким контактом залегает на коричневатой абиссальной глине, богатой пелагическими фораминиферами. Колонка 7, взятая примерно в 60 морских милях далее к востоку с самой поверхности, сложена абиссальной глиной; она располагается сразу же к востоку от площади, охваченной потоком Большой Ньюфаундлендской банки. Три попытки получить колонки с промежуточного участка окончились неудачей; колонковые трубки возвращались изогнутыми и пустыми. Это объясняется наличием в данном участке

песчаного пласта, слишком плотного для того, чтобы его можно было пробить трубкой насквозь, и отсутствием пробки из подстилающей глины, в результате чего песок при подъеме трубки высыпается. В колонках 1 и 2 мощность ритмичного слоя, образованного мутным потоком 1929 г., определяется соответственно в 70 и 130 *см*.

Второй подобный поток известен примерно в 30 милях к юго-востоку от Бермудских островов (Ericson, Ewing, Heezen, 1952, стр. 498), где на глубине около 3 миль (2,325 фатома) глубоководное колонковое опробование обнаружило поверхностный слой известковистого песка мощностью около 5,5 фута, имеющий ритмичное строение. В нижней части этого слоя заключены обломки раковин моллюсков, живущих только в мелких лагунных водах, и обломки известковых водорослей *Halimeda*, которые растут лишь на глубинах, куда достигают солнечные лучи. Эриксон, Юинг и Хизен считают, что источником материала, слагающего ритмичный слой, является верхняя часть склона цоколя Бермуд и что этот материал был перенесен мутным потоком на 30 миль вниз по склону в глубоководную часть моря. Поскольку осадок не покрыт слоем абиссальной глины или глобигеринового ила, упомянутые авторы приходят к выводу о его очень молодом возрасте.

В последнее время спазматические мутные потоки были описаны в устье реки Магдалена в Колумбии Хизеном (Heezen, 1955). Здесь подводные кабели расположены в пределах континентального склона примерно в 15 милях к северу от устья реки на глубине порядка 4200 футов. В течение последних 25 лет эти кабели были порваны 14 раз при обстоятельствах, весьма напоминающих условия, характерные для спазматических мутных потоков. Здесь крупные оползни в области крутого склона, подходящего как раз к устью реки, вызваны не землетрясением, а сооружением гавани. Однажды, например, крупная секция мола, сооруженного в конце канала, исчезла в течение ночи; тогда же был оборван кабель.

Спазматические мутные потоки представляют собой ранее неизвестный агент, переносящий терригенный песок и ил в глубокие воды и распространяющий их по океаническому дну на большое расстояние от побережья. Важность этого процесса освещается в последних работах по Северной Атлантике, проведенных Юингом и его коллегами (Heezen, Ewing, Ericson, 1955; Ericson, Ewing, Heezen, Wollin, 1955 и другие работы). С улучшенной аппаратурой для глубинных исследований были изучены обширные абиссальные равнины, в которых наклон дна не превышает 1 фута на 1000. Одна из таких равнин лежит к югу от Ньюфаундленда, а другие окаймляют восточный континентальный склон Северной Америки. Они занимают общую площадь в миллион квадратных миль (личное сообщение Юинга). Из взятых Юингом и его коллегами с этих равнин колонок более 230 указывают на наличие отложений мутных потоков. Здесь ритмичные песчаные слои разобщены нормальной абиссальной глиной и глобигериновым илом. Происхождение песчаных слоев определенно связано с континентом; они были образованы мутными потоками, о чем свидетельствуют их ритмичность и обычно содержащиеся в них донные фораминиферы, которые живут только в мелких водах. Кроме того, в настоящее время не известно какого-либо другого способа транспортировки подобного материала в области больших глубин. Таким образом, по-видимому, возникают аккумулятивные равнины, в которых отложения мутных потоков выполняют неровности океанического дна.

Фораминиферы, содержащиеся как в песчаных слоях, так и в сопровождающей их абиссальной глине и илах, даже из самых низов колонок указывают на плейстоценовый возраст. Это объясняет неожиданно большие скорости осадконакопления на глубинах океанического дна. Если бы подобное осадкообразование происходило в течение всей геологической истории, океанические бассейны были бы выполнены или их дно было бы по крайней мере покрыто очень мощным осадочным чехлом. Однако сейсмические данные отчетливо указывают на отсутствие чего-либо подобного. На этом основании Юинг (личное сообщение) приходит к выводу, что отложения мутных потоков в Атлантике отчасти связаны с оледенениями плейстоценовой эпохи. Тем не менее ритмично-слоистые отложения, известные из многих частей геологической колонки, указывают на то, что при благоприятных условиях мутные потоки служили важным агентом транспортировки и отложения.

Все выше рассмотренные отчетливо установленные мутные потоки достигли абиссальных глубин; однако это отнюдь не означает, что подобные потоки не проявляются в более мелких водах. Для того чтобы поток достиг достаточной скорости, позволяющей переместить осадок далеко от источника, по-видимому, необходим крутой склон значительной протяженности, но не исключено, что для этого будет доста-

точна глубина в несколько сот футов. Дальнейшие исследования должны определить минимальную глубину, на которой могут формироваться отложения мутных потоков.

Транспортировка ветром

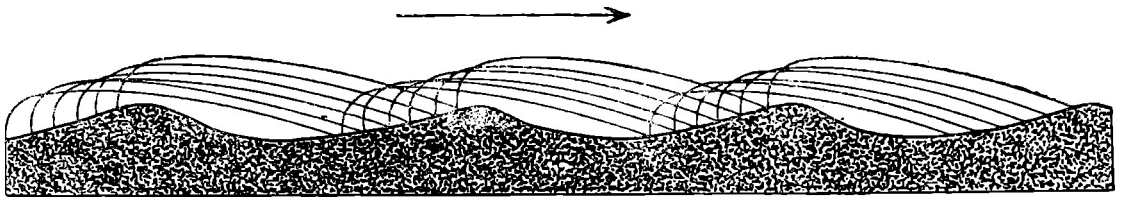
Ветер — активный агент транспортировки, особенно в засушливых областях. Но его воздействие на несцементированный осадок существенно отличается от действия текущей воды. Отчасти это различие обусловлено значительной разницей в плотности и вязкости воды и воздуха. Зерна кварца, например, весят всего лишь в 2,65 раза больше эквивалентного объема воды, но примерно в 2000 раз больше равного объема воздуха. В результате самые крупные частицы, которые могут переноситься ветром, гораздо меньше частиц, переносимых водой, а выпадение частиц в осадок из воздушных струй происходит гораздо быстрее и легче, чем из воды. С другой стороны, скорость ветра резко превышает скорость течения воды; то же самое можно сказать и о градиенте скоростей. В то время как из водных потоков по мере уменьшения их скорости последовательно и без резких градаций выпадают все меньшие и меньшие зерна и в результате по направлению потока размер частиц осадка непрерывно уменьшается, ветер резко разделяет зерна определенных размеров, которые накапливаются в виде гряд или дюн в стороне от более мелких частиц, находящихся во взвешенном состоянии и далеко разносящихся в виде пыли. В изучении переноса осадка, и особенно песка, ветром мы многим обязаны капитальным исследованиям, проведенным Багнольдом (Bagnold, 1941).

Различие между песком и пылью. Песок перемещается путем волочения и, следовательно, движется в непосредственной близости к поверхности земли, тогда как пыль, будучи приведенной во взвешенное состояние, может быть подхвачена восходящими воздушными течениями и перенесена на громадные расстояния. Во время пылевого шторма из-за облаков тончайших частиц, поднятых на большую высоту, полностью пропадает видимость. В таких условиях крайне трудно наблюдать за тем, что происходит с песком. Но в пустынях, где ветер на громадных территориях обдувает лишь чистый песок, небо остается чистым и видимость не ухудшается, поскольку песок скользит вдоль поверхности «как движущийся ковер» на уровне не выше талии идущего. Переносимый ветром песок, как правило, тонкозернист и очень хорошо отсортирован. Согласно Багнольду (Bagnold, 1941, стр. 6), размер зерен пустынного песка колеблется от 0,15 до 0,3 *мм* в диаметре и никогда не менее 0,08 *мм*, так как материал меньшего размера переносится в виде пыли. Адден (Udden, 1898, 1914) и Уэнтворт (Wentworth, 1901, стр. 12—17) нашли, что зерна сходного размера преобладают в песках некоторых американских пустынь. Уэнтворт опубликовал гистограммы 42 проб песка из дюн, расположенных в различных частях Соединенных Штатов Америки. На них видно, что преобладают зерна размером 0,125—0,50 *мм* в диаметре. Лишь в обстановке чрезвычайно сильных ветров, а также вблизи источника эоловые пески могут быть более грубыми. Например, Ньюэлл и Бойд (Newell, Boyd, 1955) обнаружили гряду надутых ветром «песков» вдоль перуанского побережья, размер зерен в которой превышал 3 *мм* в диаметре.

Движение песка. Багнольд (Bagnold, 1941, стр. 33) остроумными опытами показал, что песок переносится ветром двумя способами — сальтацией (saltation) и волочением по поверхности (surface creep).

Сальтация. В воздухе сальтация начинается так же, как и при транспортировке водой, когда давление движущейся жидкости становится достаточно большим, для того чтобы перебрасывать наиболее обнаженные зерна через зерна, расположенные перед ними (фиг. 7). Но в воздухе зерна кварца движутся свободнее и ведут себя более разнообразно, чем в воде. Когда, например, летящее кварцевое зерно ударяется о неровную поверхность коренной породы или о гальку, достаточно крупную, для того чтобы она не могла при этом сместиться, оно подскакивает наподобие мяча в пинг-понге, с очень небольшой потерей движения, и ведет себя как эластичное твердое тело. Направление движения отскочившего зерна зависит от угла падения, но в сильный ветер некоторые зерна могут подскакивать на высоту многих футов, создавая у случайного наблюдателя представление о движении во взвешенном состоянии.

С другой стороны, если летящее зерно падает на поверхность сухого несцементированного песка, бо́льшая часть его энергии распыляется между зернами, с которыми оно приходит в соприкосновение; оно взметает их в воздух и образует в песке маленький кратер. Поскольку энергия быстролетящего зерна распределяется между несколькими другими зернами, ни одно из них не может подняться выше не-



Ф и г. 11. Отношение длины волны к средней величине сальтации в переносимом ветром песке. По Багнольду (Bagnold, 1941).

сколькиx сантиметров; первое же зерно при этом отскакивает, но также слабо.

Багнольд на опыте показал значение разбрасывающего действия в процессе поднятия песка при сальтации. Он выстлал длинную трубу слоем сухого, хорошо отсортированного песка, придав ему ровную поверхность. В трубу подавался воздушный поток, скорость которого постепенно увеличивали до величины, приближающейся к той, при которой начинается сальтация. Затем сверху вблизи входного отверстия в трубу вводили небольшое количество песка. Падающие зерна подхватывались воздушным потоком и сносились им вперед, в результате чего у поверхности песка они приобретали значительную скорость. При этом можно было наблюдать, что каждое зерно при ударе о поверхность образовывало маленький кратер в результате разбрасывания нескольких зерен. Попав в воздух, все зерна подхватывались воздушным потоком и в свою очередь неслись по дуговой орбите вперед; при падении они создавали другие кратеры и подбрасывали в воздух новые зерна. Движение нарастало по принципу настоящей цепной реакции и вскоре распространялось на всю длину трубы. При уменьшении скорости воздушного потока движение быстро прекращалось. Затем поток вновь постепенно ускорялся, вплоть до начала естественной сальтации (без введения зерен, как это делалось ранее), и когда первые зерна начинали подпрыгивать, немедленно начиналась «цепная реакция» такого же типа, как ранее описанная. Несомненно, разбрасывание зерен значительно увеличивает количество песка, поднятого в воздух воздушным потоком. Наблюдения в ветровой трубе, подкрепленные исследованиями в пустынях во время шторма, показали, что при сальтации лишь немногие зерна поднимаются над поверхностью свободного песка более чем на 3 фута; большинство зерен движется на высоте, не превышающей 2 футов.

Поверхностное волочение. Независимо от высоты и направления отскакивания все зерна движутся вперед по направлению ветра, и чем выше подскакивает зерно, тем дальше оно относится. Багнольд нашел, что все зерна имеют арковидную траекторию и ударяются о поверхность под весьма однообразным углом, несколько меньшим 15° к горизонтали (фиг. 11). Каждое зерно, ударяясь, часть своей энергии расходует на разбрасывание зерен; часть же энергии идет на перемещение зерен без их поднятия, путем простого выдавливания их вперед. В сильный ветер существенным результатом бомбардировки зернами при сальтации является подобное медленное волочение всех зерен по поверхности. Багнольд (Bagnold, 1941, стр. 34) установил, что 20—25% (по весу) песка, движущегося в данном направлении при активной сальтации, перемещается именно таким путем. Он также нашел, что в гетерогенном песке мелкие зерна движутся путем сальтации, а более крупные — в основном волочением, так как удар быстролетящего зерна не может поднять слишком крупные зерна.

Образование дюн. *Источник песка.* Для образования дюн требуется прежде всего достаточное количество свободного песка. В этом отношении благоприятны засушливые области, где наносы не скрепляются водой и растительностью. На большей части громадных пустынь, таких, как Сахара и Аравийская пустыня, наносы рассеиваются ветром с такой же скоростью, как и формируются; тонкий материал выдувается ветром далеко за пределы пустыни, а песок концентрируется в дюны. В результате на обширных площадях пустынь обнажаются коренные породы или же они покрываются тонким чехлом гравия, который не может перемещаться ветром.

В областях с сильно расчлененным рельефом потоки, стекая с возвышенностей с более влажным климатом в пустынные области, обеспечивают непрерывное поступление свободного осадка, который распространяется по склонам предгорий или обширным поймам. При отсутствии растительного покрова эти

осадки, подвергаясь воздействию ветра, могут стать богатым источником песка для образования дюн.

В полуаридных областях наносы удерживаются дерновым покрытием, но забитые песком русла, сквозь которые просачивается поток, являются неиссякаемым источником свободного песка. Даже во влажных областях песчаные побережья представляют собой постоянный источник свободного песка, и в случае, если преобладающий ветер дует с моря, берег обычно окаймлен поясом дюн. Характерные примеры можно наблюдать вдоль восточного края озера Мичиган и в пределах части европейского побережья, особенно в Бискайском заливе и в Голландии. Точно так же окаймлен дюнами мыс Код.

Следует заметить, что большинство дюн сложено кварцевым песком, но на побережье коралловых островов имеются карбонатные дюны, состоящие из раковин фораминифер и раковинного песка. Например, Бермудские острова, поднимающиеся на высоту 265 футов над современным уровнем моря, сложены исключительно нанесенным ветром известковым песком. Он был собран в дюны во время низкого уровня воды в плейстоценовое время, когда окаймляющие коралловые рифы оказались осушенными, а населяющие их организмы погибли.

Причины аккумуляции. Переносимый ветром песок, подобно снегу, имеет тенденцию накапливаться за выступами рельефа, отражающими ветер. В «Даст-Боул» западного Техаса и в восточном Колорадо можно наблюдать, как песок скапливается в огражденных рвах и под защитой построек на фермах. В засушливых и полузасушливых областях, там, где преобладают ветры одного направления, песок накапливается под защитой холмов, за выступами или даже за группами деревьев; если преграда достаточно крупная, скопления песка могут расти до размеров дюн. Подобные отложения устойчивы, так как они формируются под защитой постоянных преград, отражающих ветер.

Растительность также может обусловливать накопление песка даже на низкой и обнаженной поверхности. Например, вдоль песчаных побережий, когда климат настолько влажен, что смежная суша покрыта лесом или кустарником, несомый ветром с берега песок прекращает свое движение по двум причинам. Во-первых, листья настолько ослабляют падение летящих зерен, что они не могут подскакивать, как в условиях незащищенной поверхности, и в результате теряют силу, необходимую для подбрасывания других зерен в воздушный поток; это ведет к прекращению сальтации. Во-вторых, растительность служит сильным тормозом для ветра, замедляющим его скорость у поверхности. Раз зерно упало, оно больше не подвергается воздействию стремительного ветра, который обусловливал его движение. В результате песок, сдуваемый ветром с побережья, накапливается, образуя холмики, которые растут и превращаются в дюны. При достаточном количестве влаги растительность может развиваться одновременно с увеличением дюн до тех пор, пока они не достигнут достаточно больших размеров. В возникающей таким образом вблизи берега линии дюн песок не может непрерывно удерживаться растительностью, которая либо засыпается, либо погибает из-за того, что уровень воды оказывается слишком низок. При этом дюны начинают мигрировать в глубь суши, расширяя полосу накопления песка.

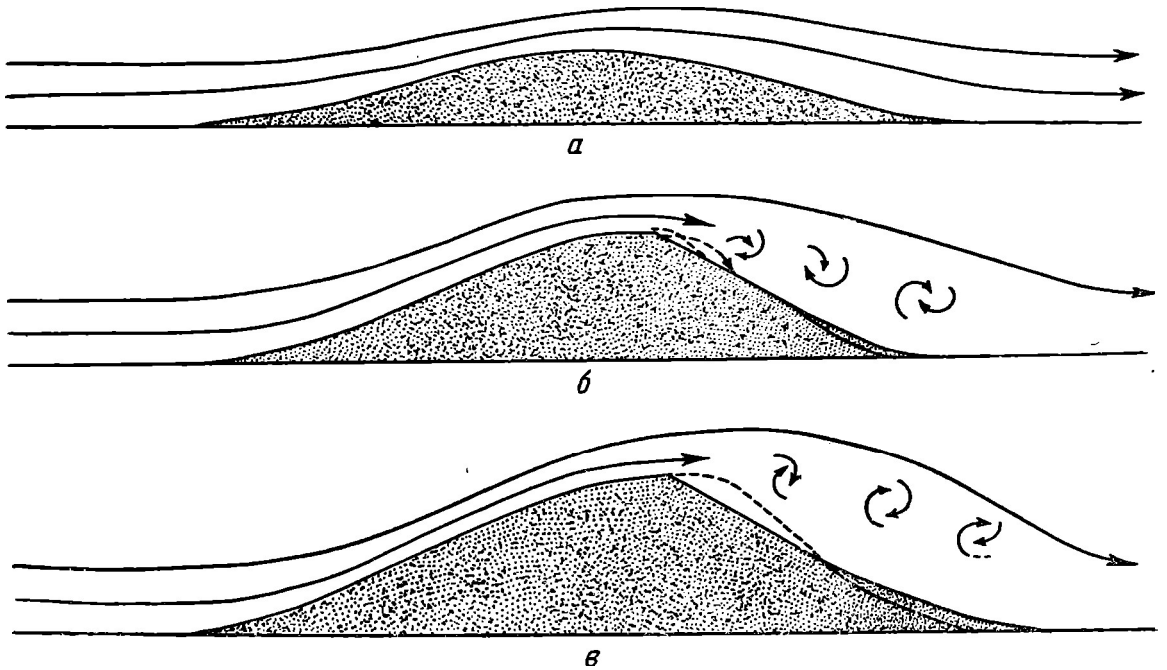
В громадных плоских пустынях, сосредоточивающих самое большое в мире количество дюн, нет ни топографических барьеров, ни растительности, которые могли бы способствовать накоплению движущегося песка. Однако и в этих условиях изолированные дюны сохраняют свою форму и даже растут, несмотря на непрерывную миграцию по дну пустыни. Здесь можно наблюдать, что дюны сами по себе играют роль ловушек, захватывающих и удерживающих песок. Рассмотрим для примера поведение кучи свободного песка, изолированной на дне каменистой пустыни, через которую штормовой ветер гонит движущийся сальтацией песок. Песок поступает из источника (т. е. русла потока) или накапливается из материала, образующегося в результате выветривания каменистого основания пустыни. В любом случае ветер данной скорости может привести в движение лишь определенное количество песка. Поскольку зерна кварца весят в 2000 раз больше соответствующего объема воздуха, энергия, требуемая от ветра для придания песку определенной скорости, эквивалентна энергии, которая нужна для того, чтобы полностью остановить объем воздуха, больший в 2000 раз, движущийся с той же скоростью. Таким образом, песок при сальтации действует, подобно тормозу, уменьшающему вблизи поверхности земли скорость ветра. Проносясь над скальным или покрытым гравием основанием пустыни, ветер подхватывает определенное количество зерен, которое он может перенести; достигнув кучи свободного песка, каждое зерно подбрасывает в воздух несколько других зерен, в результате чего

количество песка в воздухе резко увеличивается. Ветер вблизи поверхности ослабевает и не может нести массу заключенного в нем песка. Избыток зерен выпадает, и песчаная куча растет, несмотря на то что некоторое количество песка из нее выносится.

Превращение песчаной кучи в дюну показано на фиг. 12. По мере роста она приобретает вид низкого кургана. Теперь ее наветренный склон представляет большее препятствие для ветра. При этом она становится более пологой, так как принимает на себя бóльшую часть летящих в сальтации зерен; здесь же активно проявляется поверхностное волочение. В результате зерна выдавливаются на гребень и через него на подветренную сторону, куда попадает лишь очень небольшое количество быстролетящих зерен. Турбулентное движение как будто создает тенденцию для занесения сюда песка, но восходящие вихри отбрасывают его дальше. Поскольку курган растет вверх, ветер особенно активно воздействует на его переднюю часть у вершины, тогда как за курганом остается участок, защищенный от ветра. Песок, перепрыгивающий или переползающий через гребень, скатывается вниз по подветренному склону, где и накапливается на наклонной поверхности (угол которой может достигать 34°). Но если к вершине постоянно поступает новый песок, уравновешивая количество сдутого и скатившегося к подножию кургана, склон остается крутым. Эта первично крутая поверхность сохраняется на подветренной стороне дюны в результате повторяющегося срезания или соскальзывания ее вершины. После того как дюна достигнет высоты нескольких футов, защищенный от ветра участок, расположенный за ней, становится настолько большим, что летящие в сальтации зерна не могут перемахнуть его одним прыжком. В результате дюна превращается в активную ловушку для движущегося песка.

Если поступления песка достаточно, часть его остается на склоне, обращенном к ветру, часть же вытесняется на подветренный склон. В результате дюна растет путем расширения в обе стороны и непрерывно увеличивается в вышину. Если же количество поступающего песка будет меньшим по сравнению с тем, которое смещается через гребень, наветренный склон станет уменьшаться, а подветренный — расти, и дюна начнет перемещаться в направлении ветра за счет пересыпания песка с одной ее стороны на другую.

Типы дюн. Известны многочисленные попытки классификации дюн по способу их роста и по их форме. Современные схемы предложены Мельтоном (Melton, 1940), Смитом (H. T. U.



Фиг. 12. Превращение песчаного бугра в дюну. По Багнольду (Bagnold, 1941).

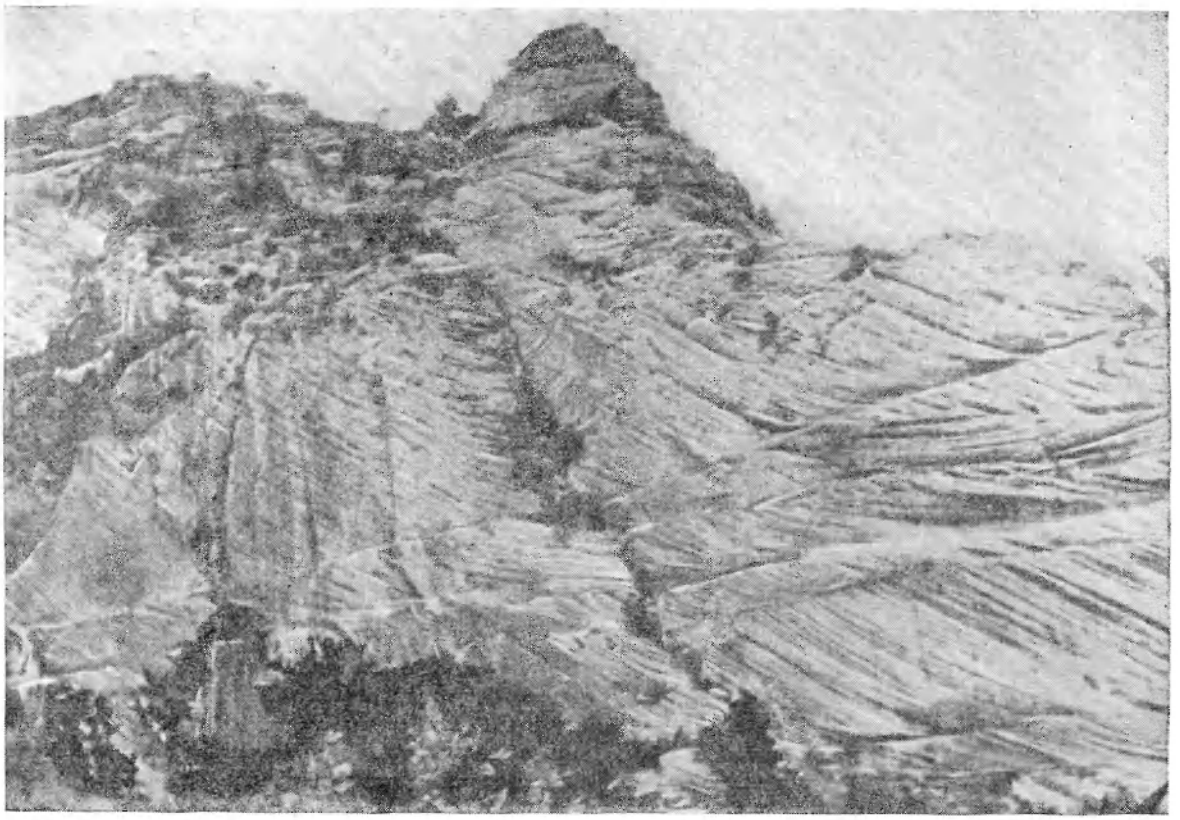
Ф и г. 13. Барханные песчаные дюны к западу от Юма, в Аризоне.

Smith, 1940), Хаком (Hack, 1941) и Багнольдом (Bagnold, 1941). Для наших целей достаточна следующая очень простая схема.

Простейшим и наиболее распространенным типом являются *барханные дюны* (фиг. 13). Они имеют форму полумесяца, вытянутого поперек господствующего направления ветра, так что пологий выпуклый край его обращен к ветру, а крутой, вогнутый,— в обратную сторону. Форма полумесяца возникает вследствие того, что песок обтекает дюну с флангов, которые растут в направлении ветра. Эта форма может быть устойчивой лишь при условии однообразного направления ветра. Крутой подветренный склон представляет собой поверхность соскальзывания. В растущей дюне количество песчаных слоев может увеличиваться одновременно как на пологом, наветренном, так и на крутом, подветренном, склоне. В этом случае слои на обоих склонах имеют крутое первичное падение в разные стороны. Они также различаются по степени уплотненности. Наветренный склон постоянно уплотняется ударами песчинок, и песок здесь имеет наиболее плотное строение; в пределах же поверхности соскальзывания песок время от времени срывается и свободно скатывается к подножию склона, накапливаясь без дальнейшего перемешивания.

В больших пустынях преобладающим типом дюн являются продольные гряды, направленные параллельно ветру и разделенные широкими бороздами, так что с воздуха они напоминают гряды сена на лугах. Это *продольные*, или *сейфовые*, дюны. Некоторые из них достигают громадных размеров, простираясь в виде непрерывной гряды на 50—60 миль и поднимаясь до высоты 200—300 футов. Согласно Багнольду, расстояние между гребнями подобных параллельных дюн в 5—6 раз превышает их высоту.

Продольные дюны устойчивы в районах, где ветер попеременно следует по двум направлениям в пределах одного квадрата, косо обдувая сначала один склон, а затем другой. В то время как ветер дует с правого фланга, песок в косом направлении перемещается на подветренную сторону через гребень, который становится



Фиг. 14. Косая слоистость в песчаниках Навахо (юра), Национальный парк Зайон, Юта. Фото Данбара.

асимметричным и более крутым с подветренного склона. Однако стоит ветру перемениться и подуть с левого фланга, как симметрия восстанавливается.

Крупные *поперечные* дюны образуются там, где ветер дует со стороны обильного источника свободного песка. В пустынях подобным источником могут служить берега озера, русла переполненных песком рек или, наконец, участки пустыни, основание которых сложено свободным песком. При миграции по мере удаления от источника поперечные гряды становятся неустойчивыми и разбиваются на барханы или продольные дюны в зависимости от преобладающего направления ветра.

В более влажных областях, где влага и растительность играет ведущую роль в торможении распространения песка от источника, дюны имеют менее устойчивую форму и могут достигать большой высоты, сохраняя вид неправильных курганов, разделенных понижениями.

Внутренняя структура. Благодаря своему способу накопления эоловые пески, как правило, характеризуются косослоистой структурой определенного типа (фиг. 14). Каждый слой отражает форму поверхности некоторой части дюны. Он неизбежно наклонен к горизонтальной плоскости, но падение может резко варьировать как по крутизне, так и по направлению. Там, где поверхность выгнута, как в барханах и большинстве неправильных дюн, наклонные слои также выгнуты; на внешних же склонах продольных дюн падения обычно очень пологи и однообразны. Косая слоистость в дюнах характеризуется большими размерами. Частая смена направления падения слоев определяется изменением ветра, который способствует росту вначале в одном, а затем в другом направлении; она может также обусловливаться одновременным ростом на противоположных склонах дюны или перемежающимся ростом и денудацией в пределах наветренной стороны при прогрессивном росте с подветренной стороны. В процессе формирования дюн не возникает таких условий, при которых эоловый песок накапливался бы в виде горизонтальных слоев.

но зеркало воды может воспрепятствовать перемещению песка ниже какого-то определенного уровня; при этом верхняя часть дюны будет мигрировать обособленно. Если впоследствии на этом месте вновь образуется дюна, она будет залегать на срезанной поверхности более древней дюны.

При соответствующем направлении ветер сдувает песок в море или озеро, где он отлагается уже в водной среде. Возможно, хорошо окатанные кварцевые зерна в песчанистых доломитах докембрийского и кембрийского возраста (свита Маллетт, северо-западный Вермонт) принесены ветром. Однако, поскольку песок перемещается в основном путем сальтации, он в обычных условиях не может быть занесен ветром далеко от берега.

Лёсс. Тонкий осадок, переносимый ветрами в виде пыли, распространяется на громадные площади. Во время трехдневного ветрового шторма, разыгравшегося на небольшом участке в Даст-Боул на западе Техаса в 1953 г., воздух был настолько насыщен пылью, что даже в столь удаленных городах, как Канзас-Сити и Чикаго, вынуждены были включить уличное освещение; заметная же окраска неба наблюдалась на всем континенте, вплоть до Новой Англии. Сходным образом, завесы пыли, поднимаемые время от времени штормовыми ветрами в Северной Африке, распространяются на всю Европу. Широкое рассеивание пыли, поднятой штормами в засушливых областях, вполне естественно. Если она осядет в пустыне, то ее нахождение здесь будет временным, до следующего шторма, который поднимет ее и понесет дальше. Если пыль осядет за пределами пустыни, в районах с умеренными или обильными осадками, она снесется поверхностными водами в потоки и будет вынесена. Если же она осядет на плоских возвышенностях, в районах с умеренными осадками и очень слабой эрозией, то сможет накопиться в виде лёсса. Подобному накоплению благоприятствует дерновый покров, так как трава и листья предохраняют осевшую пыль от дальнейшего переноса ветром и от смыва поверхностными водами.

Отмытые наносы, образующиеся около тающего ледника, являются существенным источником лёсса, который столь широко развит в ледниковых областях плейстоцена. Это *холодные лёссы*, по Обручеву (1945, стр. 258). Подобные отложения широко распространены в центральной равнине США, в Европейской части СССР и Сибири, а также вдоль покрытых ледниками гор Средней и Восточной Азии.

Кроме того, интенсивное накопление лёсса происходит в районах, примыкающих к подветренным краям больших пустынь Средней Азии. Эти лёссы не связаны с ледниковой деятельностью, а образуются за счет пыли, выдуваемой из пустынь; это так называемые *теплые лёссы*, по Обручеву. К ним относятся красные лёссы Северного Китая и Западной Маньчжурии.

Пыль, сдуваемая в море, может в смеси с пелагическим материалом осаждаться далеко от берега и на большой глубине. Вблизи островов Кейп-Верде, к западу от Сахары, подобная эоловая пыль была собрана на палубах судов и проанализирована. Радзевский (Radczewski, 1939, стр. 499) и Корренс (Correns, 1934) нашли, что сходный материал составляет существенную часть донных осадков в данном районе. Красноватые кварцевые зерна были определены Корренсом как «пустынный кварц» (wüstenquartz). Размер кварцевых зерен колеблется от 1 до 50 μ; они могут быть отнесены к классу глин и алевритов.

Транспортировка льдом

Осадки транспортируются ледниками и плавающими льдами; в обоих случаях они переносятся и выпадают без сортировки, в результате чего образуются неслоистые осадки. Характеристика морен слишком хорошо известна, для того чтобы их здесь описывать. Поскольку вмерзшие в лед обломки пород не могут свободно передвигаться, они в основании ледника истачиваются и покрываются бороздами в результате абразии о ложе, по которому движется ледник. Они могут тереться друг о друга, даже будучи заключенными в лед выше основания, вследствие дифференциального движения ледника. Практически размеры переносимых блоков неограниченны; поэтому с ледниковой деятельностью могут быть связаны почти все грубые рудиты, известные в стратиграфической летописи. Другие агенты, способные формировать подобные осадки, рассматриваются в гл. 9.

Во время материкового оледенения движущийся лед срезает покров и на огромных площадях обнажает коренные породы. Неудивительно поэтому, что он транспортирует колоссальное количество осадка. Лишь часть этого осадка накапливается в виде валунной глины (till), остальной осадок перерабатывается талыми ледниковыми водами и отлагается в виде перемытых наносов. Хотя по составу они имеют ледниковое происхождение, перемытые наносы отла-

гаются, по существу, в воде и обладают свойствами, характерными для отложений потоков.

Поскольку ледниковый покров, распространяясь по континенту, покрывает холмы и долины, он может занести «чуждые породы» в районы, куда они никак не могли попасть каким-либо другим способом. В течение плейстоценового времени, например, ледником, прошедшим по дну Северного моря, определенные типы пород были перенесены на Британские острова из Скандинавии. Сходным образом, из районов Канадского щита, расположенных к северу от Великих озер, многие типы пород попали в долину Миссисипи.

Там, где ледники достигают моря и от них откалываются айсберги, обломки пород разносятся последними и постепенно выпадают по мере таяния ледяных гор. Весьма обильные подобные марино-гляциальные отложения в настоящее время накапливаются около Аляски (Stetson, Upson, 1937). Прошедший через целый континент ледник здесь спускается в море, и часть его, находящаяся на краю, непрерывно обламывается в виде громадных пластин. Дно мелководного моря достаточно хорошо защищено от действия волн айсбергами и плавающим льдом. В результате обломки, освободившись из тающего льда, опускаются на дно и накапливаются без всяких дополнительных перемещений. Осадок при этом, естественно, полностью сохраняет характер валунной глины, за тем лишь исключением, что он может содержать остатки морских животных. Поскольку глубина нисколько не влияет на подобную транспортировку, эти марино-гляциальные отложения без существенных изменений могут накапливаться и на весьма значительной глубине. Если современные условия сохранятся, то мощность отложенного таким образом материала, в конце концов, будет очень большой. Марино-гляциальные слои пермского возраста в Австралии (David, Browne, 1950, стр. 337—371), по-видимому, накапливались в сходных условиях.

Карсола (Carsola, 1954) показал, что в настоящее время, в пределах континентального склона Северной Аляски в результате транспортировки плавающими льдами накапливаются осадки, очень близкие к марино-гляциальным отложениям.

Наконец, льдины в реках могут переносить валуны там, где движущаяся вода не может их сдвинуть. Именно таким процессом Уэнтворт (Wentworth, 1928) объяснял появление эрратических валунов в террасовом гравии восьми северо-восточных штатов. Как правило, валуны вытаивают до начала ледохода, так как они абсорбируют солнечное тепло гораздо скорее, чем лед. Но в исключительных случаях, при наводнениях в верховьях потока, поднимающаяся вода может вспучить, взломать и понести лед до начала его интенсивного таяния. Для освещения этой проблемы необходимы дополнительные наблюдения.

ОТЛОЖЕНИЕ

В довершение всего на характер осадочной породы оказывают влияние способ, при помощи которого она откладывается, и обстановка, в которой происходит осадконакопление.

Этот вопрос находится в центре внимания большей части настоящей книги. Некоторые положения развивались выше при рассмотрении условий транспортировки; этой же теме посвящены три последующие главы.

ИЗМЕНЕНИЯ ПОСЛЕ ОТЛОЖЕНИЯ: ДИАГЕНЕЗ

Даже после того как осадок достигнет своего окончательного местонахождения, он претерпевает весьма существенные преобразования в процессе превращения его в породу. Для обозначения всех изменений (за исключением метаморфизма), которые следуют за осадконакоплением, Вальтер (Walther, 1894, стр. 693) предложил термин «диагенез»[1].

Уплотнение

По-видимому, простейшим из этих преобразований является *уплотнение*. Вес накапливающегося осадка спрессовывает минеральные частицы, уменьшая поровые пространства и отжимая часть заключенной в них воды. В песке эти изменения весьма несущественны, так как зерна уже находятся в тесном контакте при отложении осадка. В тонких же илах, накапливающихся в настоящее время, содержится очень большое количество воды (до 90% и более), в которой глинистые частицы находятся

[1] Этот термин впервые был введен Гюмбелем в 1888 г. и включал также метаморфические преобразования, но Вальтер специально исключил последние, и в настоящее время термин употребляется именно в его понимании.

практически во взвешенном состоянии. При переходе подобного насыщенного водой ила в сланцеватую глину бо́льшая часть воды отжимается, причем резко сокращается первичная мощность. В дальнейшем, когда глинистые частицы будут плотно сдавлены, между ними возникнут силы сцепления и осадок превратится в породу.

Там, где ил отложился на гребнях или поднятиях ранее уплотненных пород, уплотнение проявляется в гораздо более слабом уменьшении мощности над поднятием, чем над их склонами, где ил более мощный. В результате подобного дифференциального уплотнения возникли многие важные в практическом отношении нефтеносные структуры.

Окаменелости, сохраняющиеся в глинистых сланцах в процессе уплотнения, полностью спрессовываются; величина их сдавливания дает некоторое представление о размерах уплотнения. Граптолиты, например, сохраняются в черных глинистых сланцах лишь в виде пленок, тогда как редкие экземпляры их, встреченные в известняках, обычно не деформированы и, грубо говоря, имеют ширину такую же, как толщину.

Цементация

Другой способ, с помощью которого свободный рыхлый осадок превращается в породу, заключается в осаждении цементирующего материала, который частично выполняет пустоты и скрепляет частицы друг с другом. Наиболее распространенным цементом является карбонат кальция, близко к нему по значению приближается кремнезем, далее следуют окислы железа, гипс и другие менее распространенные минералы.

Глинистые минералы в иллитах, многих алевролитах и некоторых засоренных песчаниках между грубыми частицами образуют цемент, который после уплотнения превращается в эффективный связующий материал; но чистый песок, если только он не содержит цементирующего материала, частично выполняющего поры и скрепляющего зерна, остается свободным и несвязанным. Некоторые песчанистые отложения в течение длительного геологического времени сохранились несцементированными. Например, в районе бакинских нефтяных площадей к западу от Каспийского моря миоценовые слои настолько неконсолидированы, что большое количество свободного песка выносится фонтанирующими скважинами. Точно так же песчаники Сент-Петер (ордовик) до сих пор столь слабо сцементированы, что могут без труда разрабатываться лопатой или кайлой. Дейк (Dake, 1921, стр. 136—150) показал, что они, как правило, более чем на 99% состоят из SiO_2.

Обычный карбонатный цемент ($CaCO_3$) может отложиться из водного раствора, захваченного во время осадконакопления, или же образуется за счет растворения обломков раковин после их захоронения. В зоне выветривания карбонатный цемент обычно растворяется и песок вновь становится рыхлым. Например, песчаники Риджли (нижний девон) на сводах и склонах, сформировавшихся в пенсильванское время, превращаются в обыкновенный песок, но ниже зеркала грунтовых вод или в глубоких скважинах они исключительно прочны и отличаются низкой пористостью и высоким содержанием $CaCO_3$.

Кремнистый цемент в небольших количествах может получиться за счет первичной реликтовой воды, но поскольку концентрация SiO_2 в растворе обычно очень низкая, более важное значение, по-видимому, имеют другие источники. Органические структуры, сложенные опаловидным кремнеземом (а именно, спикулы губок и раковины радиолярий), имеют бо́льшую растворимость, чем кварцевые зерна, и поэтому после захоронения могут быть растворены и переотложены в виде цемента. Под большим грузом или в условиях динамического стресса некоторое количество раствора может возникнуть по контактам зерен. Нередко отлагающийся кремнезем имеет одинаковую оптическую ориентировку с зернами песка и превращает последние в переплетающуюся массу угловатых новообразований; в других случаях кремнезем выполняет пустоты между зернами с цементом из мельчайших кристаллов. Кремнистые песчаники тверды и вязки и кажутся шероховатыми на ощупь. Хорошим примером могут служить песчаники Тускарора (нижний силур), слагающие громадный хребет в центральных Аппалачах.

Согласно Корренсу (Correns, 1950), цементации благоприятствует изменение pH воды, содержащейся в накапливающемся осадке. Растворимость SiO_2 увеличивается со щелочностью (pH), а растворимость $CaCO_3$, наоборот, уменьшается. Если вода является насыщенной в отношении какого-либо из этих компонентов, то изменение равновесия может вызвать растворение раковин, их обломков или мельчайших кристаллов минерала (например, игольчатого арагонита) или же, наоборот, обусловить выпадение

из раствора в пустотах SiO_2 или $CaCO_3$. На содержание органического вещества определенным образом влияют бактерии; в частности, образование NH_3 способно увеличить щелочность настолько, что начнут растворяться микроскопические кремнистые раковины (диатомей, радиолярий, губок и т. д.). Напротив, отложение $CaCO_3$ может увеличить содержание CO_2 в воде, что приведет к переотложению некоторого количества SiO_2. Увеличение концентрации CO_2 может быть также вызвано разложением органического материала или другими химическими изменениями в накапливающемся осадке, вызывающими растворение мельчайших известковых раковин, их обломков и особенно иголочек арагонита. Растворимость последнего на 6—8% выше, чем обыкновенного кальцита. В результате переотложения этих минералов в процессе всего породообразования или же на конечных его этапах вследствие изменения химического равновесия поры нацело или частично выполняются цементирующим материалом. По мнению Корренса, тончайшие частицы могут подвергаться растворению в то время, когда более крупные продолжают расти.

Химические изменения

Восстановление. При наличии свободного кислорода органические ткани быстро окисляются в CO_2 и H_2O; при этом остается небольшое количество пепла, который представляет собой минеральную составляющую органического материала. Результат получается одинаковый — сгорает ли органическое вещество в огне или же медленно окисляется при соприкосновении с воздухом; так, упавшие на землю деревья и осыпавшиеся листья и хвоя, подобно органическому материалу в почве, начинают сразу же разрушаться. Но там, где органическое вещество защищено от воздуха застойной водой, окисление может происходить только за счет небольшого количества свободного кислорода, содержащегося в растворе. Если вода перемешивается волнами и таким образом вентилируется, снабжение кислородом возобновляется, но если она застойная, то свободный кислород быстро расходуется и в присутствии разлагающегося органического вещества возникают условия кислородной недостаточности, или *восстановительная обстановка*, в которой кислородсодержащие соединения претерпевают восстановление. Даже там, где вода выше дна хорошо проветривается, ниже в осадке развиваются восстановительные условия.

Соединения, содержащие окислы железа, особенно подвержены восстановлению. Железо быстро меняет валентность, переходя из окисной формы в закисную. Этот процесс резко сказывается на осадке, так как гематит (Fe_2O_3) имеет обычно красную окраску, а почти все коричневые и желтые цвета обусловлены присутствием гидроокиси железа гетита ($HFeO_2$) и лепидохлорита [$FeO(OH)$]. Соединения же, содержащие закисное железо, обычно бесцветны. Таким образом, в восстановительных условиях красные, коричневые и желтые осадки превращаются в серые.

Сухая перегонка органического вещества. В восстановительной обстановке органическое вещество в осадке не разрушается путем окисления, а медленно подвергается сухой перегонке, выделяя молекулы CO_2 и H_2O. В качестве примера подобного преобразования можно привести обычную целлюлозу $(C_6H_{10}O_5)_n$ растительных тканей. По мере освобождения каждой молекулы воды и двуокиси углерода в остатке возрастает процентное содержание углерода; в конце концов, при продолжении процесса останется только несвязанный углерод. Это явление происходит при последовательном превращении древесины в древесный уголь или при преобразовании органических остатков в торф или коричневый уголь, а затем в жирный уголь и антрацит и, наконец, в графит. Конечным продуктом в каждом случае (при условии, что сухая перегонка прошла до конца) будет свободный углерод, который имеет черный цвет. Преобразование органической нефти и жиров в битуминозный углеводород происходит более сложно, но в общем по тому же принципу. Очень сложные органические молекулы упрощаются за счет освобождения молекул CO_2 и H_2O, уменьшающих водородную и кислородную составные части. Остаток при этом естественно обогащается углеродом (обычно в форме углеводорода). Так, после захоронения в осадке органическое вещество большей частью приобретает черный цвет и, присутствуя в большом количестве и достаточно тонко распыленном виде, интенсивно окрашивает породу.

Работа анаэробных бактерий. В застойных участках морского дна, где разлагающееся органическое вещество поглотило растворенный кислород, жизнь животных организмов становится невозможной. В этих условиях пышно развиваются лишь анаэробные бактерии. Эти бактерии добывают необходимый для них кислород, извлекая его из имеющихся кислородсодержащих соединений. Одна группа ана-

эробных бактерий воздействует на органическое вещество (например, $C_6H_{10}O_5$) и извлекает кислород, выделяя свободный водород. Водород сразу же соединяется с серой, получающейся из повсеместно развитых сульфатов, образуя H_2S — ядовитый газ, который быстро растворяется в морской воде, делая дно вдвойне невозможным для существования всех форм животной жизни. Более того, H_2S воздействует на растворенные железистые соединения, образуя FeS_2, который, будучи очень слабо растворимым, выпадает в осадок в виде марказита или пирита.

Вторая группа анаэробных бактерий, добывая необходимый для обмена веществ кислород, воздействует на сульфаты, в результате чего выделяется свободная сера, способствующая формированию H_2S.

Сульфиды железа, образовавшиеся в результате жизнедеятельности анаэробных бактерий, могут выпадать в осадок, рассеиваясь по дну в виде тончайшего пигмента; они также могут замещать раковины организмов, которые упали на дно или были занесены в данный район, образуя пиритизированные окаменелости; кроме того, они могут образовывать пиритовые и маркизитовые конкреции.

Там, где донная вода перемешивается волнами или освежается нисходящими течениями, количества кислорода достаточно для развития донной фауны. Животные, питающиеся падалью, стремятся поглотить бóльшую часть органического вещества, преобразуя его, таким образом, в живую ткань, дающую очень незначительные скопления. Однако в основном количества органического вещества на дне моря достаточно, для того чтобы возникла по крайней мере умеренно восстановительная обстановка.

Работа илоедов. В более благоприятных для жизни участках морского дна обитают различные группы животных, которые питаются илом, пропуская его через свой пищевой канал с целью извлечения кусочков органического вещества. Среди таких животных можно назвать голотурий, многих эхиноидей и большое количество морских червей. В том случае, когда осадконакопление происходит медленно, большое количество или практически весь осадок может пройти через пищеварительную «мельницу» различных илоедов, причем бóльшая часть органического вещества будет переработана, а минеральные частицы окажутся обработанными пищеварительным соком. Это еще один способ химической переработки осадка после его захоронения. Кроме того, первичная слоистость затушевывается или вообще пропадает, поскольку осадок перерабатывается не только илоедами, но также и другими ползающими и сверлящими организмами.

Перекристаллизация

После захоронения менее устойчивые минеральные частицы превращаются в более устойчивые. Раковины, первоначально сложенные хорошо растворимым арагонитом, могут заместиться кальцитом или вообще раствориться, оставив в породе лишь отпечаток. Растворенный материал может вслед за тем переотложиться на обломках кальцита, придав им кристаллическую форму, или же отложиться в виде цемента между зернами осадка, уменьшив поровые пространства и превратив осадок в породу. Для подобного рода преобразований особенно благоприятны небольшие скопления арагонита. Более того, кальцит может растворяться в одних участках породы (более тонкий материал; в направлении давления) и переотлагаться в других. Такая перекристаллизация особенно обычна в пористых известняках, подобных рифовым породам, рифовым осыпям и ракушечникам, благодаря чему они очень быстро цементируются. Сходным образом перераспределяется и кремнезем в песчаниках, образуя частично перекристаллизованную породу.

Имеется еще два вида диагенетических изменений, имеющих громадное значение,— *доломитизация* и *силицификация*; первый из них будет рассмотрен в гл. 13, а второй — в гл. 14.

2. *Неморские обстановки*

ОБСТАНОВКИ ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ

Весьма существенную часть работы геолога составляет реконструкция геологической истории путем выяснения первичного распределения суши и моря, гор и равнин, ледников и джунглей — короче говоря, палеогеографии. Поскольку стратиграфия имеет дело со слоистыми породами, она может располагать определенными данными только для тех районов поверхности суши и морского дна, где происходило осадкообразование, хотя осадки данного времени могут дать много косвенных сведений и о смежных территориях, в которых осадкообразования не происходило, был размыв, вулканическая деятельность и т. д. Отложения любого заданного участка должны существенно зависеть, если не полностью контролироваться, географией региона: была ли здесь суша или море, обширная низменность или континентальный шельф; близко или далеко были расположены высокие горы; влажный или засушливый, теплый или холодный был климат. Сумма этих различных факторов и определяет географическую обстановку. Прекрасным способом решения задачи реконструкции географических особенностей ранее существовавших условий осадконакопления является тщательное изучение осадков в современной обстановке.

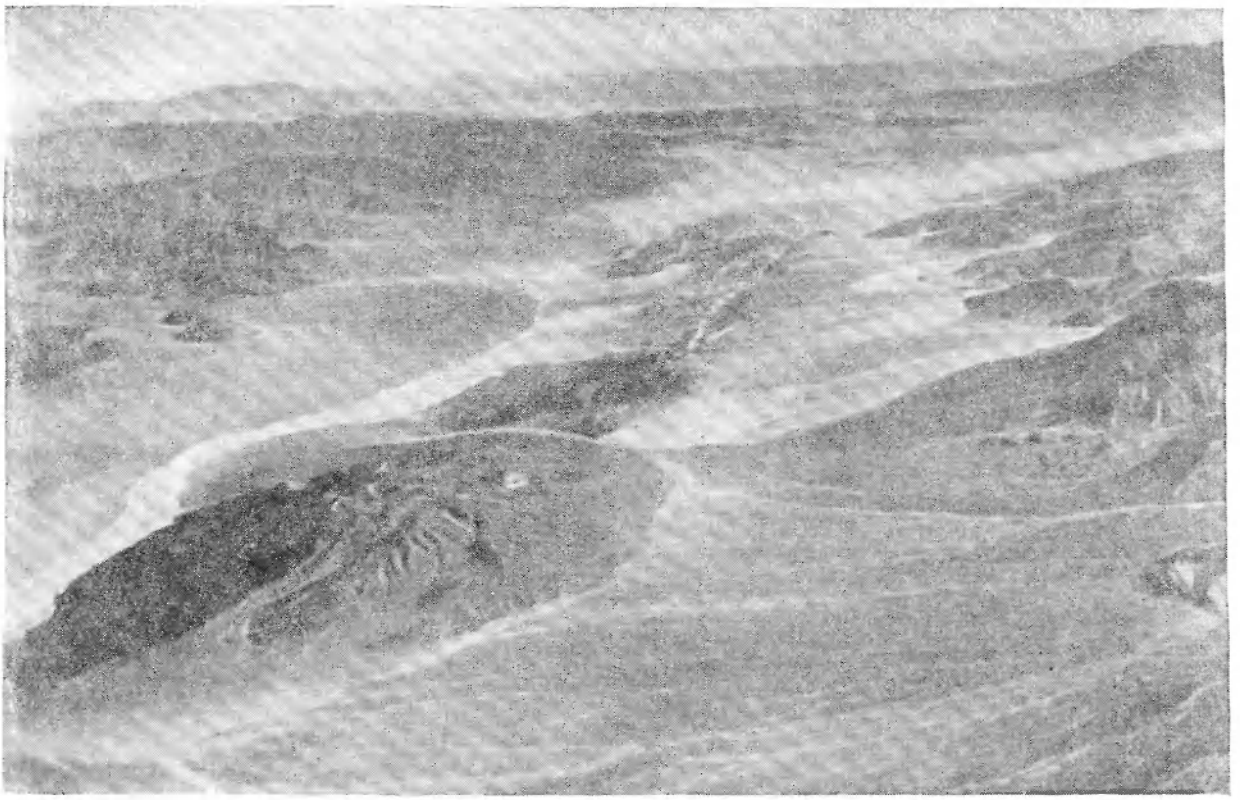
В последующих главах мы попытаемся дать описание нескольких современных обстановок, в которых происходит осадкообразование, и показать, как эти данные могут быть использованы для интерпретации отложений в геологической летописи.

Представляется целесообразным рассмотреть следующие обстановки: неморские обстановки, морские обстановки и смешанные, или прибрежные, обстановки, в которых происходят как морские, так и неморские процессы. Нет надобности рассматривать все возможные обстановки, поскольку те из них, с которыми прежде всего сталкивается стратиграфия, характеризуются не только образованием отложений, но и накоплением их в достаточно больших мощностях. Подобные обстановки имеют ряд общих черт: они возникают на участках, расположенных ниже по крайней мере нескольких смежных территорий, и погружаются по мере (а в некоторых случаях до) процесса осадконакопления. Другие виды обстановок могут не рассматриваться.

РЕЧНЫЕ ОБСТАНОВКИ

Предгорья

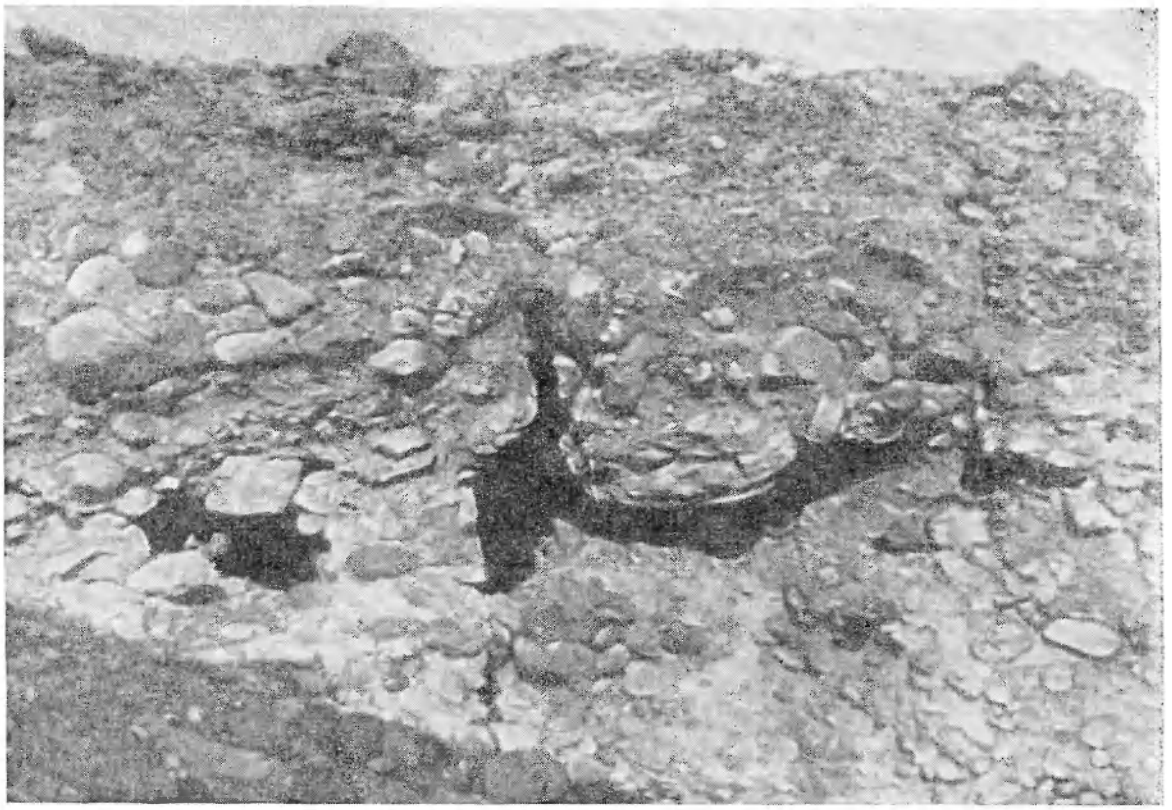
В настоящее время на западе Соединенных Штатов Америки у подножий многих хребтов в пределах поясов шириной в 1 милю накапливаются мощные толщи осадочных отложений (фиг. 15). Прекрасный пример их детально описан Троубриджем (Trowbridge, 1911) на западном склоне долины Оуэнс у подножия Сьерра-Невады в Калифорнии. В этом месте наблюдаются аллювиальные конуса, которые спускаются по склону расчлененных гор, как правило представляющих собой сбросовый уступ. Отдельные конуса естественно разобщены у устьев горных каньонов, но объединяются ниже,



Ф и г. 15. Аллювиальные конуса выноса в южной части Долины Смерти в Калифорнии. Вид на юго-восточную часть; в центре на переднем плане — холмы Конфиденс. Фото Спенс Эйр.

образуя ундулирующий склон, который быстро уплощается у своего подножия. Во многих местах отложения достигают сотен и, возможно, тысяч футов мощности и состоят главным образом из почти несцементированных и невыветрелых обломков различных горных пород, слагающих хребет. Перед фронтом Сьерра-Невады, например, эти обломки в основном имеют гранитный состав и почти совсем свежие, так как образовались в результате морозного выветривания и ледниковой деятельности в высоких частях хребта и были быстро перенесены вниз бурными потоками. Менее устойчивый материал может подвергаться и более заметному выветриванию, а там, где в грунтовых водах присутствует $CaCO_3$, материал конуса обычно крепко сцементирован. В общем же, однако, в отложениях достаточно обычны неустойчивые минералы и породы, если они широко развиты в области источника обломочного материала.

Размер обломков очень сильно колеблется даже в одном обнажении и в одном слое, но обычно максимальный размер (и, по-видимому, средний размер тоже) быстро уменьшается по мере удаления от гор (вероятно, показательны крутизна склона поверхности конуса, а следовательно, и первичное падение слоистости; см. Krumbein, 1937, стр. 586—589; Blissenbach, 1954, стр. 182). Сортировка не особенно хорошая; в среднем пустынном конусе слои средне- и слабоотсортированных песка и гравия (отложенных обычными потоками) перемежаются с совершенно неотсортированными слоями (сформированными грязевыми потоками), которые могут состоять из обломков самых различных размеров — от очень крупных валунов до глинистых частичек, если в области питания имеется достаточное количество материала. В работе Блиссенбаха (Blissenbach, 1954, стр. 179) указывается, что доля отложений грязевых потоков возрастает с уменьшением дождевых осадков и может достигать 40%. Обломки, как правило, лишь очень слабо окатаны и сохраняют свою первичную форму, хотя Блиссенбах и описывает полуокатанные обломки из нижнего конца конуса в Аризоне. Органическое вещество в конусах



Фиг. 16. Конгломераты Бишоп; среднекайнозойские отложения предгорий.
Крупные валуны, до фута в поперечнике. Южное окончание гор Литл-Маунтин, Свитуотер, Вайоминг. Фото Брэдли, Геологическая служба США.

аридных районов практически отсутствует; в виде исключения оно встречается в глинах грязевых потоков, так как пористость других слоев и обычно очень низкое положение уровня грунтовых вод способствуют полному его окислению. Органические остатки сохраняются крайне редко, хотя кое-где все же встречаются древесные стволы и кости позвоночных.

Слоистость в отложениях подобных конусов (McKee, 1953, стр. 29—31) обычно очень грубая (фиг. 16). Повсеместно она параллельна поверхности конуса, падающей под углом в несколько градусов в сторону бассейна, но в деталях она очень неправильная. По природе самого процесса конусообразования поток каждого конуса последовательно перемещается от одного положения к другому; в каждом положении он стремится сформировать естественные прирусловые валы и проложить между ними русла, которые поднимаются до тех нор, пока не становятся неустойчивыми в данном положении. Каждый комплекс отложений потока имеет, таким образом, нитевидную форму; при этом все нити радиально расходятся от вершины конуса. Любая из них характеризуется косой слоистостью, падающей вниз, в общем по направлению к основанию конуса; отдельные же кулисообразно расположенные гальки наклонены к вершине конуса; в итоге образуется гетерогенная косая слоистость типа среза и выполнения (cut and fill). Грязевые потоки в верхней части конуса распространяются в виде сплошных покровов, но ниже по склону они могут разбиваться на отдельные потоки и далее следовать по первичным руслам; их отложения обычно вообще не несут признаков внутренней слоистости. Вопреки крайней разнородности в деталях отложения любых частей конуса в общем очень близки между собой (исключение составляют лишь некоторые различия в размере зерен и наклоне склона). Поэтому в общем виде отложения предгорий, если они вытянуты вдоль фронта горного хребта одинаковой высоты, литологически и структурно весьма однородны.

В Соединенных Штатах Америки современные отложения предгорий формируются исключительно в аридных или полуаридных областях, например в Альпах и Гималаях, они накапливаются в условиях влажного климата; для образования их необходим резкий перепад в скорости потоков, обусловленный близостью района резко расчлененного рельефа и бассейна отложения. Поэтому, хотя для формирования современных отложений предгорий более благоприятен засушливый климат, они могут откладываться в условиях любого климата. В Японии в настоящее время при 60 дюймах осадков в год накапливаются крупные конусы. Особенно благоприятны для них бассейны, опускающиеся по ограничивающим их сбросам, подобные озеру Бива. Отложения конусов гумидных районов отличны от сходных отложений, возникших в засушливых условиях, в частности из-за того, что материал здесь может быть очень сильно выветрелым (в Японии полевые шпаты в значительной мере замещены глиной), а также вследствие того, что при высоком уровне грунтовых вод в гораздо больших количествах может сохраниться органическое вещество. Скорость накопления отложений в гумидном климате примерно столь же велика, как и в аридных областях; поэтому размер и сортировка обломков в общем сходны, но отложения грязевых потоков, лишенные всякой сортировки, с очень крупными валунами, здесь отсутствуют (исключение представляют лишь области вулканической деятельности).

Отложения подобного типа известны в различных участках геологической летописи истории Земли. Отложения предгорий слагают бо́льшую часть верхнего кайнозоя Провинции Бассейнов и Хребтов Запада США. Это свидетельствует о том, что сходные условия осадкообразования имели место с начала блоко-сбросовых движений в миоцене или раннем плиоцене (Longwell, 1936, стр. 1414—1440). В Калифорнии особенно хорошо изучены брекчии Сан-Онофре (миоцен) (Woodford, 1925); предполагается, что здесь море омывало основание конусов выноса и, таким образом, отложения предгорий постепенно переходили в морские. В группе Ньюарк (триас) на востоке Северной Америки отложения предгорий залегают по периферии бассейна, ограниченного по краям сбросами, движение по которым происходило одновременно с осадкообразованием, что обусловило тесное соприкосновение горных сооружений с прогибающимся бассейном (восточный край — долина Коннектикут и пояс Дип-Ривер, северо-западный край — другой крупный пояс; Barrell, 1915, стр. 29; Longwell, 1922, стр. 234—235). Крайнин (Krynine, 1950) показал, что климат здесь был гумидный, с обильными сезонными дождями; он объяснял незначительное выветривание полевых шпатов и других неустойчивых минералов очень быстрой эрозией и отложением вблизи активных разломов. Сходным образом конгломератовые отложения пенсильванского возраста в Оклахоме и Колорадо образовались за счет размыва смежных гранитных хребтов, находившихся в области современных гор Арбакл, Уичито, Сангре-де-Кристо, гор Анкомпагре и др.

Поймы

Прямой противоположностью коротким горным потокам, теряющимся в аллювиальных конусах, являются великие реки мира, которые текут через громадные аллювиальные равнины. Несколько таких рек и их пойм было достаточно хорошо изучено, но ни одна из них, повидимому, не исследована столь детально, как нижнее течение Миссисипи. Значение поймы Миссисипи как продуктивной площади вызвало необходимость в создании специальной комиссии Миссисипи-Ривер при Инженерном корпусе Соединенных Штатов, которая провела большое количество научных и инженерных работ. Геологические результаты этих исследований были опубликованы Фиском (Fisk, 1944, 1947, 1952); в его работах приводятся подробные сведения о пойменных отложениях. Несомненно, что отложения, формирующиеся в настоящее время, не дают представления о всей массе аллювиального выполнения, поскольку они образуют лишь тонкий покров мощностью значительно меньше 100 футов, который покрывает отложения другого режима реки. За исключением морской дельты, отложения которой будут рассмотрены в гл. 4, Миссисипи в настоящее время отлагает весьма небольшое количество аллювия. Тем не менее обстановка в пойме нижней Миссисипи (выше морской дельты) может считаться типовой.

Первой важной особенностью этих отложений является то, что они резко расчленяются на несколько типов. Резкий контраст отмечается между отложениями, формирующимися вблизи русла, и в частях поймы, удаленных от него; но и прирусловые отложения в свою очередь могут быть подразделены еще более дробно. Ниже приводится краткое описание пойменных

отложений, а затем описываются и взаимоотношения между ними.

Русло реки во время наводнений имеет глубину 90—150 футов; осадки, как правило, накапливаются на дне русла после спада паводка. Эти русловые отложения являются лишь временными образованиями, если только, конечно, русло не сместится перед следующим крупным паводком. Но смещение русла происходит постоянно, особенно в меандрирующих реках, и в результате отложения на внутренней стороне меандры накапливаются в таких количествах, что заполняют все русло от дна до уреза воды. Обычно формирование подобных накоплений происходит отдельными участками, и каждый из участков проявляется на поверхности в виде *выступающего бара*, или *меандровой косы*, на внутренней стороне изгиба русла.

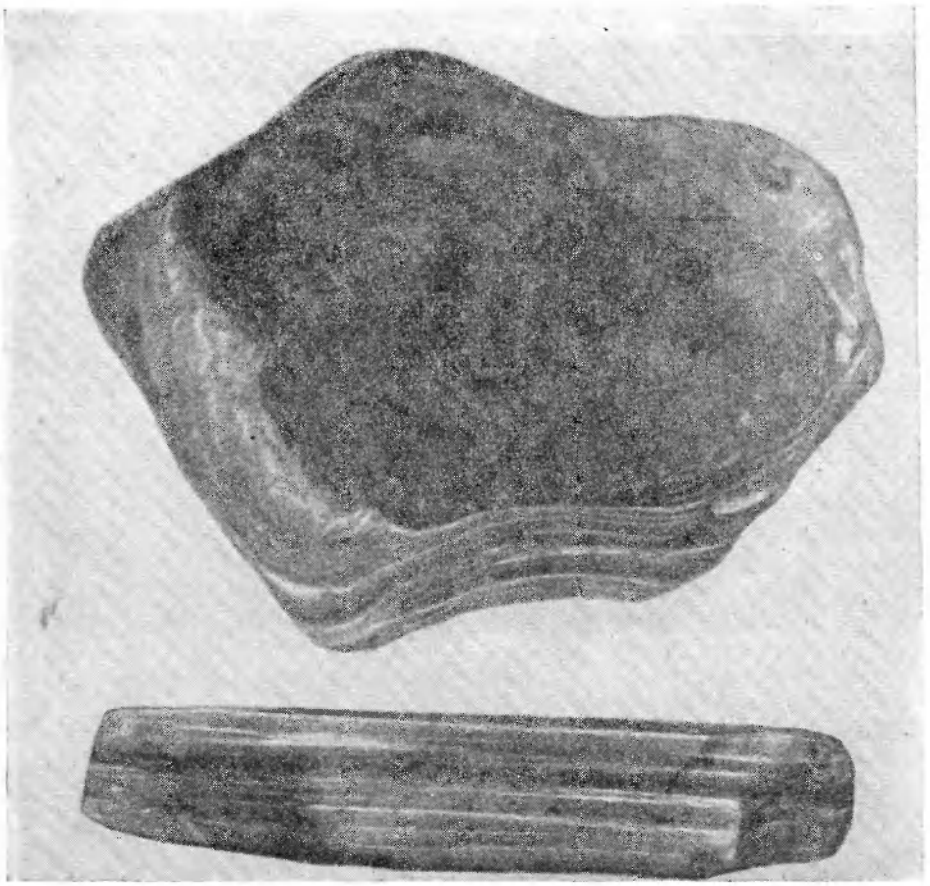
Эти отложения состоят из самого грубого материала, переносимого в потоке; обычно наиболее грубые отложения встречаются на дне древнего русла, а затем появляется несколько менее грубый материал. Миссисипи в нижнем течении несет песок всех размеров, а после Кайро (Иллинойс) даже немного мелкого гравия, но в морскую дельту обломочный материал грубее тонкого песка не попадает; следовательно, отложения русла и выступающих баров должны состоять из крупного песка и гравия. Отложения, сформировавшиеся сразу же после паводка, не особенно хорошо отсортированы и включают значительное количество алевритового материала; наоборот, отложения выступающих баров, формирующиеся в обычную стадию реки, хорошо отмыты от последнего. После возникновения выступающих баров в понижениях между ними начинается накопление более тонкого материала, в результате чего появляются поверхностные нитевидные тела глинистых алевритов. В этих отложениях органическое вещество либо отсутствует, либо встречается в небольших количествах; исключение представляют глинистые алевриты; имеется небольшое количество окаменелостей, таких, как сглаженные кости и бревна. Отложения русловых баров могут обладать отчетливой косой слоистостью отчасти таблитчатого, а отчасти менее правильного типа. Падение косой слоистости меняется в зависимости от направления каждой меандры, но должно отражать направление движущегося потока.

Рассел (Russell, Taylor, 1937; Russell, 1937) детально изучал пески в нижнем течении Миссисипи. Эти пески проносятся через всю дренажную сеть реки; на 60—70% они состоят из кварца, но, кроме того, в них в достаточных количествах присутствует полевой шпат и реже тяжелые минералы; многие из них предположительно считаются неустойчивыми при длительной транспортировке. Окатанность слабая и вопреки ожиданиям несколько уменьшается вниз по течению.

С другой стороны русла образуется естественный прирусловой вал, возникающий при быстром отложении материала во время разлива, когда вода выходит из русла, где она несется быстрым направленным потоком и разливается в виде тонкого слоя по всей пойме. Раз возникнув, он как бы подчеркивает различие в скорости течения и разрастается в определенно выраженный гребень, тянущийся по краю поймы вдоль русла. Он состоит в основном из алевритового материала: очень тонкий песок и грубый алеврит на гребне вала и тонкий алеврит ниже, на его склоне. Сортировка хуже, чем в русловых отложениях. Слоистость очень нечеткая, полого падает в сторону от реки. Отложения на внутренней стороне прируслового вала, в противоположность другим околоречным осадкам, имеют отмытую поверхность, а на противоположном склоне они постепенно переходят в пойменные отложения.

Меандры и естественные прирусловые валы находятся в состоянии непрерывной «борьбы» между собой; они стремятся сместить друг друга и противостоят смещению. В некоторых потоках меандры перемещаются настолько быстро, что для формирования берегового вала не хватает времени; в других — береговые валы настолько сдерживают реку, что она вообще не образует меандр. Область дельты Миссисипи относится ко второму типу в основном потому, что русло пересекает здесь мелкозернистые дельтовые осадки, оказывающие достаточное сопротивление размыву. Но выше дельты, где русло проходит в легко размывающихся песках и грубых алевритах, река меандрирует и прирусловые валы едва намечаются. Несмотря на то что естественные прирусловые валы частично подвергаются размыву на внешней стороне меандры, они тем не менее продолжают расти и расширяться, поскольку в период разлива потоком выносится гораздо больше алеврита, чем когда-либо.

Во время особенно больших разливов естественные береговые валы разбиваются серией промоин, через которые вода и ил проникают на пойму. При спаде паводка более мелкие промоины очень быстро заполняются осадками, обычно до высоты первичного уровня. Выпол-

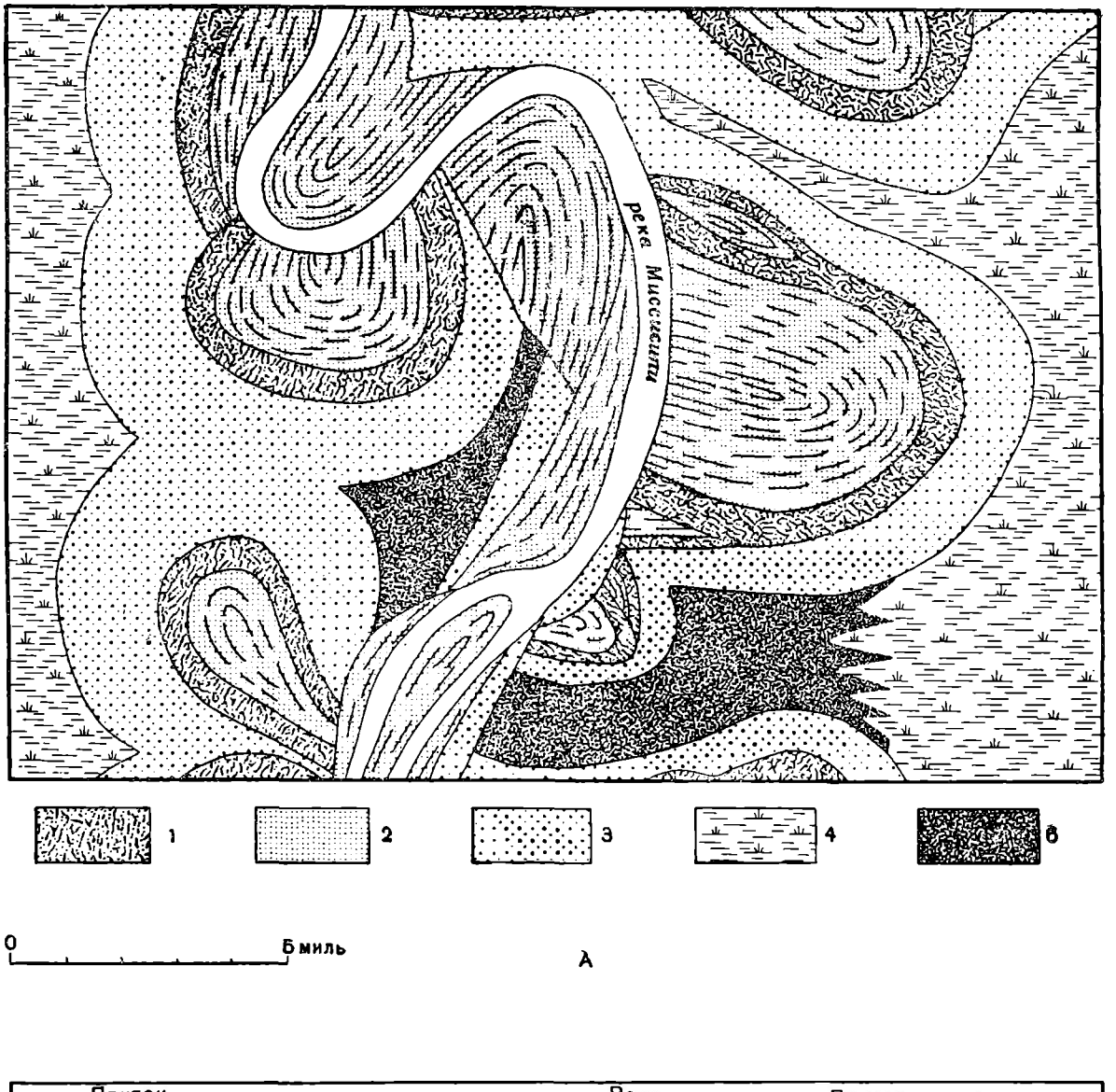


Ф и г. 17. Алеврит, отложенный в течение двух с половиной дней на полу первого этажа в Дайтоне (Огайо) во время мартовского наводнения 1913 г. (образец имеет толщину порядка 3 дюймов).
Собрано Августом Ф. Форсте в своем собственном доме. Фото Музея Пибоди, Йельский Университет.

няющий промоины материал гораздо грубее, чем тот, который слагает собственно вал; он близок к русловым отложениям, но отличается от них меньшей сортировкой.

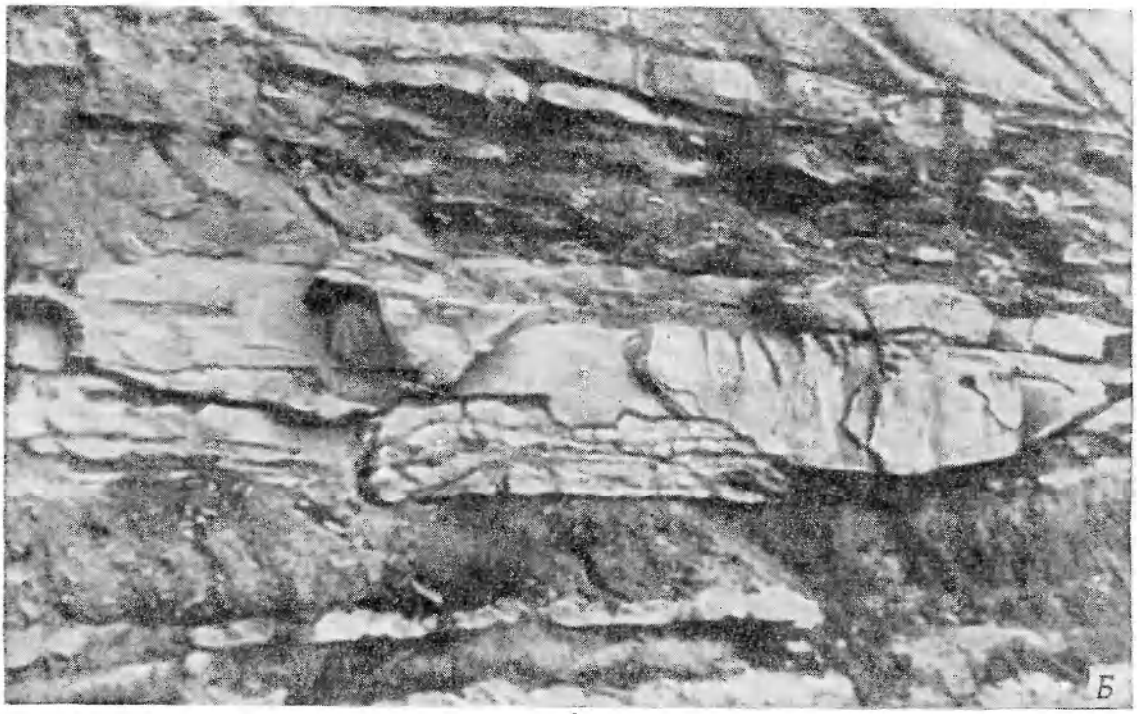
Когда река смещается не путем последовательной миграции меандр, а в результате их прорыва или еще более резкого изменения курса, характер осадкообразования в заброшенных каналах быстро изменяется. Сразу же ниже места прорыва они забиваются пробкой материала, сходного с материалом, выполняющим промоины. В случае если прорыв происходил не особенно быстро, этот материал может проникнуть на некоторое расстояние вниз по каналу, но основная часть последнего превращается в озеро или болото, которые постепенно выполняются тонким алевритом и глиной с небольшим количеством прослоев более грубого материала, отлагавшегося во время наводнений (питевидные тела глинистых алевритов, накапливающихся в понижениях между выступающими барами, в миниатюре представляют собой тот же тип отложений). Рассматриваемые осадки очень плохо отсортированы, четко слоисты и богаты органическим материалом. В эту же стадию выполнения накапливается почти чистое органическое вещество. Конечные отложения, известные на Миссисипи под названием глинистых пробок (clay plugs), без всякой закономерности распределены между гораздо более грубыми комплексами русла, баров и прирусловых валов.

На участках поймы, более удаленных от русла, осадкообразование происходит лишь во время паводка. Исключение представляют те из них, которые примыкают к притокам, где



Ф и г. 18. Пойменные отложения.

А — схематический план отложений, развитых вдоль реки Миссисипи у озера Провиденс в Луизиане. По данным Комитета Миссисипи-Ривер и Фиска (Fisk, 1944, 1947); *Б* — схематический профиль пойменных отложений меандрирующей реки, на котором видны линзы русловых отложений (показаны точками, глинистые пробки — черным) в межрусловых осадках. Длина изображенного участка несколько десятков миль. Вертикальный масштаб сильно преувеличен. *1* — покинутые русла: *2* — выступающие бары и понижения; *3* — естественные прирусловые валы; *4* — отложения межрусловых пойменных болот; *5* — тонкий покров пойменных болот на древних русловых отложениях.



Р и с. 19.

А — русловые конгломераты формации Пасс-Пик (эоцен), Хобак-Бесин-Дивайд, примерно в 30 милях к северо-западу от Пайпдейла в Вайоминге. Фото Уоплесса. *Б* — верхнебенвудские песчаники в средней части серии Молонгахила (верхний пенсильваний) в дорожной выемке, в Мак-Мечене, примерно в 6 милях к югу от Уиллинга в Западной Виргинии. Песчаники выполняют русло, врезанное в подстилающий пласт пресноводного известняка Фото Данбара.

осадкообразование идет по той же схеме, что и вдоль Миссисипи, хотя и в несколько меньшем масштабе. При этом (в естественных условиях) из обширного медленно текущего слоя воды, заливающего пойму, выпадают в осадок алеврит и глина. Вблизи промоин прируслового вала образуется тонкий слой гораздо более грубого алеврита и даже тонкого песка. В течение одного паводка может быть отложено весьма значительное количество такого материала; например, в Дайтоне (Огайо) в марте 1913 г. на полу затопленной комнаты за три дня наводнения отложилось $^1/_2$ дюйма осадка (фиг. 17). Межрусловые пойменные отложения обычно очень слабо отсортированы и тонко и нечетко (если дело не осложняется растительностью) полосчаты и в большом количестве содержат органическое вещество. Если участок в промежутке между паводками превращается в болото, то глинистые и алевритистые слои перемежаются с прослоями органического ила.

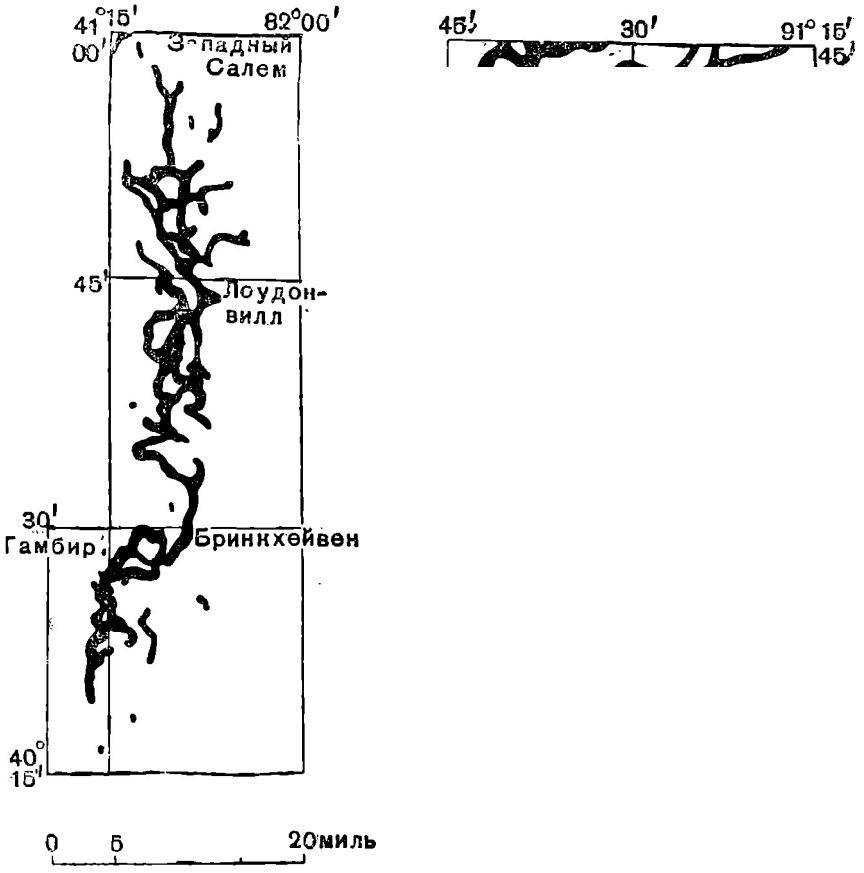
Большое количество атмосферных осадков в долине нижней Миссисипи определенным образом сказывается на характере осадкообразования; в менее гумидном климате осадкообразование будет несколько отличным. В частности, в таком климате в тонких осадках будет присутствовать гораздо меньше органического вещества; с другой стороны, крупные площади поймы будут периодически осушаться и окажутся покрытыми трещинами усыхания. Карбонат кальция может сцементировать осадок, а при достаточно засушливых условиях даже накапливаться на поверхности в виде известняковых отложений. Озера в заброшенных руслах или на поймах могут выполняться не органическим илом и торфом, а пресноводными известняками. В процессе осадкообразования существенную роль может играть ветер, скучивая песок в дюны на подветренной стороне русла и смешивая лёсс с мелкозернистыми отложениями поймы.

По-видимому, бóльшая часть поймы, так же как это имеет место на Миссисипи, в основном находится в значительном удалении от русла; туда поступают лишь мелкозернистые межрусловые отложения, описанные выше. Другие виды отложений, сложно переплетаясь, образуют извилистую полосу, сложенную гораздо более грубыми отложениями и протягивающуюся вдоль основного русла. Сходные, но обычно более узкие русла вытянуты и вдоль притоков (фиг. 18, *А*). Время от времени русло реки перемещается в другое место, и рано или поздно оно побывает во всех участках поймы. После того как река покидает русло, полоса песчаных отложений постепенно сменяется тонкозернистыми межрусловыми осадками, накапливающимися вокруг и выше него, или русловыми отложениями, формирующимися уже в новом створе. Вдоль Миссисипи (выше морской дельты) полная мощность пойменных отложений столь незначительна, что современное русло промывает их почти насквозь. Однако, если бы накопление пойменных отложений здесь шло параллельно с общим погружением, в результате чего образовалась бы бóльшая мощность, новые русловые полосы перекрыли бы межрусловые отложения. Если рассматривать межрусловые отложения в трехмерном изображении, то они образуют в целом как бы тонкозернистую массу, в которой заключены многочисленные нитевидные песчаные тела, имеющие в плане синусоидальную форму, а в разрезе — в основном линзовидные очертания (фиг. 18, *В*; 19). Таким образом, хотя в деталях каждый вид пойменных отложений гораздо более однороден по сравнению с отложениями конусов выноса в предгорьях, в целом все тело их подразделяется на несколько четких разновидностей.

Отложения этого типа широко известны в геологической летописи Земли. Уонлесс (Wanless, 1922; 1923) дал прекрасное описание подобных отложений в группе Уайт-Ривер (олигоцен) Южной Дакоты, образование которых, по-видимому, происходило в условиях несколько менее гумидного климата, чем современный климат долины нижней Миссисипи. Раби и Басс (Rube, Bass, 1925, стр. 57—62) проследили древнее речное русло в формации Дакота (мел) в восточном Канзасе. Бóльшая часть формации Моррисон (юра) на востоке Скалистых гор, по-видимому, представлена сходными отложениями. Одним из наиболее хорошо изученных примеров древних русловых песков (фиг. 20) являются русловые пески дельты Ред-Бедфорд (фиг. 36), обнаруженные Пеппером, Уиттом и Демарестом (Pepper, de Witt, Demarest, 1954, стр. 46—53) на основании анализа многочисленных данных. Характер распространения этих отложений сильно напоминает тот, который хорошо известен для русловых песков реки Миссисипи (Fisk, 1944).

Промежуточные речные условия

Несмотря на то что аллювиальные конуса пустынных бассейнов и аллювий поймы нижней Миссисипи резко различны, они представляют собой конечные члены последовательной серии



Ф и г. 20. Схема, показывающая сходство конфигурации русловых отложений дельты Ред-Бедфорд (нижний миссисипий) в Огайо (*слева*) и нижнего течения реки Миссисипи (*справа*).

Обе схемы сделаны в одном масштабе. По Пепперу, де Уитту и Демаресту (Реррег, de Witt, Demarest, 1954, фиг. 28).

отложений потоков. В области резкого перегиба склона, у подножья крутого горного хребта, вес переносимого осадка начинает преобладать над энергией несущего его потока, особенно если вода попадает в испаряющийся бассейн или теряется в проницаемых наносах. В результате русла отдельных потоков, едва сформировавшись, забиваются, и поток, год за годом быстро перемещаясь в разные стороны, почти равномерно распределяет свой груз по всему растущему конусу. В другом крайнем случае, как, например, в прекрасно выраженном русле современной нижней Миссисипи, поток может переносить практически весь содержащийся в нем груз. Такие русла остаются на одном месте или меандрируют в пределах фиксированного пояса меандр; периоды более крупных их смещений разделены промежутками в несколько столетий; при этом все это время на остальной части поймы происходит, как мы уже говорили, накопление межрусловых отложений.

Реки промежуточного характера образуют промежуточный тип отложений. Отложения, сходные с предгорными, образуются в так называемых разветвленных реках[1], таких, как некоторые участки реки Платт в Небраске и Колорадо. Широкие и мелководные русла их недостаточно хорошо выражены, а основная нить потока неустойчива и непрерывно перемещается по ним в разные стороны, нагромождая содер-

[1] В реках с непостоянными фарватерами.— *Прим ред.*