

УСЛОВИЯ
ДРЕВНЕГО
ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ
И ИХ
РАСПОЗНАВАНИЕ



ИЗДАТЕЛЬСТВО
КОПИРОВАНИЕ
РЕГИСТРАЦИЯ
И
ПРОДАЖА



ИЗДАТЕЛЬСТВО
КОПИРОВАНИЕ
РЕГИСТРАЦИЯ
И
ПРОДАЖА

RECOGNITION OF ANCIENT SEDIMENTARY ENVIRONMENTS

Edited by
J. Keith Rigby
Wm. Kenneth Hamblin

SOCIETY OF ECONOMIC PALEONTOLOGISTS AND MINERALOGISTS

1972

551.305

УСЛОВИЯ ДРЕВНЕГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ИХ РАСПОЗНАВАНИЕ

Под ред. Дж. Ригби, У. Хемблина

ПЕРЕВОД С АНГЛИЙСКОГО
И. П. Лаврушко и Ю. Г. Такаева

ПОД РЕДАКЦИЕЙ И С ПРЕДИСЛОВИЕМ
канд. геол.-мин. наук В. Т. Фролова

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МИР» МОСКВА 1974



В книге рассмотрены признаки различных обстановок осадконакопления — от эоловых и аллювиальных до мелководно- и глубоководноморских. Изложена классификация обстановок аккумуляции, базирующаяся на огромном материале полевых исследований. Значительный интерес представляют методические разработки, способствующие поискам различных полезных ископаемых. На многочисленных примерах описаны статистические методы исследования. Книга прекрасно иллюстрирована и снабжена обширным списком литературы.

Книга представляет собой практическое и методическое руководство в повседневной работе геологов, геоморфологов, литологов, это ценное пособие по палеогеографии и учению о фациях.

Редакция литературы по вопросам геологических наук

ПРЕДИСЛОВИЕ

Книга посвящена важнейшей литологической и общегеологической проблеме — распознаванию древних обстановок осадконакопления, с которой сталкиваются все исследователи, изучающие осадочные породы и заключенные в них полезные ископаемые. Научно обоснованный и успешный поиск последних основан прежде всего именно на выяснении палеогеографических обстановок их формирования.

Название американского издания «Распознавание древних обстановок осадконакопления», таким образом, точно отражает его методический характер и палеогеографическую нацеленность. Однако приводимый авторами обширный фактический материал по древним обстановкам осадконакопления оправдывает и данное в переводе более широкое название труда.

Несмотря на то что книга является сборником отдельных докладов, сделанных на специальном симпозиуме, она тем не менее не стала, как это часто случается, разнородным конгломератом, а характеризуется единством и целостностью. Это проявляется, в частности, в широком, комплексном подходе к палеогеографическому изучению отложений большинства типов, в сочетании актуалистических наблюдений с детальным и всесторонним изучением древних отложений, в частом использовании количественных данных по современным и древним отложениям и методов их математической обработки. Соотношение данных по современным и древним отложениям, естественно, в разных статьях неодинаково, в частности, характеристика озерных и карбонатно-соленосных прибрежных отложений и обстановок дана в основном на ископаемом материале. Объединению работ разных авторов, нередко представляющих разные школы и страны, способствовали две вводные статьи методического характера — Х. Гулда и Э. Кросби — об основных понятиях и терминах и принятой классификации обстановок осадконакопления.

В книге подробно рассмотрены эоловые, озерные, карбонатно-соленосные береговые и мелководные морские обстановки и соответствующие им осадки и отложения; менее обстоятельно, но под интересным углом зрения — аллювиальные (две статьи — Г. Вишера и С. Шамма), еще более кратко — пролювиальные и приливные отложения. Обстановка накопления последних, менее известная советскому читателю и представляющая особый интерес, все же получила довольно полное освещение, правда, не в специальной, весьма краткой статье Г. Рейнека, а в двух других работах: Ф. Лусия — о карбонатных береговых отложениях и К. Дикинсона и др. — об обстановке баровых берегов.

В книге не нашли отражения обстановки формирования кор выветривания, склоновых отложений, дельт, рифов, глубоководных отложений, ледниковых образований, не говоря уже о специфических обстановках накопления вулканогенно-осадочных пород. В результате издание нельзя считать исчерпывающим, но его выгодно отличает однородность: описаны континентальные и мелководные морские обстановки, в которых в основном формируются месторождения нефти и газа.

Эта неполнота, естественно, несколько снижает ценность книги, особенно при сравнении ее с советскими руководствами по палеогеографии, прежде всего с капитальным трудом Д. В. Наливкина «Учение о фациях» (изд-во АН СССР, М.— Л., т. I, 1955, т. II, 1956) и отчасти с книгами В. И. Попова, С. Д. Макаровой и А. А. Филиппова «Руководство по определению осадочных фациальных комплексов и методика фациально-палеогеографического картирования» (Гостоптехиздат, Л., 1963), Л. Б. Рухина «Основы общей палеогеографии» (Гостоптехиздат, Л., издания 1959 и 1962 гг.) и Г. Ф. Крашенинникова «Учение о фациях» (изд-во «Высшая школа», М., 1971). Кроме того, многие детально изученные типы отложений освещены советскими геологами в монографиях, например пролювиальные отложения — в работах среднеазиатских ученых, аллювий — в работах Е. В. Шанцера и др.

Советский читатель найдет в данной книге, несмотря на ее недостатки, большей частью формальные, много нового, интересного и ценного. Главная ценность этого нового труда по палеогеографии — фактический региональный материал, мало известный или совсем неизвестный советскому геологу, относящийся как к современным, так и к древним отложениям. Книга буквально насыщена этим новым материалом, как первичным, полевым, так и в равной степени обработанным и обобщенным, сконцентрированным в таблицах, схемах, графиках. Изложение хорошо отжато от общих, абстрактных рассуждений; общие положения и выводы подкрепляются многочисленными фактами и даются ненавязчиво; они всегда убедительны. Вторая ценная сторона книги — выявление генетических и палеогеографических критериев, на основании которых можно распознавать в древних образованиях отложения определенного типа, и неизбежная при этом переоценка использованных ранее признаков (типов текстур, структурных особенностей, отличий состава минералов и т. д.). Авторы показывают значительную конвергенцию многих генетических признаков в отложениях разного типа и поэтому приходят к тому же общему выводу, который сделали и советские геологи: распознавание обстановок осадконакопления в древних отложениях и другие палеогеографические реконструкции возможны лишь при комплексном их изучении, включающем не только всестороннее литологическое исследование, но и выяснение пространственных взаимоотношений, т. е. региональные фациально-стратиграфические исследования, приводящие, как выражаются авторы, к построению трехмерных моделей изучаемых объектов. Далее советский читатель найдет для себя много нового в методике сбора, обработки и обобщения полевого материала по современным и древним отложениям, с интересом познакомится с системой основных понятий и терминов по палеогеографии, отражающих иной стиль мышления и другие традиции. На некоторых из этих понятий следует остановиться и рассмотреть подробнее.

Основным палеогеографическим понятием у авторов является *обстановка осадконакопления* (определение дано в статье Х. Гулда), которому в советской геологии отвечают сходные понятия, именуемые, однако, различно: *фация*, точнее *сервиц*, *нимии* — у Д. В. Наливкина, *ландшафты* — у Л. Б. Рухина, *фации* — у В. И. Попова, *палеогеографические обстановки осадконакопления* — у Г. П. Леонова и др. Авторы сборника в соответствии с основной традицией западноевропейской и американской геологии термин «фация» не применяют для обозначения ландшафта, условий и иного физико-географического и палеогеографического понятия, а используют его для отложений, т. е. в «вещественном» смысле. Однако более строгое понятие здесь за ним не закрепляется, и фация понимается довольно свободно, что отражает неразработанность в американской и западноевропейской геологии терминологии для обозначения понятий, относящихся к отложениям разных типов. Чаще всего термин «фация» используется в двух значениях: во-первых, для обозначения части слоя, отличающейся от соседней одновозрастной части, т. е. в грэсслевском смысле, а во-вторых, как эквивалент генетиче-

ского типа отложений. Этот последний термин, введенный в науку А. П. Павловым, широко распространенный в советской геологии, все еще не используется в американской геологии. Несомненно, с этим связана и нечеткость, расплывчатость понятия о типах отложений, с которыми читатель встретится на страницах книги.

Классификация обстановок осадконакопления дана в весьма интересной статье Э. Кросби, в которой не просто декларируется определенная схема, а как бы вместе с читателем обсуждаются принципы ее построения, ранг и границы обстановок и целесообразность выделения тех или иных единиц. Автор различает обстановки четырех рангов, которым отвечают четыре уровня классификации, по форме во многом аналогичной классификации фаций Д. В. Наливкина. В целом классификация, построенная с учетом возможности и целесообразности выделения и распознавания обстановок, получилась, простой, удобной для применения и в основном строгой и последовательной (табл. 2, стр. 15).

Перевод книги вызвал много трудностей, связанных с отысканием терминологических эквивалентов. Особую трудность представляли термины описательные и образные, отражающие вкус и стиль авторов и не ставшие еще общепринятыми. Однако и те термины, которые вошли в американскую палеогеографию и геологию вообще, также не всегда имели эквиваленты в советской геологической литературе. Не говоря уже о прямо противоположном использовании терминов «структура» и «текстура», в английской петрографической терминологии для одного понятия используются нередко два термина, например: «арениты» и «пески», «лютиты» и «алевриты». Сложна терминология глинистых пород, а буквальный перевод их нередко приводил бы к искажению смысла. Слово *mud* переводилось как ил, *clay* — глина, *claystone* — глина, *argillit* — аргиллит, *shale* — то как глина, то как аргиллит, то, наконец, как сланец, в зависимости от контекста, геологического возраста и смысла.

Еще бóльшие трудности встречались при переводе географической и палеогеографической терминологии. Для этих случаев в скобках давалось английское написание термина, в основном при первом его употреблении. Примеры перевода других терминов следующие: *nonmarine environments* — континентальные обстановки; *fluvial* — аллювиальный; *floodplain* — аллювиальная равнина, реке, пойма; *alluvial fan* — конус выноса, пролювий; *shoreline* — береговая линия, береговая зона, побережье; *tidal flat* — приливная зона, приливная поверхность; *supratidal*, *intertidal* и *subtidal* — соответственно как верхнеприливные, межприливные и нижнеприливные; *barrier coastline* — баровое побережье. Естественно, в большинстве случаев, когда прямой перевод на русский язык мог бы привести к серьезным искажениям смысла, мы придерживались не буквального перевода, а смыслового.

Можно надеяться, что выход в свет этого ценного палеогеографического руководства будет с интересом встречен не только геологами, но и географами, как студентами, так и специалистами, и принесет пользу в дальнейшем развитии палеогеографических и литогенетических исследований на территории СССР, а также облегчит поиски нефти и других полезных ископаемых, заключенных в осадочных породах.

ПРИЗНАКИ ОБСТАНОВОК ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ— КЛЮЧ К ПОЗНАНИЮ СТРАТИГРАФИИ

Х. Гулд

Эссо-продакшн-ресёрч-компани, Хьюстон, Техас

Главной задачей автора является изложение некоторых положений, которые легли в основу докладов участников симпозиума по проблеме «Критерии для распознавания обстановок осадконакопления в стратиграфическом разрезе». В связи с этим в статье сделана попытка: 1) определить содержание термина «обстановка осадконакопления», 2) выявить некоторые основные критерии, используемые для определения различных древних обстановок осадконакопления и наметить некоторые важнейшие пути применения знаний об обстановках осадконакопления.

Содержание термина «обстановка осадконакопления». В понятие «обстановка осадконакопления» включается место, где происходит отложение осадка, а также физические, химические и биологические условия, при которых происходит это отложение. В природе известно широкое разнообразие обстановок осадконакопления. Это горные хребты, подвергшиеся воздействию ледников; пролювиальные конусы выноса; дюнные зоны пустынь; аллювиальные равнины и озерные пояса низовий долин; береговые обстановки: заливы, лагуны, пляжи и баровые острова. Разнообразные морские обстановки, начиная с шельфа и континентального склона и кончая глубоководными участками океана, включают обстановки образования кластических и карбонатных рифов на шельфе, а также турбидитовых конусов и абиссальных равнин на глубоководных участках моря. Каждая из этих главных обстановок осадконакопления характеризуется определенным комплексом физических, химических и биологических условий, которые накладывают свой отпечаток на образовавшиеся осадки. Характерные особенности стратиграфических разрезов, являющиеся отражением существовавших в прошлом условий осадконакопления, служат основными критериями установления обстановки отложения осадков.

Главные критерии распознавания обстановки осадконакопления. Самый первый анализ условий осадконакопления был, по-видимому, проведен в XV веке Леонардо да Винчи, когда он, впервые обнаружив в древних породах, распространенных на побережье Средиземного моря, остатки ископаемых организмов, сделал вывод, что осадконакопление происходило в древнем море. Интерес геологов к познанию обстановок осадконакопления все возрастал, и постепенно возможность их выявления становилась все более реальной. В настоящее время основными критериями при распознавании условий осадконакопления служат физические, химические и биологические характеристики осадка. Они могут быть получены при изучении единичного небольшого по площади обнажения или даже керна пород из скважины. Там же, где распространены более крупные обнажения, или имеется большое количество их, или геолог располагает образцами керна из многочисленных скважин, в качестве ценных дополнительных признаков, характеризующих среду осадконакопления, служат гораздо более весомые критерии, а именно взаимосвязь между фациями по площади и в разрезе. Полезно также построение трехмерной модели исследуемой толщи.

К основным физическим характеристикам относятся такие, как слоистость и другие текстурные особенности, форма контактов между пластами, структуры пород и связанные с ними мелкие текстурные особенности и другие свойства осадка, позволяющие определить направление сноса материала

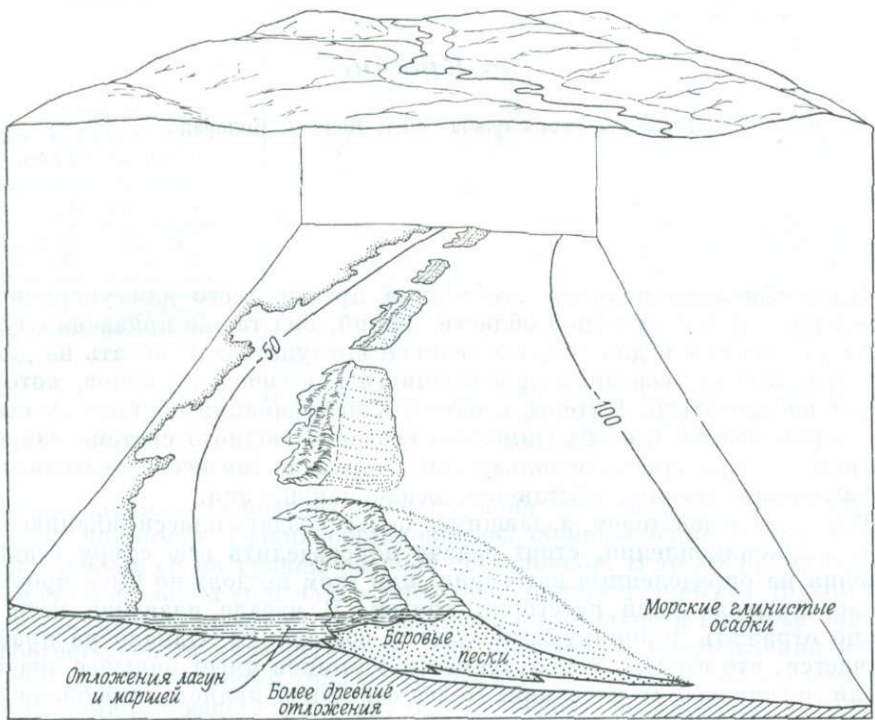
(«параметры ориентировки»), например слепки бороздок размыва, асимметричные знаки ряби и преобладающая ориентировка зерен.

Что касается химических характеристик, то здесь нас, конечно, прежде всего интересует общий состав породы, т. е. представляет ли она собой известняк, кварцевый песчаник, глину, глинистый сланец, эвапорит и т. д. Породообразующие минералы, особенно аутигенные, могут быть чрезвычайно полезными индикаторами среды осадконакопления. Дополнительными признаками условий накопления биогенных и хемотропных осадков являются соотношения в составе пород главных элементов, таких, как Са и Mg, а также содержание рассеянных элементов, например стронция, бора и других. Результаты изотопного анализа, включая значение отношений $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ и $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, также могут стать источником важной информации. Сведения о процессах растворения, одновременных или почти одновременных с отложением осадка, позволяют еще глубже проникнуть в тайну среды осадконакопления. Свидетельством таких процессов являются отпечатки полностью растворенных раковин или частично растворенные раковины глубоководных фораминифер, а также концентрация известковых стяжений, образованных при выпадении в осадок CaCO_3 в основании толщ кварцевых песчаников баровых островов. Тип и состав органического вещества и встречающиеся в разрезе осадочной толщи почвенные горизонты также важны при распознавании условий осадконакопления.

Из биологических признаков наиболее информативными являются данные о комплексе флоры и фауны в целом, а также сведения о преобладании и соотношениях различных форм. Пристальное внимание должно быть сосредоточено на том, чтобы отличить эндемичную (свойственную данной местности) фауну от перемещенной; это особенно важно для выявления турбидитных условий осадконакопления, так как для них характерна привнесенная фауна. Другим важным критерием распознавания обстановок осадконакопления служит экологическая характеристика таких ассоциаций, как бентосные фораминиферы, по которым можно точно определить глубину вод, а также сведения об ископаемых следах организмов, когда сами организмы не сохранились.

Выявление фациальных взаимоотношений на площади и в разрезе и построение трехмерных моделей изучаемого объекта придают палеографической интерпретации наибольшую достоверность и позволяют подойти к решаемой проблеме с региональных позиций. Все это хорошо видно на фиг. 1, где показаны песчаное тело барового острова и соседние фации, глубоко погребенные под толщей осадков. Определение физических, химических и биологических характеристик фаций, изучение взаимосвязей между ними по площади и в разрезе, совместно с реконструкцией формы песчаного тела в трех измерениях, дало в руки исследователя важнейшие данные об условиях отложения осадков. Латеральная смена фаций от глинистых осадков открытого моря, с одной стороны, к лагунным и болотным отложениям — с другой, свидетельствует о том, что это песчаное тело образовалось в непосредственной близости от береговой линии. Вертикальная смена фаций от глинистых осадков открытого моря в основании разреза к баровым песчаникам, а затем к перекрывающим их болотным отложениям подтверждает сделанные выводы.

Изменение гранулометрии также типично для прибрежных песков и свидетельствует о том, что они образовались в результате отложения перенесенных в направлении к морю осадков на более ранних мелкозернистых морских осадках открытого моря. И наконец, окончательным подтверждением того, что данное песчаное тело было полностью изолировано от суши и представляло собой баровый остров, а не связанные с сушей полуостров или косу, служит построенная трехмерная модель. Общая форма песчаного тела: его пологий, обращенный в сторону моря склон и неровная противоположная сторона, отвечают представлениям о том, что это был бар, о чем



Фиг. 1. Погребенные песчаные отложения баров (barrier islands).

Показана взаимосвязь фаций на площади и в разрезе. Мощность вмещающих тонковернистых осадков дна обозначена изопакитами (в футах).

также свидетельствует и простираение песчаного тела, параллельное региональному простираению вмещающих пластов. На основании этих разнообразных критериев удалось не только распознать обстановку, в которой происходило образование песчаного тела, но и определить региональное направление зоны, в пределах которой можно ожидать наличие подобных образований, что и показано на модели (фиг. 1) в виде предполагаемых серий дополнительных прибрежных валов.

Применение результатов изучения обстановок осадконакопления. В настоящей книге рассмотрены основные типы обстановок осадконакопления и определены наиболее важные критерии их распознавания. Такие сведения очень важны для восстановления геологической истории районов и с этих позиций составляют основу почти для любых других видов исследований, проводимых геологами. Более того, знание обстановок осадконакопления, именно умение распознавать их и предвидеть их существование, имеет громадное экономическое значение. Такие знания имеют первостепенное значение при разведке и добыче большей части ископаемых естественных ресурсов, в том числе нефти и газа, металлических руд, гравия, строительного камня, угля и подземных источников водоснабжения. Знание условий среды осадконакопления играет также существенную роль при многочисленных инженерно-геологических изысканиях различного рода. В связи с этим книга должна вызвать большой интерес у всех геологов, имеющих дело с осадочными породами независимо от их конкретной специализации, и оказаться очень полезной в их работе.

КЛАССИФИКАЦИЯ ОБСТАНОВОК ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Э. Кросби

Геологическая служба США, Денвер, Колорадо

Классификация понятий необходима прежде всего для упорядочения накопленных в той или иной области знаний, она также призвана служить общим руководством для тех, кто должен выступать или писать на данную тему, а также для создания определенного комплекса терминов, которыми следует пользоваться. Интерес к общей классификации обстановок осадконакопления возник с необходимостью создания полного систематизированного перечня критериев, используемых современными исследователями для распознавания древних обстановок осадконакопления.

Перед исследователем, задавшимся целью создать классификацию обстановок осадконакопления, стоит задача подразделить всю сферу осадконакопления на определенные категории; при этом не должно быть пропусков или перекрытия одной категории другой. В идеале название категорий должно отражать доминирующий фактор обстановки. Однако на практике получается, что степень используемости терминов имеет большее значение, нежели логичность их названий. Более серьезной является проблема определения уровней и пределов категорий.

Во вступительной статье было дано определение обстановки осадконакопления как совокупности понятий места отложения осадков и характерных физических, химических и биологических условий отложения осадков. Выбор определения был сделан исходя из практических целей, особенно учитывая, что термины классификации по дельтам, внешней части континентального шельфа и баровому берегу должны быть сопоставимы, чтобы геологи, изучающие эти участки, могли найти между собой общий язык.

Однако в палеогеографической литературе известно мало или вообще неизвестно полных классификаций, где на всех уровнях постоянно использовались бы термины, характеризующие место образования осадка, или какие-либо другие. Кроме понятия «место», по-видимому, потребуются понятия: «способ осадконакопления», «процесс», а иногда и «отложенный материал». Тот или иной термин может отражать либо лишь один из этих факторов, либо наличие большего числа факторов; в большинстве случаев «место» обычно входит в понятие термина. В табл. 1, а также на рисунках римскими цифрами показан квалификационный уровень классификации.

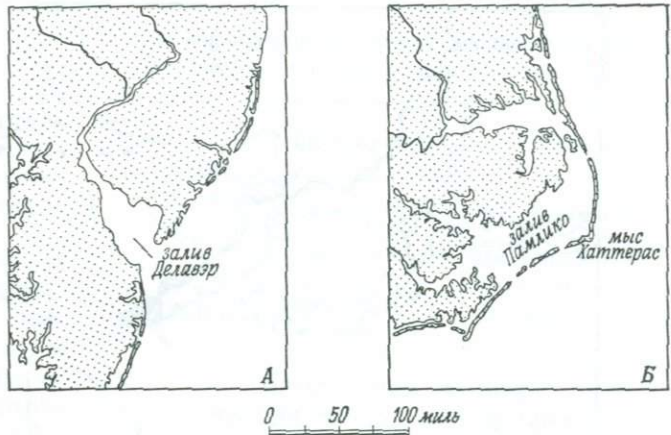
Необходимость выделения жестких категорий обусловлена тем, что наблюдается смешение сред осадконакопления, а также включение обстано-

Таблица 1

Разнородность понятий, определяющих термин «обстановка осадконакопления» на последовательных уровнях классификации (I—IV)

-
- I. Смешанная континентально-морская обстановка (*среда осадконакопления*)
 - II. Обстановка с преобладающим действием приливо-отливных процессов (*процесс*, определяющий отложение осадка)
 - III. Прибрежная лагуна (*место или способ осадконакопления*)
 - IV. Устричный риф (*отложенный материал*)
-

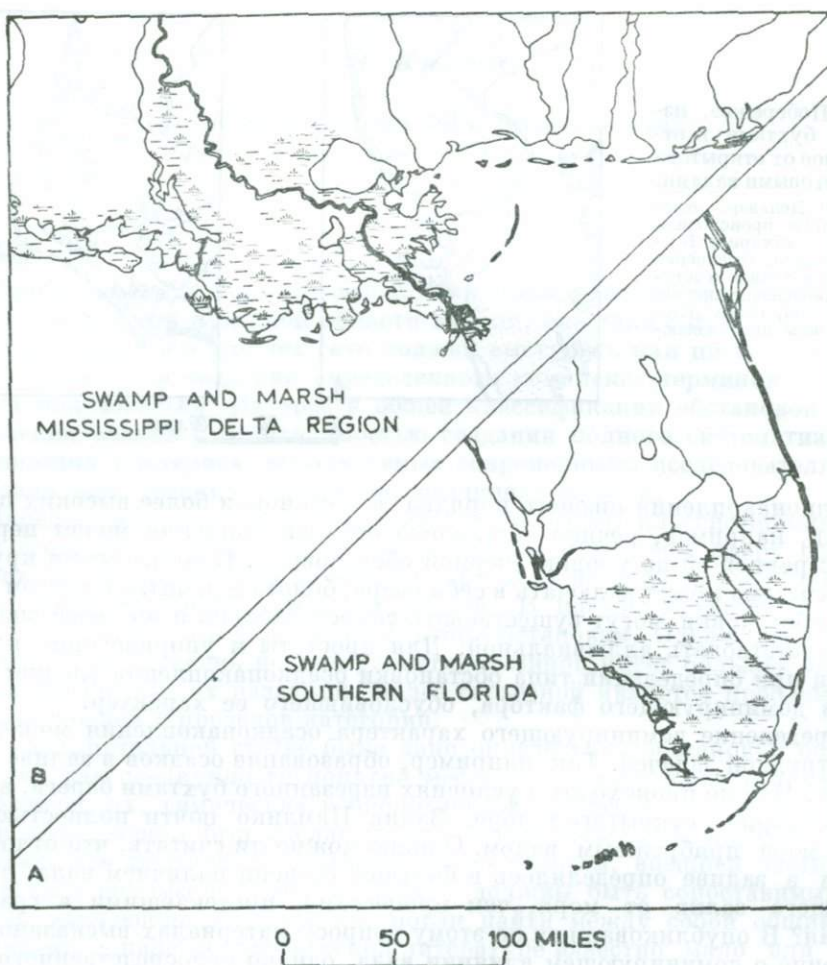
Фиг. 1. Побережье, изрезанное бухтами и отгороженное от открытого моря береговыми валами. А — залив Делавэр; отложение осадков происходило в условиях эстуария; Б — залив Памлико; отложение осадков происходило в эстуарии и на побережье, причем не установлено, какие условия являлись преобладающими.



вок осадконакопления низшего порядка в обстановки более высоких порядков. Так, например, речная обстановка осадконакопления может переплетаться с равной ей по уровню озерной обстановкой. В то же время крупная речная система может включать в себя озера, болота и дюны, а в другом районе эти обстановки могут существовать самостоятельно и по своей значимости соответствовать аллювиальной. Для простоты и упорядочения классификации при определении типа обстановки осадконакопления следует исходить из доминирующего фактора, обусловившего ее характер.

Определение доминирующего характера осадконакопления может оказаться трудной задачей. Так, например, образование осадков в заливе Делавэр (фиг. 1) явно происходит в условиях изрезанного бухтами берега, в условиях эстуария, открытого в море. Залив Памлико почти полностью отделен от моря прибрежным валом. Однако можно ли считать, что отложение осадков в заливе определялось в большей степени наличием вала, отгораживающего залив от моря, чем процессами, протекавшими в границах эстуария? В опубликованных по этому вопросу материалах высказано предположение о доминирующем влиянии вала, однако непосредственного сравнения двух факторов не приведено. На фиг. 2 показаны болота и марши в районе дельты Миссисипи и на южной оконечности полуострова Флорида. На первом уровне классификации оба района представляют собой территории, где существуют переходные или смешанные морские и континентальные обстановки осадконакопления. На втором уровне оба района могут быть отнесены к территориям, где накопление осадков происходит в условиях болот и маршей. Правда, район Луизианы на втором уровне классификации может быть определен как территория, характеризующаяся дельтовой обстановкой осадконакопления, а осадкообразование в условиях болот и маршей можно рассматривать на более низком, третьем уровне классификации. Такой вариант классификации для района Луизианы выглядит предпочтительнее, поскольку геолога, изучающего обстановку осадконакопления, не так интересуют дельтовые осадки ныне растущего сектора (в форме «птичьей лапы») или болотные отложения к западу от него, как общий характер осадков, отложившихся в дельтовых и связанных с ними обстановках, переходящих из одной в другую на протяжении какого-то отрезка геологического времени. Существующее противоречие между течением времени и стабильностью условий осадконакопления вынуждает геолога мыслить более крупными категориями, каждая из которых в свою очередь подразделяется на более мелкие, удобные для использования при изучении местных и ограниченных по распространению обстановок осадконакопления.

С целью создания терминологической классификации для статей, пред-



Фиг. 2. Классификация болотистых побережий.

А — побережье южной Флориды; болота и марши (второй уровень классификации); *В* — район дельты реки Миссисипи, комплекс дельтовых обстановок осадконакопления (второй уровень классификации), болота и марши (третий уровень классификации).

ставленных на данный симпозиум, на основе пользующейся признанием книги Данбара и Роджерса «Принципы стратиграфии» [5] была подготовлена табл. 2. Многие из используемых автором терминов лишь сжато отражают понятия, более полно раскрытые в книге.

В группе континентальных обстановок отдельно рассмотрены и подразделены на более мелкие категории обстановки пустынь и ледниковая, ранее нередко объединявшиеся [30, 15], а обстановки болот и маршей не показаны отдельно, а включены в другие обстановки. Из числа представленных в данном сборнике статей о континентальных обстановках одна статья, описывающая пролювиальные конусы выноса, характеризует осадконакопление в пределах предгорий и частично пустынь; две посвящены палеоруслам и аллювиальным отложениям, т. е. промежуточной аллювиальной и равнинно-речной обстановкам; одна статья описывает озерные обстановки, еще две — ледниковые (образование ледниковых накоплений и, по-видимому, связанных с ними генетически флювиальных и озерных отложений). Статьи сборника, посвященные дюнам, характеризуют пустынные и полупустынные обстановки с эоловой деятельностью, например дюны морских побережий.

Таблица 2

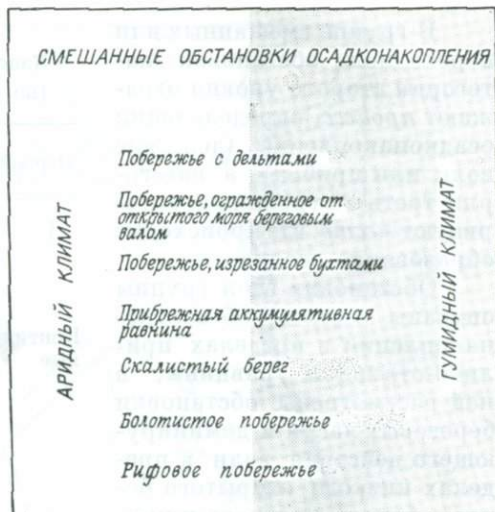
Классификация обстановок осадконакопления
(по Данбару и Роджерсу [5], с изменениями)

Первый уровень	Второй уровень	Третий уровень
Континентальные	Флювиальные	Подножий гор Промежуточная Аллювиальной равнины
	Пустынь	Замкнутых бассейнов Обширных низменных пустынь
	Озер Ледниковые	Ледниковая Флювиальная Эоловая Озерная
Смешанные	Преобладающего действия волн	Скалистого берега Низкого открытого берега
	Преобладающего действия приливов	Приливной равнины Прибрежных лагун Эстуариев
	Морских дельт Органогенных рифов	Атоллов Барьерных рифов Других рифов
Морские	Неритовые Батинально-абиссальные	Океанического дна Замкнутого бассейна

В группе смешанных или переходных обстановок категории второго уровня отражают *процесс*, определяющий осадконакопление (действие волн или прибой), а категории третьего уровня характеризуют *место*, где происходит образование осадка.

Обстановки этой группы описаны в статье об осадконакоплении в пределах приливо-отливной равнины; в ней рассмотрены обстановки береговых лагун и доминирующего действия волн в пределах низкого открытого берега, барьерные острова и прибрежные участки, где происходит отложение эвапоритов. Рассмотрены также условия образования биогенных рифов и субобстановки морских дельт. К этой же группе можно отнести описанные в соответствующих статьях обстановки мелководного морского осадконакопления, а также берегового и прибрежного, обстановку морских склонов, изрезанных каньонами, и частично рифов.

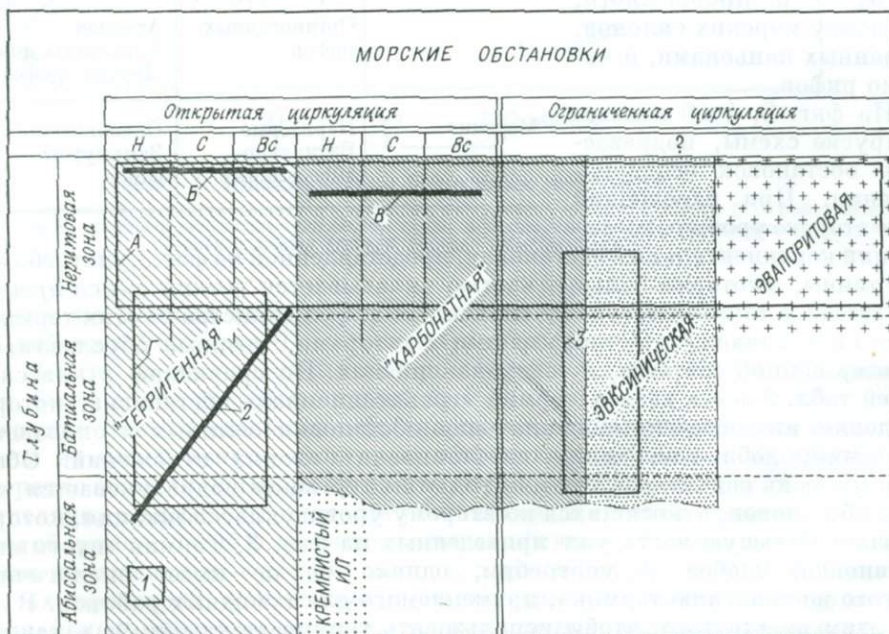
На фиг. 3, 4 и 5 показаны другие схемы, подразделения обстановок осадконакопления. При измененной форме второго уровня классификации континентальных обстановок, представленной на фиг. 3, употребляются термины, в которые большей частью вкладывается четкий смысл *процесса* или *способа*, а также *места* осадконакопления. Большинство из этих терминов также определяются доминирующими факторами, которые обуславливают характер данной обстановки осадконакопления. По сравнению с классификацией табл. 2 здесь введен термин «гравитационная» обстановка, который определяет второстепенные по значению обстановки осыпных и оползневых отложений; добавлена также и обстановка эоловых отложений. Обстановка пустынь исключена, так как под этим термином подразумевается комплекс обстановок, относящихся ко второму уровню классификации, который включает большую часть уже приведенных на фиг. 3. Термин «пустынная» (обстановка) удобен и употребим, однако он не имеет аналогичного строгого по значению термина, применяемого для гумидных районов. В связи с этим вместо того, чтобы использовать термин «пустынный» в качестве основной единицы, на фиг. 3 просто показано, что континентальное осадконакопление может происходить как в аридных, так и в гумидных условиях. Стрелки на схеме в весьма общем виде указывают на то, в каких условиях те или иные обстановки имеют преимущественное, а в каких подчиненное развитие.



Фиг. 3. Один из вариантов выделения континентальных обстановок осадконакопления второго уровня классификации.

Фиг. 4. Один из вариантов выделения смешанных континентальных и морских обстановок осадконакопления второго уровня классификации.

В целом проблему классификации обстановок осадконакопления можно упростить, если при ее создании исходить из логических предпосылок и включать морские обстановки в категорию озерных, а именно в раздел «обстановки соленых озер», поскольку моря, как и соленые озера, представляют собой бессточные объемы воды. В рамках формальной классификации такая группировка обстановок осадконакопления, правда, не выдержала бы



Фиг. 5. Связь между морскими обстановками осадконакопления.

Рабочая схема. Учтены глубины, энергетические уровни, циркуляция воды и тип осадка. Обстановки, рассмотренные на симпозиуме (обозначены жирными линиями): А — мелководная морская; В — береговая (прибрежная); В — рифов (частично); Г — склона, изрезанного водотоками, и основания склона в морских бассейнах. Другие обстановки (очерчены прямоугольниками): 1 — глубоководных красных глин; 2 — турбидитных потоков; 3 — отгороженных бассейнов. Энергетические уровни, характеризующие обстановки: Вс — высокий; С — средний; Н — низкий.

и не должна выдержать длительного испытания временем. Однако признание такой взаимосвязи между обстановками подчеркнуло бы трудности в создании подразделений второго уровня классификации однородных по способу осадконакопления морских обстановок, которые были бы сравнимы с взаимосвязанными континентальными обстановками, но достаточно четко различались.

С теми же самыми проблемами, которые возникают перед геоморфологами, изучающими прибрежные обстановки осадконакопления, сталкиваемся и мы при рассмотрении зон смешанных или переходных обстановок, которые располагаются между типично морскими и континентальными [17]. В удобных по своей простоте классификациях обычно не оказывается надлежащего места для сложных обстановок осадконакопления, но в то же время полная классификация была бы настолько громоздкой и трудночитаемой, что пользоваться ею было бы невозможно. Упрощенный перечень смешанных обстановок второго уровня классификации, приведенный на фиг. 4, является попыткой подчеркнуть значение геоморфологического места, в пределах которого существует обстановка, и учесть доминирующие в данной среде факторы и влияние климата. Употребление здесь термина *берег* не может считаться вполне удовлетворительным, так как это понятие расплывчатое; обычно оно определяет зону, простирающуюся в сторону моря на максимально возможное расстояние, до низкого уровня приливо-отливных вод, но не определяет границу участка, протягивающегося в обратном направлении. Зона существования смешанной обстановки осадконакопления не имеет определенных границ ни на суше, ни в пределах моря. Можно, по-видимому, лишь сказать, что зона смешанной обстановки заканчивается там, где влияние какого-либо одного фактора — морского или континентального — перестает играть существенную роль; такое определение, конечно, является очень субъективным. Эта граница прекращения влияния одного из факторов может перемещаться. Так, например, противоположный от моря край берега при наиболее интенсивном приливе во время шторма отодвигается, поднимаясь над зоной пляжа; морское же окончание крупной дельты вполне может располагаться в пределах неритовой зоны, приуроченной к определенным глубинам моря.

Из обстановок, соответствующих второму уровню классификации и показанных на фиг. 4, на данном симпозиуме рассмотрены дельтовые, баровые, рифовые берега, и они не требуют существенных комментариев. Однако следует отметить, что в вышеприведенных классификациях (табл. 2) пляж барового острова и внедряющиеся в сушу лагуны выделены на втором уровне классификации соответственно в категории преобладающего влияния волн и прилива. В противоположность этому берег, отделенный от моря береговым валом, на фиг. 4 определен как территория, которая на третьем уровне классификации включает в себя внутренний берег, лагуны и баровый остров, т. е. участки, характеризующиеся обстановкой осадконакопления песчаных кос; все они рассматриваются как взаимосвязанные части комплекса и в свою очередь подразделяются на обстановки более низкого, четвертого уровня классификации.

Другие категории смешанных сред осадконакопления, показанные на фиг. 4, на симпозиуме специально не рассматривались. Под термином «обстановка осадконакопления изрезанного бухтами побережья» понимаются обстановки накопления осадков в эстуариях и связанных с ними болотах в пределах приливо-отливной равнины и пляжей, фиорды, которые представляют собой эстуарии, другие обстановки вне пределов эстуариев и обстановки не огражденного от моря изрезанного побережья, где условия осадконакопления изменились в результате поступления пресных вод. За типичную обстановку осадконакопления абразионных берегов может быть принята обстановка, присущая большей части побережья центральной части Кали-



форнии. Условия осадконакопления болотистых берегов подобно обстановкам, присущим большинству других пониженных участков побережья, имеют черты обстановок осадконакопления побережий, огражденных береговыми валами. Конечно, хотя и с определенным риском, но все-таки имеется достаточно оснований для того, чтобы рассматривать их самостоятельно, что оправдывает их положение на втором уровне классификации. В обстановку прибрежной равнины обычно включают зону, в которой образуются песчаные косы пляжей и болотные осадки в пределах размытого края равнины, подобно району Коста-де-Найарит в Мексике или же равнине Луизианы с распространенными в ее пределах низкими грядами (*chennier*). Некоторые геологи, возможно, предпочли бы рассматривать их как обстановки изрезанного барового берега.

Морские обстановки осадконакопления, в том числе обстановки крупных океанических бассейнов, а также окраинных и срединных или эпиконтинентальных морей трудно уложить в рамки жесткой классификации. Определенную помощь в этом может оказать разработанная ранее [13] детальная классификация морфологии океанического ложа. Однако эти морфологические единицы не вполне соответствуют выделяемым морским обстановкам осадконакопления и не могут служить непосредственной основой для классификации. Геоморфологические и другие факторы, которые определяют морские обстановки, были объединены [29] в три группы: первая — строение рельефа и глубина места осадконакопления, вторая — связи места осадконакопления и источника поступления неорганического материала и третья — физические и химические условия, существующие в толще воды, перекрывающей место отложения осадка. Некоторые исследователи обычно включают сюда и биологический фактор. Однако эти элементы обстановок осадконакопления сами по себе не могут служить основой для классификации морей по существующим в них условиям осадконакопления. Выполняемая в настоящее время Г. Клифтоном (Геологическая служба США) и другими исследователями работа может оказать существенную помощь при разделении участков моря на прибрежные и удаленные от берега зоны по их энергетическим уровням и соответствующим осадочным текстурам пород, сформировавшихся в той или другой зоне.

На фиг. 5 показан один из нескольких возможных рабочих вариантов схемы сочетания факторов, действующих в морских условиях; место какой-либо конкретной обстановки в этой схеме может быть определено при минимальной описательной характеристике.

Приведенные факторы — это качественные характеристики. Исключение составляют лишь те из них, которые определяют неритовую и батинальную области моря, ограниченные приблизительно, как это принято считать, глубинами соответственно 200 и 2000 м. В этот вариант схемы вошли факторы, имеющиеся в классификации Свердрупа, однако наличие этих факторов скорее подразумевается, чем является очевидным фактом. Так, например, относительное увеличение расстояния от источника сноса обломочных пород указывает и на изменение глубины морского бассейна. Изменение же глубины бассейна определяет условия шельфа, континентального склона и глубоководных участков океана с соответствующим этим участкам рельефом; под понятием «ограниченная» и «открытая» циркуляция подразумеваются различные физические и химические факторы, а также замкнутые бассейны и открытое океаническое дно, относящиеся к категории батинально-абиссальных условий по классификации Данбара и Роджера.

Польза представленной на фиг. 5 схемы, возможно, станет очевидной не столько после приведенных выше замечаний, сколько после постановки нижеследующих вопросов: 1) Можно ли определить границу между обстановками, в которых происходит накопление значительного количества карбоната кальция, и теми, где оно практически не происходит? 2) Каким обра-

Обстановки седконакопления
(предварительный список)

- А. Континентальные**
1. Оползни
 2. Осыпи, делювий
 3. Проловиальные конусы выноса и равнины [2, 3]
 4. Руслу рек [28, 33, 12, 24]. Прирусловые отмели, прирусловые валы, старицы
 5. Аллювиальные [28, 33, 12, 24]
 6. Ледниковые морены
 7. Денудационные равнины
 8. Дюны [11, 19, 18]
 - а. Образованные в результате действия одноподобных ветров
 - 1) куполовидные
 - 2) поперечные
 - 3) барханные
 - 4) параболические и развеечные
 - б. Образованные в результате действия ветров, дующих в двух направлениях
 - 1) продольные (seif)
 - 2) обратные
 - в. Образованные в результате действия ветров, дующих в разных направлениях: звездчатые
- Б. Озерные**
1. Мелководные озера и плейасы
 - а. С нормальной циркуляцией вод
 - б. Бессточные (соленые)
 2. Глубокие озера
- В. Дельты и дельтовые комплексы** [4, 4, 8, 24, 25, 31]
1. Типы дельт
 - а. В пределах изрезанного берега, озера
 - б. В пределах открытого побережья
 - 1) в форме птичьей лапы
 - 2) полукруглые
 - 3) лопастевидные
 - 4) остроконечные
 2. Части дельт
 - а. Субаэральные или наземные
 - 1) рукавообразный канал
 - 2) прирусловые валы
 - 3) болота и марши
 - 4) межпротоковая котловина или депрессия
 - 5) пляж
 - б. Субаквальные, или расположенные в море
 - 1) протока и продолжение прирусловых валов
 - 2) устьевой бар протоки
 - 3) авандельта
 - 4) предельтовый склон, или склон дельты
 - 5) открытый шельф вблизи дельты
- Г. Пляж** [14, 26]; части пляжа
1. Тыловая часть берега
 2. Уступ
 3. Фронтальная часть берега (зона прибой)
- Д. Прибрежная зона** (приблизительно зона действия простой волны и буруна [9, 20, 27, 10, 32])
- Е. Удаленная от берега зона** [9, 20, 27, 10, 32]
- Ж. Береговой вал (barrier)** [27, 7, 23, 22]; части берегового вала
1. Пляж
 2. Дюнное поле
 3. Отмель
 4. Подводная отмель
 5. Узкая бухта или залив
- З. Бар** (не выступающий из воды)
1. Вдольбереговой вал
 2. Коса (пересыпь)
- Соленое болото (мангры)
- И. Приливо-отливная зона** [32]
1. Соленое болото (мангры)
 2. Приливо-отливная равнина
 3. Приливо-отливная протока
- К. Лагуна** [32, 6, 22, 7]
1. С повышенной соленостью воды (отрезанная от моря)
 2. Солоноватая или с нормально соленой водой (промежуточная)
 3. Пресноводная (питаемая реками)
- Л. Эстуарий** [16]
1. Мелководный
 2. Глубокий
- М. Континентальный шельф** [9, 20, 27, 10, 32]
- Н. Эпиконтинентальное море**
- О. Глубокая внутриконтинентальная впадина**
1. Трог
 2. Котловина
 - а. Вытянутая
 - б. Округлая, изометричная
- П. Континентальный бордерленд**
1. Котловина
 2. Трог
- Р. Континентальный склон**
- С. Глубокое море**
1. Глубоководный конус выноса
 2. Абиссальная равнина, районы
 - а. Скопления органических обломков, кремнистого и известкового материала
 - б. Глинистых отложений
 - в. Филлисита и марганцевых образований
 3. Морские участки, примыкающие к ледникам
- Т. Органогенный риф**
1. Лицейно-вытянутый риф, атолл, барьерный риф
 2. Одиночный риф (островерхий и куполовидный)
 3. Окаймляющий риф

зом можно отличить один энергетический уровень среды накопления от другого в условиях больших глубин моря и следует ли энергию течения определить как низкую на основании того, что сравнимая с ней энергия мелководной перитовой зоны характеризуется низким уровнем? Показанная на фиг. 5 диагональная полоса изображает среду осадконакопления турбидитного потока, однако эту полосу можно провести и по-другому, если учесть, что энергетические уровни с глубиной смещаются.

Итак, подводя итог вышеприведенным рассуждениям, следует отметить, что за первооснову классификации континентальных обстановок, по-видимому, можно взять процесс или способ осадкообразования; для смешанных, переходных условий такой основой будет место образования осадка в геоморфологическом смысле этого слова; что касается морских обстановок, то такой единый доминирующий фактор, который можно было бы использовать в качестве основы классификации, выявить не удалось. Существующие классификации нельзя рассматривать как окончательные, не подлежащие изменению. Создание же исчерпывающей по своей полноте классификации скорее имеет теоретическую, чем практическую ценность. Ознакомление с опубликованными работами об обстановках осадконакопления приводит к выводу, что в настоящее время для каждого автора особенно важным является установление границ используемых терминов, после чего в процессе дальнейших рассуждений он должен придерживаться установленных им же самим рамок.

Для тех, кто занимается разработкой классификаций обстановок осадконакопления, выше приведена схема как пример промежуточной стадии в процессе разработки классификации. Первоначальный список терминов был составлен Ф. Шепардом (Скрипсовский океанографический институт) совместно с Е. Мак-Ки (Геологическая служба США); добавления и изменения (частично на основании имеющихся литературных источников) были введены Мак-Ки и автором. Разделы схемы не приведены в полное соответствие с классификационными уровнями, показанными на предшествующих таблицах и фигурах. Для того чтобы данная схема характеризовалась той степенью последовательности и логичности, о которой говорилось в данной статье, многие термины требуют изменения. В схеме имеются термины для характеристики субобстановок, относящихся к третьему или четвертому уровням классификации, хотя эти термины нигде в тексте не упоминались, так как они неполны или же непригодны для официально признаваемых классификаций.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Allen J. R. L., Late Quaternary Niger delta, and adjacent areas, *Sedimentary environments and lithofacies*, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 49, p. 547—600, 1965.
2. Blissenbach E., *Geology of alluvial fans in semiarid regions*, Geol. Soc. Am. Bull., 65, № 2, p. 175—190, 1954.
3. Bull W. B., *Alluvial fans and near-surface subsidence in western Fresno County, California*, U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 437-A, p. A1—A71, 1964.
4. Coleman J. M., Gagliano S. M., Webb J. E., *Minor sedimentary structures in a prograding distributary*, *Marine Geol.*, 1, № 3, p. 240—258, 1964.
5. Dunbar C. O., Rodgers J., *Principles of stratigraphy*, New York, John Wiley and Sons, 356 p., 1957.
6. Emery K. O., Stevenson R. E., Hedgpeth J. W., *Estuaries and lagoons*, in: *Treatise on marine ecology and paleoecology*, Geol. Soc. Am. Mem. 67, 1, p. 673—749, 1957.
7. Fisk H. N., Padre Island and the Laguna Madre Flats, coastal south Texas, in: *Russel R. J., chm., Coastal geography conf.*, 2nd., April 1959, p. 103—151, 1959.
8. Fisk H. N., McFarlan E., Jr., Kolb C. R., Wilbert L. J., Jr., *Sedimentary framework of the modern Mississippi delta*, *Journ. Sed. Petrology*, 24, № 2, p. 76—99, 1954.
9. Gorsline D. S., *Bottom sediments of the Atlantic shelf and slope off the southern United States*, *Journ. Geol.*, 71, № 4, p. 422—440, 1963.
10. Greenman N. M., LeBlanc R. J., *Recent marine sediments and environments of north-west Gulf of Mexico*, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 40, № 5, p. 813—847, 1956.

11. Hack J. T., Dunes of the western Navajo Country, The Geographical Review, 31, № 2 p. 240—263, 1941.
12. Harms J. C., MacKenzie D. B., McCubbin D. G., Stratification in modern sands of the Red River, Louisiana, Journ. Geol., 71, № 5, p. 566—580, 1963.
13. Heezen B. C., Tharp M., Ewing W. M., The North Atlantic — text to accompany the physiographic diagram of the North Atlantic (Pt.) 1 of The Floors of the oceans, Geol. Soc. Am. Spec. Paper 65, 122 p., 1959.
14. Inman D. L., Shore process, in: McGraw-Hill Encyclopedia of Science and Technology, New York, McGraw-Hill, p. 299—306, 1960.
15. Krumbein W. C., Sloss L. L., Stratigraphy and sedimentation, San Francisco, Calif., W. H. Freeman and Co., 497 p., 1951.
16. Lauff G. H., ed., Estuaries (a symposium), Am. Assoc. Adv. Sci. Pub., № 83, 757 p., 1967.
17. McGill J. T., Coastal classification maps — a review, in: Russell R. J., 2nd Coastal Geography Conf., Coastal Studies Institute, Louisiana State Univ., April 6—9, 1959, Washington, D. C., Geography Br. (U. S.), Office Naval Res., p. 1—21, 1959.
18. McKee E. D., Structures of dunes at White Sands National Monument, New Mexico (and a comparison with structures of dunes from other selected areas), Sedimentology, 7, № 1, 69 p., 1966.
19. McKee E. D., Tibbitts G. C., Jr., Primary structures of a seif dune and associated deposits in Libya, Journ. Sed. Petrology, 34, № 1, p. 5—17, 1964.
20. Nino H., Emery K. O., Sediments of shallow portions of East China Sea and South China Sea, Geol. Soc. Am. Bull., 72, № 5, p. 731—762, 1961.
21. Ore H. T., Some criteria for recognition of braided stream deposits, Wyoming Univ. Contr. Geol., 3, № 1, p. 1—14, 1964.
22. Phleger F. B., Ewing G. C., Sedimentology and oceanography of coastal lagoons in Baja California, Mexico, Geol. Soc. Am. Bull., 73, № 2, p. 145—182, 1962.
23. Price W. A., Sedimentology and Quaternary geomorphology of south Texas, Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans., 8, p. 41—75, 1958.
24. Scruton P. C., Sediments of the eastern Mississippi delta, in: Finding ancient shorelines, Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists Spec. Pub. 3, p. 24—51, 1955.
25. Shepard F. P., Marginal sediments of Mississippi delta, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 40, № 11, p. 2537—2623, 1956.
26. Shepard F. P., Submarine geology, New York, Harper and Row, 2d ed., 557 p., 1963.
27. Shepard F. P., Moore D. G., Central Texas coast sedimentation, Characteristics of sedimentary environment, recent history, and diagenesis, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 39, № 8, p. 1463—1593, 1955.
28. Sundborg A., The river Klarälven — a study of fluvial processes, Geog. Ann., Stockholm, arg. 38, h. 2—3, p. 125—316; Uppsala Univ., Geog. Inst., Medd. s. A., № 115, 1956.
29. Sverdrup H. U., Johnson M. W., Fleming R. H., The oceans, their physics, chemistry, and general biology, New York, Prentice-Hall, 1087 p., 1942.
30. Twenhofel W. H., Principles of sedimentation, New York, McGraw-Hill, 610 p., 1939.
31. Van Straaten L. M. J. U., Littoral and submarine morphology of the Rhone delta, National Acad. Sci.—National Res. Council, 2d Coastal Geograph. Conf., p. 233—264, 1959a.
32. Van Straaten L. M. J. U., Minor structures of some recent littoral and neritic sediments, in: Symposium, Sedimentology of Recent and old sediments, Geologie en Mijnbouw (NW. ser), 21e Jaargang, p. 197—216, 1959b.
33. Wolman M. G., Leopold I. B., River flood plains — some observations on their formation, U. S. Geol. Survey Prof. Paper 282—C, p. 87—109, 1957.

ЭОЛОВЫЕ ОБСТАНОВКИ ОСАДКОАКОПЛЕНИЯ: ХАРАКТЕРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ, МЕТОДЫ ИХ РАСПОЗНАВАНИЯ И ЗНАЧЕНИЕ

Дж. Бигарелла

Институт геологии, университет штата Парана, Куритиба, Бразилия

ВВЕДЕНИЕ

Целью настоящей статьи является рассмотрение характерных особенностей осадочных пород, используемых для выявления обстановок эолового осадконакопления. В результате данного исследования составлено описание: 1) текстур современных дюнных и пляжевых отложений; 2) косой слоистости как признака преобладающего направления действия ветра; 3) схемы направления палеоветров, устанавливаемого по ориентировке косой слоистости древних дюн. Особое внимание уделено интерпретации древних песчаников и песчаных отложений четвертичного возраста, характеризующихся отсутствием текстурных признаков.

На тему о песчаных дюнах имеется обширная литература. В большинстве работ, приведенных в библиографическом перечне, рассмотрены такие общие проблемы, как географическая приуроченность, морфология, классификация, генезис эоловых песков и их перенос ветром, а также передвижение дюн. Эти вопросы широко освещены в научной литературе многих стран, особенно в Европе [85, 25, 41, 86, 7 и 16].

В статье не дано анализа всех ранних работ, однако обобщены различные сведения и определения, приведенные в наиболее важных работах, как классических, так и современных. Важные региональные исследования по проблеме береговых дюн проводились в США [28, 72, 23, 24]. Дюны пустынь изучались в Австралии [52], в Сахаре [21] и на Аравийском полуострове [38]. Опубликованы результаты изучения текстур отложений, обнаженных в канавах, прорезающих современные дюны [58, 57, 8]. Существует еще много типов дюн, которые необходимо изучить. От этого зависит правильность понимания геологами генезиса древних эоловых песчаников.

ОБСТАНОВКА ОБРАЗОВАНИЯ ДЮН

Присущие дюнам характерные особенности в значительной степени зависят от условий, в которых происходило осадконакопление. Дюны образуются: 1) в районах, приуроченных ко всем широтам, как прибрежных, так и внутренних; 2) в различных климатических условиях, от исключительно засушливых до влажных.

Рельеф эолового происхождения (дефляционные равнины, равнины эрозионного выветривания и площади концентрации крупных песчаных тел, дюн) широко распространены не только в засушливых, но и во влажных районах. Формы эолового рельефа развиваются там, где имеется достаточное количество песчаного материала и где ветры обладают достаточной для переноса песка энергией, даже в тех районах, где выпадает относительно большое количество осадков, например на северо-западном побережье США и южном побережье Бразилии.

Как было показано Кульманом [45], концентрация песка в пределах относительно небольшого района должна являться следствием спорадиче-

ского изменения силы ветра. Местное скопление песка, образующего дюны, зависит от характера дефляционной равнины или объясняется существованием сдерживающих передвижение песка препятствий, таких, как травы и кустарники. Согласно Кульману, дюны можно подразделить на те, образование которых контролируется формами рельефа, и дюны, возникающие вследствие местных изменений силы ветра.

В прибрежных районах важным фактором в процессе создания морфологических особенностей побережья является перенос пляжевых песков в направлении к суше. Значительное количество золотых песков было отложено в пределах прибрежных равнин, особенно в четвертичное время. В то время районы активного развития дюн были гораздо обширнее. В настоящее время эти некогда развивавшиеся дюнные поля закреплены растительностью и существуют в неподвижном состоянии. Во многих прибрежных районах закрепляющая пески растительность, которая развивается выше по береговому склону, определяет формирование так называемой передней дюнной зоны, состоящей из песчаных бугров или гряд.

Несмотря на то что береговые дюны имеют некоторые общие черты с дюнами пустынь, они в некотором отношении более сложны, так как характер их во многом зависит от произрастающей на них растительности [44]. В тех районах, где поступление песчаного материала недостаточно, береговые дюны представлены лишь грядами пляжевых дюн или формами, характерными для передней дюнной зоны.

Обширные песчаные пустыни обычно распространены в районах с низким рельефом, как правило, в пределах длинных, узких, низменных равнин или широких впадин. Многие пустыни приурочены к древним аллювиальным равнинам [30]. В пустынных районах песок, перемещаясь вверх по склонам поднятий, переносится через них и откладывается за пределами этих поднятий, на участках с небольшим углом наклона [4, 38].

Характерные особенности дюн в значительной степени зависят от ложа, на котором расположена пустыня. Очень важными факторами, определяющими форму дюн, являются направление и сила ветра, от которых зависит поступление песчаного материала [44]. В пределах ложа впадины, примыкающей к дюнному полю, песок может оказаться захваченным скоплением галек [44]. Когда дует слабый ветер, этот песок остается неподвижным, однако при сильном ветре он начинает перемещаться и стремится осесть, образуя отдельные скопления. Действие сильных ветров обычно приводит к объемному увеличению дюны, тогда как более слабые ветры увеличивают ее длину за счет уменьшения объема [44].

Изучением переносимых ветром песков в последние годы занимались Багнольд [4], Форд [32], Кульман [45, 46], Р. Норрис [63] и К. Норрис [64], Шарп [79], Мак-Ки [57] и другие исследователи.

Финкел [31], используя два комплекта аэрофотоснимков, сделанных на протяжении трех лет, определил относительное перемещение барханных дюн в южной части Перу. Скорость передвижения небольших барханных дюн оказалась больше скорости перемещения более крупных дюн. Приводимые ниже данные исследований Финкела показывают среднюю скорость перемещения 75 дюн, в зависимости от высоты их гребней.

Вперед продвигается весь бархан, при этом изменения размеров его не происходит. Перемещение происходит в основном в результате соскаль-

Высота сводовых частей дюн, м	1,0	2,0	3,0	4,0	5,0	6,0	7,0	Среднее 3,67
Скорость передвижения дюн, м/год	32,0	22,0	16,8	14,5	12,2	11,5	9,2	15,4

звания песка по поверхности ссыпания (соскальзывания), когда песок, поднимаясь с наветренной стороны склона дюны, пересыпается через ее гребень. Песок покидает пределы дюны, продвигается между ее «рогами» и, пересекая непокрытые песком участки между барханами, скапливается на следующей дюне, которая располагается на пути его продвижения. Сдутый с дюны песок компенсируется отложением на ней приблизительно равного количества песка, принесенного с бархана, который расположен с наветренной стороны [31].

Скорость перемещения береговых дюн побережья озера Мичиган, определенная Кресси [28], составляет: 1,5 м за 4 месяца, 3 м за 6 месяцев и около 1 м за 11 месяцев.

В пределах дюнного поля Герреро-Негро, Мексика, скорость движения дюн в зимний период года составляет 2,1 см/день, а в летний—8,4 см/день [39].

Параболические дюны Дании в настоящее время неподвижны; однако, как это было показано Хансеном [34] на основании анализа старых карт, в период 1795—1886 гг., т. е. приблизительно за 90 лет, они продвинулись в целом на 350—375 м.

Скорость движения дюн непостоянна. Барханные дюны озера Солтон-Си в период с 1941 по 1956 г. продвигались в среднем на 15 м каждый год, а в период 1956—1963 гг. ежегодное перемещение составляло 26 м, изменение средней скорости движения дюн эти авторы связывают с увеличением количества приносимого песка [49].

Мак-Ки [57], изучая перемещение дюн в Уайт-Сандс, отмечал, что дюны, расположенные близко к источникам сноса песка, движутся быстрее, чем расположенные дальше от него, и что параболические дюны, расположенные далеко от источника сноса, не только движутся медленнее, но фактически даже отступают навстречу ветру, поскольку с наветренной стороны скапливается песок.

Замер количества переносимого ветром песка как в сухих, так и во влажных условиях был произведен Кульманом [45, 46] для района Скаллинген в Дании. Исследования неожиданно показали, что дождь и влажность очень незначительно сдерживают передвижение дюн. Уже спустя несколько минут после выпадения дождя песок вновь приобретал способность к передвижению. Вблизи поверхности образовывались линзы сухого песка, окруженные мокрым песком. Оказалось, что эти линзы, залегающие параллельно поверхности, не пропитываются влагой, даже если дождь идет на протяжении нескольких часов или дней. Наличие этих линз, по-видимому, играет важную роль в перемещении песка в условиях влажного климата, так как они дают возможность пескам двигаться даже в период дождей при условии, конечно, если скорость ветра достаточно велика [45].

В ландшафте крупных пустынных районов земного шара преобладают дюны, форма и размеры их разнообразны. Например, в Аравийской пустыне высота большинства пирамидальных дюн составляет более 50 м, но иногда достигает и 150 м при диаметре от 1 до 2 километров [38]. Сигмообразные дюны, развитые в том же районе, варьируют по величине от крохотных островных гряд высотой в несколько метров до крупных гряд высотой 100 м. На юге пустыни Руб-эль-Хали высота гребней, протягивающихся параллельно друг другу в системе сложных дюн линейной формы, достигает 100 м и длина от 20 до 200 км [38]. Ширина большинства гребней составляет 1—2 км.

В пределах зон развития барханов в южном Египте и северном Судане средняя высота дюн не превышает 10 м, максимальная высота барханной дюны в этом районе составляет около 30 м [4].

Наветренные части большинства дюнных полей характеризуются нагромождением песчаных масс, что связано с интенсивным поступлением песка. Для цепочек барханных дюн характерны неправильные серповидные формы,

тогда как в пределах подветренных участков дюны более изолированы и их формы отличаются большим совершенством [4]. Альгодонские дюны Калифорнии представляют собой цепочки гигантских барханов, высота поверхности соскальзывания песка которых составляет 18—30 м [64]. С наветренной стороны дюны значительно перекрывают друг друга, образуя несовершенные формы, с подветренной расположены обширные междюнные участки, где образуются лишь небольшие барханы. Высота поверхностей соскальзывания песка этих барханов часто менее 1 м, а максимальная около 2 м [63]. Дюнное поле обрывается довольно внезапно.

Отсутствие дюн в районах, покрытых песками, возможно, объясняется неровностями поверхности. Песчаные зерна переносятся через такие неровности не задерживаясь вследствие увеличения траектории [63]. Песок оседает скорее на гладкой или песчаной, чем на каменистой поверхности. Участки, свободные от песка, чаще всего образуются с подветренной стороны дюн в период сильных встречных ветров [5]. На свободных от песка пониженных участках внутри дюнного поля могут образовываться небольшие барханы или низкие песчаные гряды. В прибрежных районах такие пониженные участки могут быть покрыты растительностью, особенно травой, а в течение сезонов дождей заполняться водой.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И СТРУКТУРЫ ДЮННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ (примечание редакторов английского издания)

При подготовке данной статьи первоначальный план автора заключался в том, чтобы дать обзор имеющейся по этому вопросу литературы и оценить возможность ее использования при определении критериев распознавания золовых обстановок осадконакопления. Однако, к сожалению, необходимость ограничения объема представленных в данный сборник работ заставила исключить из статьи довольно длинное описание результатов исследований автором структурных особенностей и состава дюнных песков. В результате в статье представлены основные общие выводы, непосредственно касающиеся тематики симпозиума.

В целом можно сказать, что структурные и минералогические особенности осадка нельзя рассматривать как диагностические признаки распознавания дюнных отложений, хотя они и помогают в этом. Средний размер зерен для таких определений имеет небольшое значение. Степень сортировки материала обычно является хорошим параметром, однако несмотря на то, что она, как правило, несколько выше у дюнных песков, чем у других осадков, полагаться на нее нельзя. Вопрос о том, рассматривать ли положительную скошенность (*positive skewness*) в качестве признака дюнной обстановки осадконакопления, как это считают некоторые исследователи, остается открытым, так как отрицательная скошенность (*negative skewness*) также наблюдалась в дюнных песках. Окатанность зерен обычно, но не всегда выше в дюнных, чем в пляжевых, песках, однако в лучшем случае этот признак имеет значение лишь при сравнении обстановок осадконакопления, существовавших по соседству. По-видимому, наиболее надежным методом для разделения обстановок является анализ соотношения тяжелых и легких минералов.

СЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ТЕКСТУРЫ

По-видимому, наиболее важным критерием для распознавания отложенных ветром осадков являются седиментационные текстуры отложений, образующиеся в процессе осадконакопления. Текстурные признаки помогают не только отличить осадки, отложенные ветром, от осадков, образовавшихся в водной среде, но и выделить основные типы дюн. Данные о текстурах очень важны для анализа сохранившихся в разрезе характерных особен-

ностей дюн, а также для определения направления ветров. Измерения истинных падений косой слоистости дают возможность восстановить схему направлений палеоветров, обусловивших образование как современных, так и субсовременных дюн и древних эоловых песчаников. Более того, эти данные могут быть использованы для определения положения палеоширот и палеоклиматических условий.

Описание и классификация косослоистых отложений. Седиментационные текстуры бывают особенно хорошо видны в обнажениях, сложенных эоловыми песчаниками. Большинство косослоистых серий сложены крутопадающими слойками, вогнутая поверхность которых обычно обращена вверх. Косые серии отделяются друг от друга поверхностями, которые могут быть либо ровными, либо кривыми. Ровные поверхности бывают параллельными друг другу или сходящимися (конвергентными). Эти поверхности могут быть как эрозионного, так и неэрозионного происхождения. Большинство косослоистых серий с углами наклона более 10° , по-видимому, были отложены с подветренной стороны дюн. Пласты, падающие навстречу ветру, сохраняются редко. Пологопадающие ($<10^\circ$) косые серии, возможно, отлагались с наветренной стороны или же, что более вероятно, вблизи основания слоев подветренной стороны. Пачки слоев, залегающие с наветренной стороны поперечных дюн, получили название покрывающих («топсет») [82] и тыльных («бэксет») [84]. В большинстве случаев они падают под углами менее 10° . Максимальный угол падения слоев наветренной стороны, по наблюдению нескольких авторов [55, 56, 23, 48], составляет 12° , однако в обратных дюнах он может достигать 16° [79]. Последняя цифра, по-видимому, представляет собой исключение из правил; образование больших углов падения, очевидно, обусловлено тем, что в результате действия ветров, дующих почти в противоположных направлениях, постоянно меняется направление, откуда происходит накопление песка.

В некоторых местах ограничивающие поверхности в результате дефляции (выдувания) покрыты крупными песчаными зернами или даже мелкой галькой.

В большинстве случаев крутонаклоненные косые слои приурочены к верхней части поверхностей соскальзывания песка. Вниз по склону этой поверхности угол падения обычно уменьшается. Около ее основания большая часть пластов залегают по касательной к подстилающей их ограничивающей поверхности, и они приобретают почти горизонтальное положение. Замеры углов падения пластов современных дюн показывают, что передовые, или фронтальные («форсет»), слои около вершины поверхности соскальзывания имеют углы наклона $29-33^\circ$. Для большинства палеодюн угол падения, по-видимому, составляет $20-29^\circ$, это, очевидно, объясняется тем, что сохранившаяся до настоящего времени поверхность не является первоначальной, верхней частью поверхности соскальзывания, которая еще до накопления перекрывающих их осадков подверглась эрозии. Поэтому именно в нижних частях подветренных поверхностей соскальзывания сосредоточен основной материал, представляющий косослоистые толщ эоловых песчаников.

Большая мощность пачек пластов рассматривается как критерий эолового происхождения древних песчаников [54, 75, 65, 66]. Этим критерием особенно удобно пользоваться при изучении крупных дюн, где сохранилась большая часть поверхности соскальзывания. Характерным признаком является также средняя мощность косой слоистости. Во многих обнажениях палеопустыни Ботукату встречается крупная косая слоистость с мощностью косых серий до 10 м и более. Однако обычная мощность косых серий составляет не более 1—2 м.

Причину образования углов падения, превышающих $33-34^\circ$, объяснить трудно. На острове Мастанг, Техас, наблюдались углы падения 42° . Было сделано предположение, что сохранению пластов, падающих под такими

углами, способствовало образование на поверхности песка корки соли, которая, осаждаясь из распыленной в виде брызг в пределах пляжа морской воды, затвердевала и служила цементом, скрепляющим осадки [53]. В дюнах Риу-Гранди-ду-Сул, Бразилия, были отмечены углы 46° , а в дюнах Прайа-ди-Лесте, штат Парана, углы падения слоев достигали 39 и 42° [8]. Образование последних объясняется высоким содержанием в песке влаги. В результате сил поверхностного натяжения влажные зерна прилипают друг к другу, что способствует сохранению больших углов падения слоев.

За основу классификации косослоистого напластования принимаются характер нижних ограничивающих поверхностей пачек косых слоев и форма каждой пачки [59]. Если нижняя поверхность ровная, плоская, косая слоистость называется плоскостной (planar), плоскосерийной или прямолинейной. Такая слоистость подразделяется на: 1) параллельно-плоскостную, при которой границы косых серий на значительном расстоянии практически параллельны, и 2) клиновидно-плоскостную или просто клиновидную (wedge planar), при которой плоские ограничивающие поверхности не параллельны, а, наоборот, сходятся друг с другом (т. е. являются конвергентными). Если серийные швы кривые, прогнутые, слоистость называется мульдообразной или мульдовой (trough). Там, где нижние ограничивающие поверхности не являются эрозийными, употребляется термин «простая» или «истинная» (simple) косая слоистость.

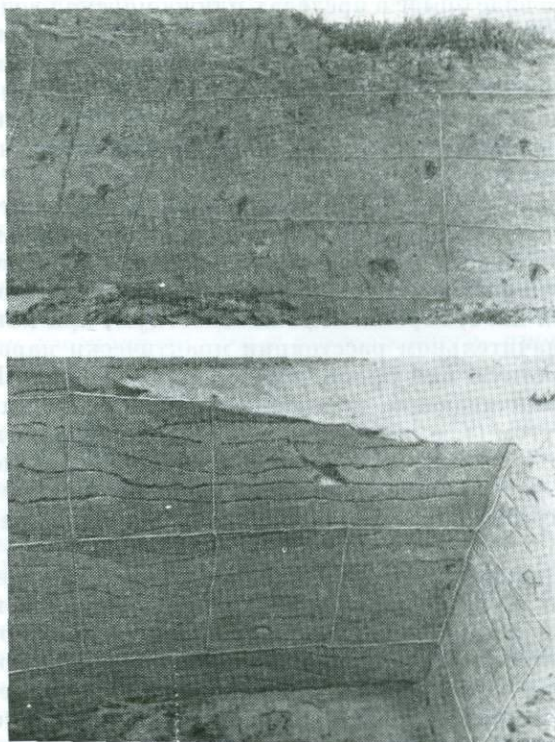
В дюнах Уайт-Сандс, Нью-Мексико, наиболее распространенным является параллельно-плоскостной тип косой слоистости [57], клиновидные серии встречаются реже. Тонкие серии с параллельными границами обычно кончаются как клиновидные. С наветренной стороны серийные швы почти горизонтальны или же наклонены под очень небольшими углами. На подветренной стороне дюны углы наклона серийных швов резко меняются, достигая средних и больших значений ($15-25^\circ$). Мульдообразный тип косой слоистости, по материалам Мак-Ки [57], представлен в районе Уайт-Сандс в дюнах всех разновидностей, но ни в одной из них он не является доминирующей текстурой. Это хорошо заметно в разрезах, перпендикулярных направлению дующих ветров.

МЕТОД ИЗУЧЕНИЯ

В последние годы первичные текстуры современных дюн подверглись интенсивному изучению. Продольные дюны (seif dunes) Ливийской пустыни, возникшие в результате действия ветров, дующих в двух разных направлениях, изучались Мак-Ки и Тиббитсом [58]. В районе национального парка Уайт-Сандс, Нью-Мексико, распространены четыре типа дюн, образовавшиеся в результате действия однонаправленных ветров: куполовидные, поперечные, барханные и параболические [57]. Текстурные особенности насыпных грядовых дюн в Прайа-ди-Лесте, Парана, были изучены Бигареллой и сотрудниками [8]. При проведении этих исследований были предприняты попытки определить, какие текстурные особенности являются общими, а какие отличительными для каждого типа дюн.

В процессе изучения во всех случаях внутренняя текстура дюн наносилась в удобном масштабе на миллиметровую бумагу для того, чтобы показать важные особенности строения стенки канавы. Так, например, при изучении насыпных грядовых дюн в районе Прайа-ди-Лесте на стенку канавы с помощью гвоздей и шнурка была нанесена сетка (фиг. 1). Несколько пластов отмечено цифрами, это сделано для того, чтобы они были лучше видны на фотоснимках.

Типы дюн и их строение. В дюнах, образованных в результате действия однонаправленных ветров, незначительная смена направления ветра недостаточна для того, чтобы привести к формированию каких-либо отличительных



Фиг. 1. Стенки канавы, пройденной в дюне Жардим-Сан-Педро, Прайя-ди-Лесте, штат Парана.

Сетка параллельных линий нанесена на стенку канавы с помощью шнура и гвоздей. Стороны четырехугольников равны 50 см или 100 см. На фотоснимок нанесены граничные поверхности.

дюна шириной 137 м и высотой 5,5 м; в направлении преобладающего действия ветра размер дюны в сечении 128 м.

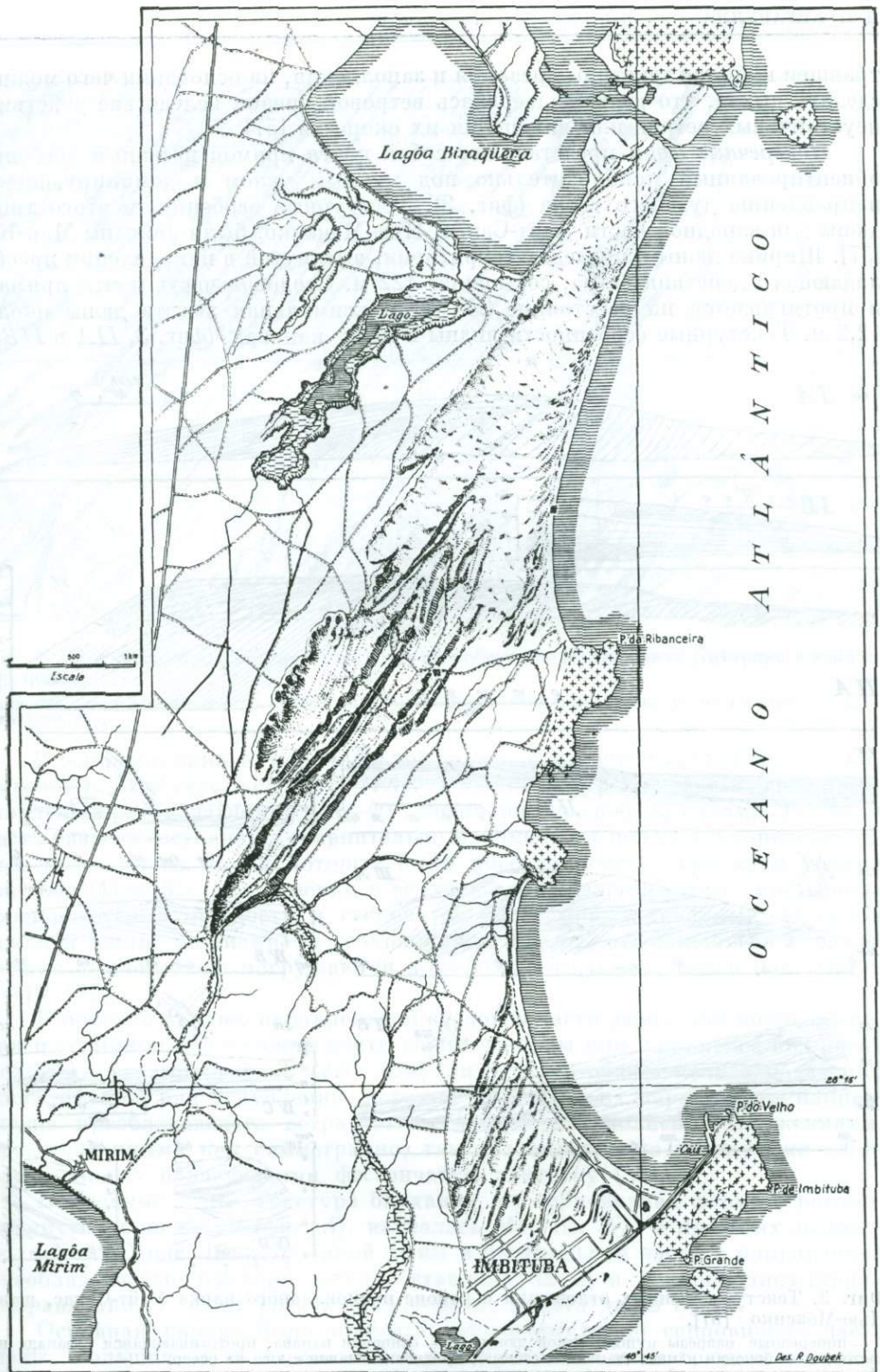
Текстурные особенности дюны видны в двух траншеях; одной — почти параллельной, а другой — перпендикулярной преобладающему направлению ветра. В траншее, параллельной направлению ветра, наблюдаемая текстура дюны свидетельствует о двух фазах эволюционного развития куполовидной дюны (фиг. 3, I A и I B). В более раннюю фазу развития, по-видимому, существовала дюна поперечного типа с характерным непрерывным напластованием крутопадающих ($28-33^\circ$) передовых слоев. Такие слои простирались на наветренной стороне дюны до ее вершины. За пределами вершины как косые слои, так и серийные швы менее крутые, причем на подветренной стороне дюны углы падения продолжают уменьшаться.

Над дюной раннего образования в более позднюю фазу осадконакопления отложились пологозалегающие слои, падающие под углами $3-10^\circ$. Некоторые слои непрерывно простираются до основания подветренной части дюны, другие же служат покрывающими поверхностями, переходящими в передовые слои [57].

В траншее, перпендикулярной преобладающему направлению ветра, слои в основном пологие, падающие под углами $1-4^\circ$ в направлении к краю дюны. Около центральной части дюны слои имеют крутое падение, что свидетельствует о миграции свода дюны в боковом направлении. В верхней части

текстурных особенностей, за исключением незначительных и временных неровностей. В пределах дюнных полей, подверженных действию сильных и постоянных ветров, дующих в различных направлениях, развивается несколько типов дюн. Образование продольных дюн обусловлено действием сильных ветров, которые дуют в направлениях, приблизительно перпендикулярных друг другу. Обратные дюны образуются в том случае, когда дуннаправленные ветры дуют почти в противоположных направлениях. Действие достаточно сильных равнонаправленных ветров приводит к возникновению сложных дюн, подобно звездовидным (star) дюнам Саудовской Аравии. Текстурные особенности многих типов дюн пока еще не изучены.

Куполовидные дюны, как было продемонстрировано для района Уайт-Сандс, Нью-Мексико, располагаются близко к источнику сноса песка [57]. Это низкие, округлой формы холмы. Типичным примером может служить



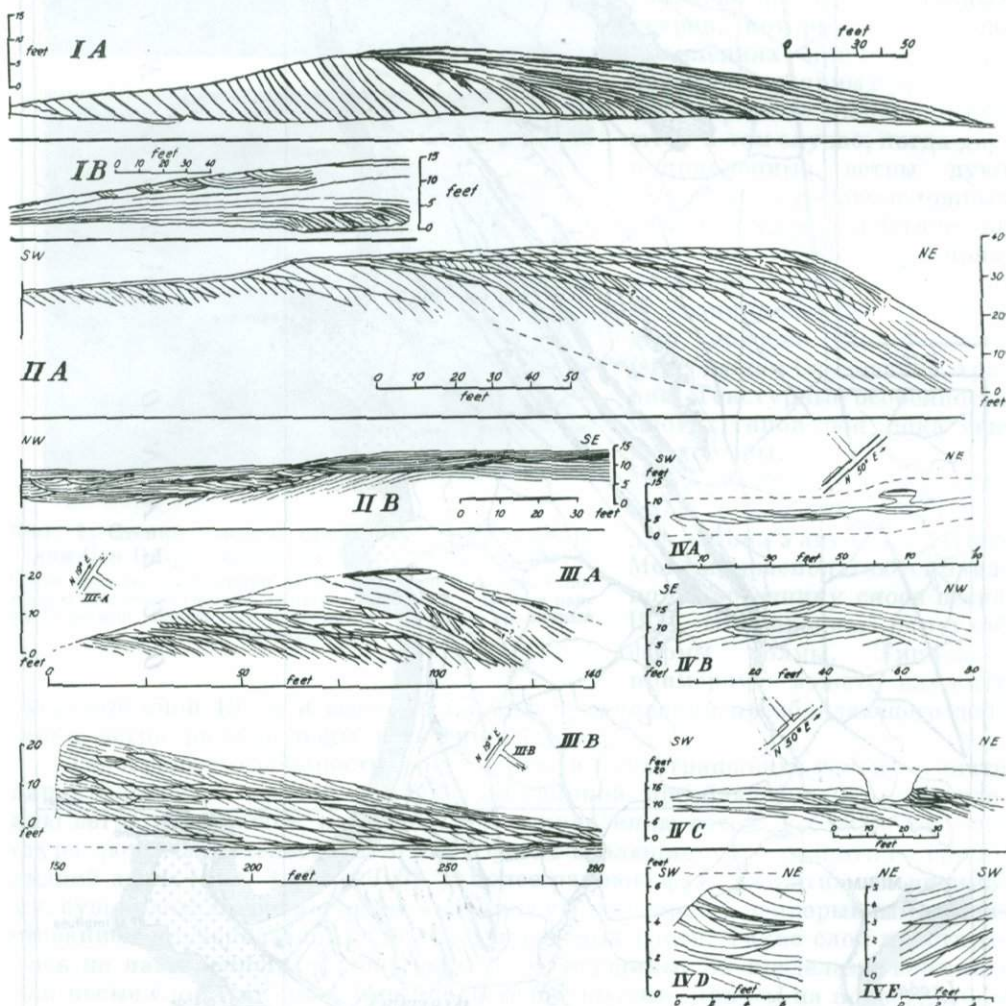
Фиг. 2. Типичные поперечные и параболические дюны на побережье близ Имбитуба, штат Санта-Катарина.

На фигуре видны хорошо развитые отроги параболических дюн, превратившиеся в серии продольных дюнных гряд. Остальная, покрытая песком, холмистая территория (за исключением возвышенностей, сложенных кристаллическими породами), представляет собой стабилизированные плейстоценовые дюны, утратившие при переработке характерные текстурные особенности. Продольные гряды дюн параллельны северо-восточным преобладающим ветрам.

Схема вычерчена на основании дешифрирования аэрофотоснимков.

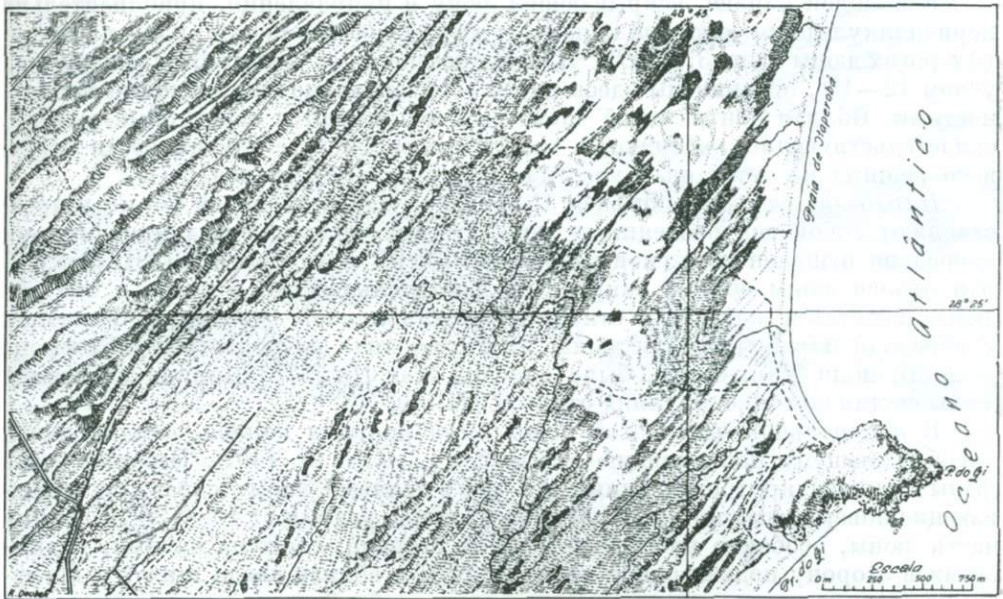
траншеи имеются текстуры врезания и заполнения, на основании чего можно сделать вывод, что дюна подверглась ветровой эрозии вследствие действия неустойчивых ветров или изменения их скорости [57].

Поперечные дюны представляют собой почти прямой песчаный гребень, ориентированный приблизительно под прямым углом к доминирующему направлению дующего ветра (фиг. 2). Текстурные особенности этого типа дюны для западной части Уайт-Сандс, Нью-Мексико, были описаны Мак-Ки [57]. Ширина дюны в пределах территории, вытянутой в направлении пресладающего действия ветра, составляет 122 м. Сводчатая часть почти прямая и протягивается на расстояние 244 м. Максимальная высота дюны около 12,2 м. Текстурные особенности видны в двух канавах (фиг. 3, *IIA* и *IIB*).



Фиг. 3. Текстуры дюнных отложений в районе национального парка Уайт-Сандс, штат Нью-Мексико [57].

I — поперечные разрезы куполовидной дюны: *A* — основная канава, протягивающаяся с запада на восток; *B* — боковая канава (западная стенка), протягивающаяся с юга на север.
II — разрезы поперечной дюны: *A* — основная канава (северная стенка), протягивающаяся в направлении ЮЗ — СВ; *B* — боковая канава (восточная стенка), протягивающаяся в направлении СЗ — ЮВ.
III — поперечные разрезы барханной дюны: *A* — основная канава (северо-западная стенка), протягивающаяся в направлении ЮЗ — СВ; *B* — боковая канава (северо-восточная стенка), протягивающаяся в направлении СЗ — ЮВ.
IV — поперечные разрезы параболической дюны: *A* — основная канава (северо-западная стенка); *B* — боковая траншея (юго-западная стенка); *C* — основная канава (северо-западная стенка); на схемах *D* и *E* детально показаны текстуры особенностей отложений, обнажающихся в основной канаве. Вспомогательные знаки означают, что при полевых наблюдениях текстура отложений видна нечетко.



Фиг. 4. Барханные и параболические дюны на побережье штата Санта-Катарина в южной Бразилии.

Господствующие северо-восточные ветры являются эффективными переносчиками песка в пределах пляжа Итаперуба.

В основной канаве, параллельной преобладающему направлению ветра, выделяются два участка (фиг. 3, *IIA*). Нижние две трети разреза дюны представлены крутопадающими ($30-40^\circ$) мощными передовыми слоями. Верхняя часть разреза состояла из сравнительно маломощных пологих и горизонтальных пачек слоев, среди которых были косослоистые со средними углами наклона ($11-15^\circ$). Косые серии в верхней части разреза кверху постепенно уменьшаются в мощности и становятся более прямолинейными. В самой верхней части, по-видимому, сохранились пласты, отложившиеся с наветренной стороны; они погружаются в сторону, откуда дул ветер под углами $5-10^\circ$ [57].

В боковой канаве, параллельной сводовой части дюны, как косые серии, так и серийные поверхности почти горизонтальны или наклонены под очень пологими углами (фиг. 3, *IIB*). Внутри пачки в общем полого падающих слоев имеется ряд углублений, которые прорезают их параллельно направлению преобладающего ветра; эти углубления заполнены отложениями, представленными как симметрично, так и асимметрично изогнутыми слоями, иногда образующими фестончатую текстуру [57].

Барханные дюны. Текстура барханов, их серповидная форма с рогами, вытянутыми по ветру (фиг. 4), изучалась Мак-Ки [57] в пределах дюнного поля Уайт-Сандс. Ширина такой дюны в центральной части в направлении преобладающего действия ветра составляла 52 м, а в перпендикулярном направлении, т. е. от рога к рогу, — 88 м, высота дюны 8,2 м.

Основная канава была прорыта перпендикулярно серповидной части дюны. Большая часть слоев падает в направлении подветренной стороны. Слои песка ранней стадии аккумуляции имеют наклон от 26 до 34° , а серийные швы $2-6^\circ$. Выше как косые слои, так и серийные швы имеют крутое падение. Среди слоев подветренной части дюны некоторые падают в направлении, противоположном действию ветра под углами $2-5^\circ$. Эти слои отложились, по-видимому, на наветренной стороне либо образовались при изменении направления действия ветра (фиг. 3, *IIIA*).

В боковой канаве, вскрывающей дюну в направлении, приблизительно перпендикулярном основной канаве, текстурные особенности видны в изогнутых рогах дюны (фиг. 3, IIIС). Пачки косослоистых пластов, падающие под углом $12-13^\circ$, ограничены здесь почти горизонтально залегающими поверхностями. Вблизи центральной части дюн наблюдаются текстурные выемки, свидетельствующие, очевидно, о том, что в результате изменчивости ветрового режима на некоторых участках дюн песок выдувался [57].

Параболические дюны бывают U-образной или V-образной формы и представляют собой тип развееваемых дюн, средняя часть которых продвигается вперед по отношению к своим боковым частям или отрогам ([33], фиг. 4). Эти отроги дюны обычно закреплены растительностью, в связи с чем вся дюна находится как бы в относительно стабильном состоянии. Типичная V-образная параболическая дюна, расположенная на подветренной стороне дюнного поля Уайт-Сандс, была описана Мак-Ки [57]. Ширина изученной дюны составляет 80,8 м, длина отрогов 274,5 м.

В центральной части этой дюны была прорыта канава, параллельная преобладающему направлению ветра (фиг. 3, IVA и IVC). Нижняя часть дюны сложена крутопадающими ($20-34^\circ$) пачками косых слоев, ограничивающие поверхности которых погружаются под углами от 10 до 20° . Верхняя часть дюны, особенно на ее наветренной стороне, сложена слоями, падающими в сторону подветренной части ($<12^\circ$), а вблизи свода имеются неглубокие, асимметрично заполненные осадком желоба. Для этого типа дюн заметными текстурными особенностями являются располагающиеся у передней части дюны крутопадающие, прогнутые вниз слои [57].

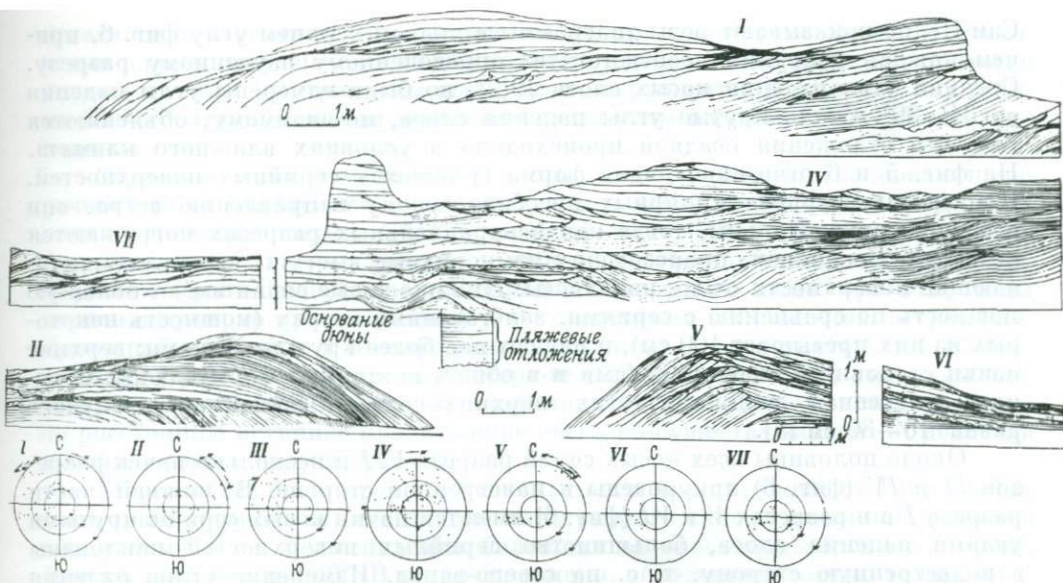
В боковой канаве, расположенной перпендикулярно основной, наблюдаются текстуры различных типов, включая косые слои с малыми и средними углами падения (фиг. 3, IVС).

Насыпные грядовые дюны. По определению Купера [23], насыпная гряда (precipitation ridge) представляет собой линейно вытянутое песчаное тело, возникшее в том месте, где на пути продвижения дюны возникает барьер в виде лесного массива. Существующая в подобных условиях дюна является абсолютно стабильной формой и может постепенно покрываться лесом. В пределах прибрежной равнины штата Парана в Бразилии дюны, одна, а возможно, и больше, вытянуты параллельно береговой линии. Эти гряды возвышаются над равниной на 5 и 10 м, однако в результате строительства ряда объектов вдоль побережья большинство невысоких дюн в настоящее время сnivelированы. Внутреннее строение этих дюн изучено Бигареллой и сотрудниками. [8].

Дюнные отложения Прайа-ди-Лесте залегают на породах, слагающих тыловую часть берега (фиг. 5, разрез IV). Текстуры нижней части дюн определяются волнообразно изгибающимися слоями средней мощности и очень сходны с текстурами продюн, или оснований [11]. Описание текстурных особенностей продюн приведено ниже. Эти текстуры по существу представлены куполовидными складками эоловых песков, над которыми образовались дюны с характерной текстурой. Пологопадающие передовые слои бывших продюн, погружающиеся во всех направлениях, залегают в основании дюны и, по-видимому, представляют собой отличительную особенность данного типа.

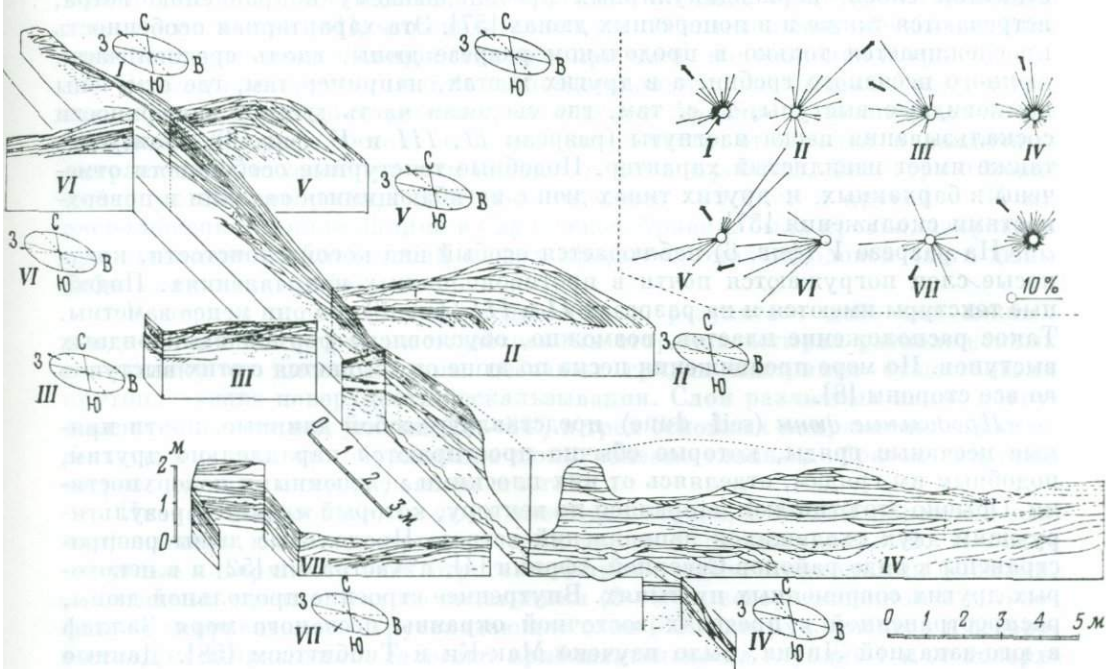
В Прайа-ди-Лесте обычно развиты те же типы косой слоистости, которые описаны в дюнах Уайт-Сандс [57]. Они представлены преимущественно сериями слоев с параллельно-плоскостной слоистостью двух классов, один из которых характеризуется пологими углами падения слоев, а другой — средними и крутыми. Имеются серии слоев с простой (неэрозионного происхождения) параллельной мультислойной формой слоистости, и изредка встречаются слои с мультислойной текстурой выполнения.

Направления падения косых слоев в различных частях дюны Жардим-



Фиг. 5. Поперечные разрезы насынных дюн Жардим-Сан-Педро.

Видна текстура отложений. На стереосетках нанесены углы падения и направления падений косой слоистости, замеренные в нескольких поперечных разрезах [8].



Фиг. 6. Схема распределения косой слоистости насынной гребневой дюны Жардим-Сан-Педро.

Для каждого разреза в окружности показан результирующий вектор направления падения косослоистых пачек. В правом верхнем углу приведены розы-диаграммы направлений падения с результирующими векторами направления падения для ряда разрезов и для всей дюны в целом [8].

Сан-Педро показывают розы-диаграммы в правом верхнем углу фиг. 6, причем каждая диаграмма соответствует определенному изученному разрезу. Средний угол падения косых слоев $19,2^\circ$, но были замерены углы падения до $34-39^\circ$. Столь крутые углы падения слоев, по-видимому, объясняются тем, что отложения осадков происходило в условиях влажного климата. На фиг. 5 и 6 отчетливо видна форма граничных серийных поверхностей. В разрезах, перпендикулярных преобладающему направлению ветра, они в общем горизонтальны, тогда как в параллельных разрезах погружаются по ветру. В канавах, прорезающих языковидные выступы дюны, ограничивающие поверхности очень извилисты. Нижние косые серии имеют большую мощность по сравнению с сериями, залегающими сверху (мощность некоторых из них превышает 100 см), и падают под более крутыми углами; верхние пачки становятся более пологими и в общем повторяют форму дюны. Средняя замеренная мощность этих верхних серий в большинстве случаев равна 10—30 см [8].

Около половины всех косых серий разреза VII и несколько пачек разрезов II и IV (фиг. 6) приурочены к наветренной стороне. В нижней части разреза I и в разрезах V и VI (фиг. 6) имеются пачки косых серий с крутыми углами падения слоев, большинство серийных поверхностей наклонены в подветренную сторону, т. е. на северо-запад. Измерение углов падения косых слоев показывает, что крутопадающие слои как бы концентрируются в подветренном направлении, и, кроме того, в пределах сектора с углом 170° еще встречается довольно много слоев с крутым падением (более 30°), а по мере продвижения дюны площадь распространения крутопадающих слоев, вероятно, уменьшается, однако конкретными наблюдениями подтвердить это пока не удалось [8].

Наблюдающиеся на разрезе IV (фиг. 5 и 6) почти горизонтальные напластования слоев, перпендикулярных преобладающему направлению ветра, встречаются также и в поперечных дюнах [57]. Эта характерная особенность прослеживается только в продольном разрезе дюны, вдоль средней части дюнного песчаного гребня, а в других местах, например там, где отмечены языковидные выступы, т. е. там, где сводовая часть дюны и поверхности соскальзывания песка изогнуты (разрезы II, III и V, фиг. 6), слоистость также имеет извилистый характер. Подобные текстурные особенности отмечены в барханных и других типах дюн с изгибающимися сводами и поверхностями скольжения [57].

На разрезе V (фиг. 6) наблюдается особый вид косої слоистости, когда косые слои погружаются почти в противоположных направлениях. Подобные текстуры имеются и на разрезах II и III (фиг. 6), но они менее заметны. Такое расположение пластов, возможно, обусловлено формой языковидных выступов. По мере продвижения песка по дюне он ссыпается с этих выступов во все стороны [8].

Продольные дюны (seif dune) представляют собой длинные, почти прямые песчаные гряды, которые обычно простираются параллельно другим, подобным им грядам, отделяясь от них плоскими междюнными поверхностями. Обычно этот тип дюн направлен по вектору, который является результирующим двух сходящихся направлений ветров. Продольные дюны распространены в ряде районов Северной Африки [4], в Австралии [52] и в некоторых других современных пустынях. Внутреннее строение продольной дюны, распространенной в пределах восточной окраины песчаного моря Заллаф в юго-западной Ливии, было изучено Мак-Ки и Тиббиттсом [58]. Данные о текстурных особенностях были получены при изучении отложений в девяти шурфах, прорытых в поперечном к дюне направлении. Изучаемая дюна простиралась в направлении с востока на запад, и ее образование было обусловлено действием достаточно сильных ветров, дувших в двух направлениях: по утрам ветер дул с юго-востока, а после полудня — с северо-востока. Песок

отлагался попеременно то на одной, то на другой стороне дюны. Косослоистые пласты здесь падают не в направлении действия ветра, а под прямыми углами к гряде. Внутри дюны косые слои погружаются в основном под углами 23—33°. Однако вблизи основания дюны углы падения слоев значительно меньше.

Обратные дюны (reversing dune), относимые Мерком [60] к дюнам поперечного типа, образуются в условиях, когда ветру преобладающего направления противодействуют кратковременные, контролируемые местным рельефом штормовые ветры, дующие почти в противоположном направлении. В дюнах Грейт-Санд-Дьюнс, Колорадо, поперечные дюны ориентированы перпендикулярно преобладающему юго-западному направлению ветров [60]. Дюны района Келсо, в Калифорнии, составляют как вытянутые, так и поперечные гряды. Из составленных Мерком [60] и Шарпом [81] диаграмм следует, что наличие широких в поперечном сечении дюн и незначительное по расстоянию истинное продвижение песка по-существу зависит от действия преобладающих ветров (фиг. 8).

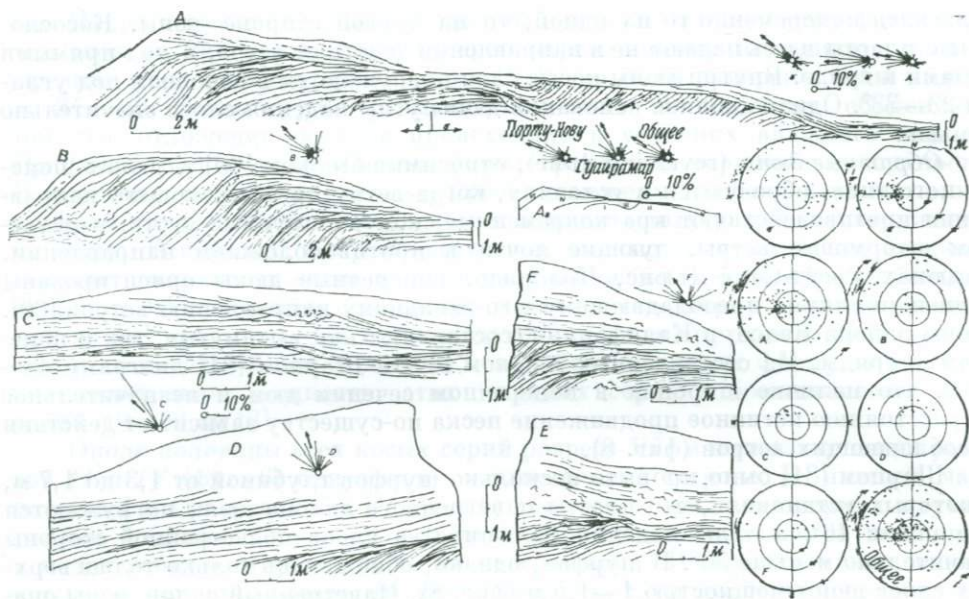
Шарпом [81] было прорыто несколько шурфов глубиной от 1,3 до 1,7 м, в которых установили, что пласты наветренного склона дюны погружаются под углом 16°, а углы падения большинства слоев подветренной стороны значительно меньше 30°. В шурфах, однако, обнажалась только толща верхних слоев дюны мощностью 1—1,5 м (фиг. 8). Наветренный склон дюны оказался сложенным более чем одной косой серией, причем слои верхней серии падали навстречу ветру. Необычно большие углы падения этих слоев (до 16°), как правило, обусловлены действием штормовых ветров. Расположенные ниже другие пачки слоев падают в восточном направлении (по ветру) под более крутыми углами (до 32°). Эти слои, возможно, были фронтальными, отложившимися в результате действия преобладающих ветров. Крутопадающие поверхности соскальзывания с углами падения более 30° сохранились в немногих местах [81], что свидетельствует об интенсивной эрозии верхних частей подветренных склонов этих дюн при смене направления ветра.

Звездообразные дюны (star dune) представляют собой песчаные тела, встречающиеся в отдельных районах Саудовской Аравии и некоторых частях северной Африки, и состоят из приподнятой части, от которой в различных направлениях отходят три или больше отрогов (гребней). Текстура отложений двух звездообразных дюн (высота одной — 9,2 м, а другой — 34 м), расположенных около Залима в Саудовской Аравии, была проанализирована при проведении исследований в двух прорытых около сводовой части дюны небольших канавах [57].

В период проведения исследований в результате действия южных и юго-восточных ветров на подветренных сторонах четырех расположенных неподалеку от высокой дюны песчаных грядках постоянно существовали крутопадающие поверхности соскальзывания. Слои различных пачек погружались под крутыми углами (26—34°) в трех основных направлениях, свидетельствуя о том, что образование дюны обязано главным образом действию ветров, дующих с севера, запада и юга.

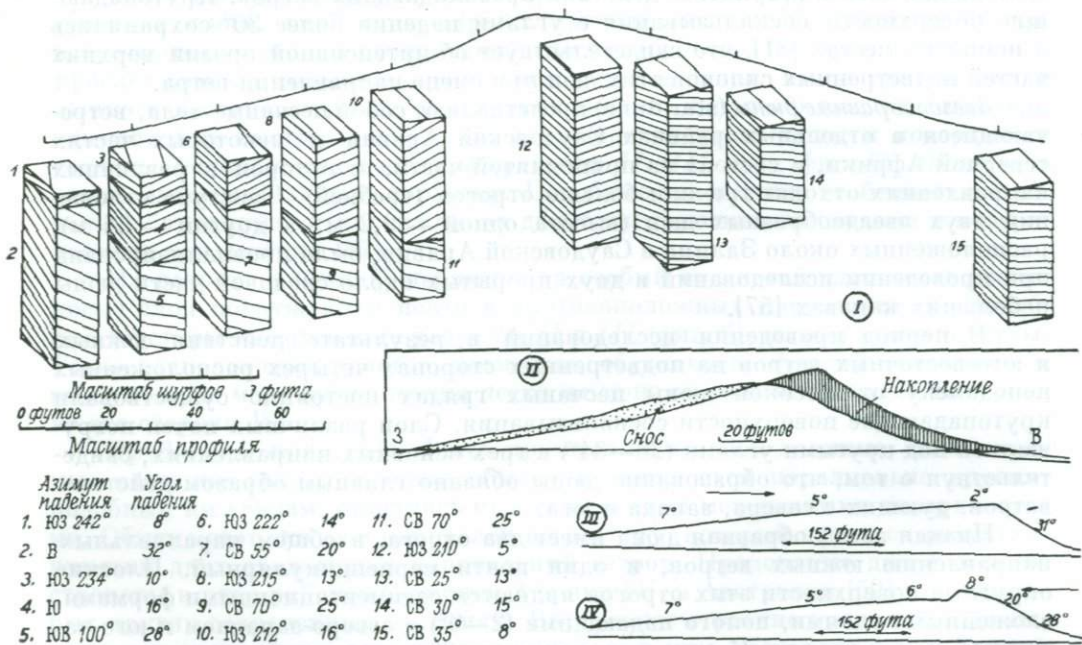
Низкая звездообразная дюна имеет два отрोगа, в общем параллельных направлению южных ветров, и один почти перпендикулярный. Плоские округлые поверхности этих отрогов являются седиментационными формами, сложенными слоями, полого падающими (2—9°) в северо-западном и юго-западном направлениях. Крутопадающие слои (32°), погружающиеся в северо-восточном направлении, залегают приблизительно на глубине 1 м от поверхности.

Известковые эоловые отложения. Термин «эолинит» был предложен Сейлсом (см. [17]) для того, чтобы обозначить им все виды переносимого и отложенного ветром материала Бермудских островов, независимо от формы и текстурных особенностей дюны. Характерной особенностью бывших дюн



Фиг. 7. Поперечные разрезы насыпных гребневых дюн.

Показано внутреннее строение отложений. А и В — дюны Порту-Нову; С, D, E и F — дюны Гуаирамар, Прайа-ди-Лесте, Парана. На стереосетках показаны углы падения и направления падений пластов, измеренных в нескольких поперечных разрезах. На розах-диаграммах даны направления падения и результирующий вектор для нескольких исследованных поперечных разрезов дюн [8].



Фиг. 8. Ориентировка косой слоистости в дюнах Келсо.

I — положение слоев в шурфах, пройденных поперек дюны (станция 4, дюны Келсо, 20 ноября 1960 г. [81]); II — общие изменения дюны Келсо за период с 17/I 1953 г. по 15/II 1964 г. (наблюдения на станции 5 [81]); III — профиль сводовой части поперечной дюны Грейт-Сандс, штат Колорадо, в направлении действия преобладающего ветра, стрелка указывает на юго-западное направление ветра [60]; IV — профиль поперечной дюны Грейт-Сандс, на котором показаны изменения в строении дюны вследствие действия северо-восточных штормовых ветров [60], цифры дают представление об углах падения и направлениях падения косослоистости.

является то, что они сложены крутыми, параллельными друг другу и погружающимися в подветренную сторону слоями; однако большая часть песчаных пород, слагающих Бермудские острова, согласно исследованиям Бретца [17], образовалась в виде маломощных напластований, характеризующихся исключительно разнообразной ориентировкой косо́й слоистости и отсутствием своеобразного донного профиля.

Согласно Маккензи [51], 95% общего количества обнаженных толщ в пределах Бермудских островов сложены донными известковистыми песчаниками плейстоценового возраста, состоящими преимущественно из серий лопастных тел, которые, сливаясь друг с другом, образуют неровные гребни поперечных дюн. Пачки лопастных или языкообразных песчаников сложены падающими под крутыми углами ($30-35^\circ$) передовыми слоями, а также пластами, погружающимися под углами $10-15^\circ$ навстречу ветру. Передовые косые слои слегка выпуклы кверху.

В широко развитой на Багамских островах мощной толще эоловых карбонатных песков имеются скелетные, пеллетовидные и оолитовые зерна [6]. Ими сложены многочисленные, обращенные в сторону моря гряды. От развитых в районе морских осадков эти отложения отличаются большей мощностью пачек косых серий и наличием выпуклой кверху косо́й слоистости.

Сохранение выпуклых кверху косых слоев обязано сравнительно быстрой стабилизации известковистого песка, когда, согласно проведенным Маккензи [51] исследованиям, при просачивании воды происходят процессы поверхностной цементации. Там, где, как утверждает Маккензи, стабилизация протекала медленно, косослоистые отложения претерпели эрозию и в сохранившихся разрезах наблюдается либо плоскосерийная, либо фестончатая косо́я слоистость. Выпуклые кверху косые слои рассматриваются Маккензи в качестве характерной особенности Бермудских и Багамских известковистых эоловых отложений [51], однако сходные текстуры наблюдались также Бигареллой и др. [8] в насыпных гребнях дюн Прайа-ди-Лесте в южной Бразилии и Мак-Ки [57] — в параболических дюнах Уайт-Сандс.

Характерные особенности, свойственные большинству дюн. Согласно исследованиям Мак-Ки [57], косо́я слоистость является общей текстурной характеристикой, присущей куполовидным, поперечным, барханным и параболическим дюнам дюнного поля Уайт-Сандс. Встречаются следующие виды косо́й слоистости: а) многочисленные серии косых слоев средней и большой мощности, падающих в направлении ветра под углами $30-34^\circ$; б) серии горизонтальных или пологопадающих слоев, в основном на наветренной стороне дюны; в) серии с относительно крутопадающими ($20-28^\circ$) ограничивающими поверхностями, приуроченные к подветренной стороне дюны, которые срезают крутые ($28-34^\circ$) передовые слои дюны; г) косые серии с мощностью, постепенно уменьшающейся от основания дюны к ее своду, где нередки почти горизонтальные серии и слойки, что особенно характерно для наветренной стороны дюны; д) наклонные фронтальные серии, косые слойки которых в направлении ветра постепенно становятся протяженнее; е) местами сильнонарушенная слоистость.

Текстурные различия типов дюн. При изучении дюн Уайт-Сандс в штате Нью-Мексико были установлены некоторые текстурные признаки, свойственные определенным типам дюн [57].

Куполовидные дюны. Этот тип дюн характеризуется пологопадающими передовыми слоями, погружающимися в направлении подветренной стороны дюны, а также в направлении ее краев. Крутопадающие передовые слои залегают только в средней части наветренной стороны дюны.

Поперечные дюны. В разрезах, перпендикулярных направлению дующего ветра, эта дюна характеризуется почти горизонтальным налеганием слоев. Эти слои образуют сравнительно длинную поверхность скольжения, падающую в направлении ветра. Характерными для дюны поперечного типа, по-ви-

димому, являются также приуроченные к наветренной стороне дюны и падающие полого ($2-3^\circ$) против ветра пласты. Однако такие же углы могут в некоторых случаях наблюдаться и в других типах дюн. В Уайт-Сандс, согласно Мак-Ки [57], эти слои начинают образовываться только после того, как высота дюны достигает 12,2 м. Эти слои отложились на погружающейся против ветра пологой поверхности в результате действия ветров, которые были не в состоянии перенести вверх по склону весь транспортируемый ими песок.

Барханные дюны. В разрезах, перпендикулярных направлению дующего ветра, эти дюны характеризуются наличием слоев, видимые углы наклона которых колеблются от средних до больших величин; эти углы падения резко отличаются от пологих видимых углов падения ($1-6^\circ$) в том же направлении в поперечных дюнах.

Параболические дюны и насыпные гребни. Наиболее характерная черта их — наличие многочисленных фронтальных слоев, обращенных кверху чаще выпуклой, чем вогнутой стороной. В параболических дюнах наветренные стороны характеризуются пологопадающими слоями, тогда как на подветренной стороне имеется несколько передовых слоев с крутыми углами. В насыпных гребнях выпуклые кверху слои в большинстве случаев погружаются под крутым углом.

Значение косой слоистости. Ориентация ограничивающей поверхности (или серийного шва) используется в качестве возможного критерия для определения ее положения внутри дюны. Согласно Мак-Ки [57], углы падения как ограничивающей поверхности, так и косой слоистости свидетельствуют о существовании определенных условий накопления песка: а) погружающиеся под средними и крутыми углами серийные поверхности (плоскостные и простые) присущи отложениям поверхностей соскальзывания, которые образуются главным образом при обрушении песка в нижней части дюны; б) горизонтальные или пологопадающие поверхности, ограничивающие серии крутых слоев плоскосерийного типа косой слоистости, образовались в основном в верхней части дюны; они могут быть или не быть эквивалентом крутопадающих пачек на наветренной стороне (см. пункт «а»); в) пологопадающие поверхности, ограничивающие серии с малым наклоном косых слоев параллельно-плоскостного типа, возможно, указывают на то, что отлагаемый песок переносился во взвешенном состоянии очень сильным ветром; этот тип текстуры обычно присущ куполовидным дюнам.

Текстуры отложений дюн Прайа-ди-Лесте обладают такими же характерными особенностями, как описанные, и подтверждают выводы, сделанные при изучении дюн Уайт-Сандс.

В дюнах Уайт-Сандс клиновидно-плоскостное косое напластование встречается сравнительно редко и, по-видимому, свидетельствует о происшедших изменениях в направлении ветра [57]. Однако этот тип текстуры довольно распространен среди различных косослоистых песчаников эолового происхождения на плато Колорадо в западной части США и в песчаниках Ботукату в Бразилии.

Мульдообразная косая слоистость для дюн Уайт-Сандс не характерна. Эта текстура обычно присуща отложениям верхних частей дюн, и она, очевидно, связана с образованием углублений в результате выдувания ветром песка и с последующим их заполнением сноа. В противоположность этому в дюнах Прайа-ди-Лесте и в песках Ботукату мульдовый тип косого напластования довольно обычен, и его образование здесь, по-видимому, не связано с выдуванием песка, а, возможно, свидетельствует об изменениях в направлении ветра.

Текстуры передовой дюны. Куполовидные дюны Уайт-Сандс в значительной степени характеризуются строением, присущим крупным передовым дюнам. Их текстурные особенности были описаны ранее. Аналогично этому

ряды пляжевых дюн прибрежных районов обладают текстурными особенностями передовых дюн. Однако рассматриваемые здесь текстуры относятся к отложениям продюн (португальским эквивалентом этого термина является «антидюна»), которые состоят из миниатюрных, куполовидной формы скоплений эолового песка, приуроченным к обращенному в сторону моря склону берегового насыпного гребня.

В передовой части дюны эоловый песок начинает скапливаться вокруг различных препятствий, которыми являются в основном трава и мелкие кустарники. Песок скапливается в виде пластов раковинообразной формы (выпуклых кверху). Длинные оси этих куполовидных скоплений песка параллельны преобладающему направлению ветра. В большинстве куполовидных продюн обнаруживаются признаки выдувания. Выдувание песка начинается в верхних частях дюны, захватывает более глубоко залегающие слои дюны и распространяется в стороны. В результате процесса выдувания песок удаляется с центральной части купола, где образуется небольшое кратеровидное или плоское углубление, овальной или круглой формы, раскрытое с двух сторон по направлению дующего ветра. Песок же, который сдувается ветром, отлагается где-нибудь с подветренной стороны, в результате чего начинается образование новой куполовидной продюны. Эти процессы накопления песка и его эрозии непрерывно чередуются друг с другом.

Текстуры эолового комплекса в Барра-ду-Сул, штат Санта-Катарина, вкратце описаны Бигареллой и Пошпом [11]. Продюна обычно возвышается над ложем впадины менее чем на 1 м. Размеры одной из таких дюн, изученной в Барра-ду-Сул (фиг. 9), составляли 12 м × 14 м, а высота края ее кратера была равна 0,5 м. Центральная часть этого участка выдувания была плоской и несколько возвышалась над окружающей поверхностью. Измерения элементов залегания косых слоев, произведенные во многих точках внутри останцов продюны, показали, что толща отложений состоит из серии выпуклых кверху пачек слоев и что ориентировка этих слоев и слоев расположенного поблизости насыпного гребня весьма отличаются друг от друга.

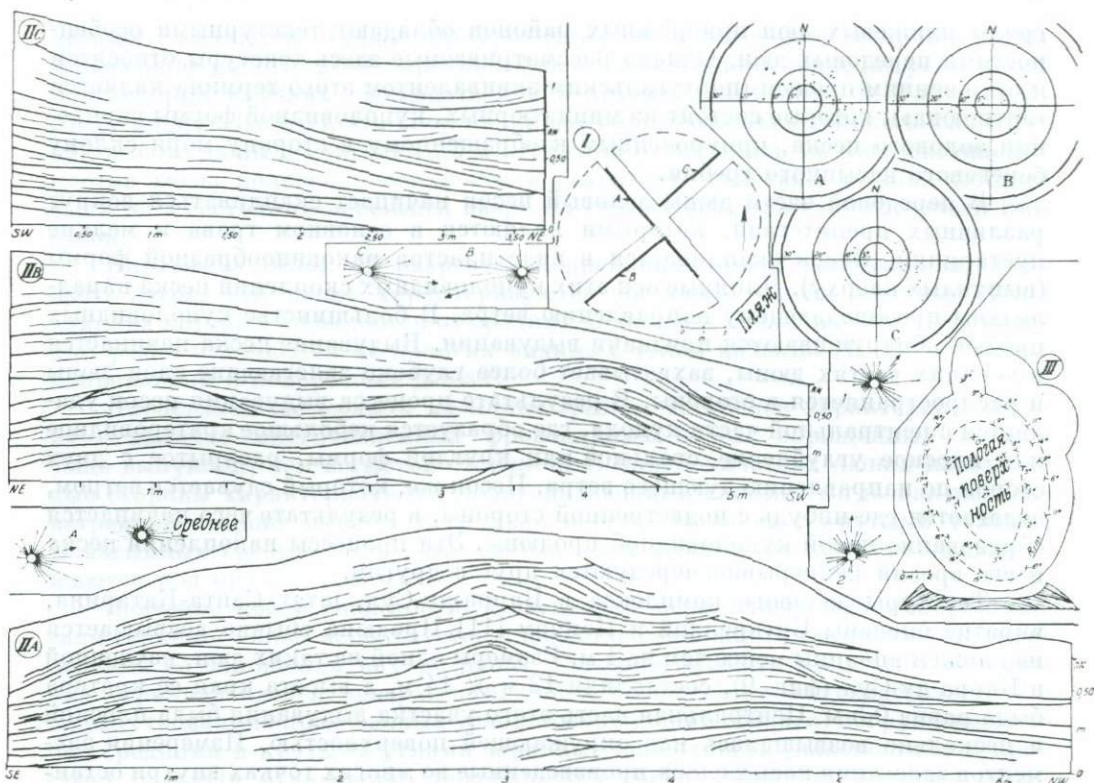
В связи с тем что слои характеризуются выпуклой кверху формой, направления падения их ориентированы во все стороны (азимут от 0 до 360°). Две серии измерений элементов залегания, каждая из 49 и 44 замеров соответственно, не дали результирующего вектора направления падения пород, который бы был параллелен направлению дующего ветра (фиг. 9). Более того, коэффициенты постоянства¹ направления падения в обеих сериях измерений были очень низкими и выражались соответственно цифрами 0,13 и 0,24 [11]. В Барра-ду-Сул (Санта-Катарина) средний угол падения пластов в продюнах составил 14,3°, а максимальный 31°.

В разрезах продюн часто сохраняются слои, падающие под углом менее 10° в направлении, противоположном дующему ветру, тогда как в разрезах обычных дюн они встречаются редко.

Текстурные особенности продюн были изучены достаточно детально в окрестностях Ипанемы, в Бразилии (пляж Прайа-ди-Лесте), т. е. в районе, который расположен в непосредственной близости от береговой линии (фиг. 9). Для районов с признаками выдувания характерно наличие небольших куполовидных скоплений эолового песка. Микрорельеф района очень неровен и характеризуется наличием пониженных участков, образовавшихся в результате выдувания, и бугров (продюн). Отложения, образующие куполовидные формы, стремятся слиться друг с другом.

Для того чтобы изучить текстуру отложений почти круглой по форме продюны, в Ипанема были выкопаны три канавы, одна из которых проходила параллельно, а две другие перпендикулярно преобладающему направлению

¹ Чем выше коэффициент постоянства, тем больше пластов падает в одном и том же направлении. — *Прим. перев.*



Фиг. 9. Текстура отложений продюны (передовой дюны) в Ипанема, Прайа-ди-Лесте и Барра-ду-Сул.

I — местоположение изученных текстур видно на стенках канав, пройденных в дюнах района Ипанема; IIA; IIB и IIC — поперечные разрезы продюны в Ипанема; розы-диаграммы и стереосети показывают направления падения косой слоистости и результирующий вектор направления падения поперечных разрезов дюны; III — элементы залегания слоев в небольшой продюне в Барра-ду-Сул; 1 и 2 — розы-диаграммы направлений падения с результирующими векторами для двух косослоистых пачек в различных участках продюны.

ветра (фиг. 9, IIA, IIB, IIC). Общая схема расположения пачек косых слоев показана на рисунке. Что же касается направления результирующего вектора, который был вычислен по данным произведенных измерений, то здесь, так же как и в Барра-ду-Сул, оно не совпадает с направлением преобладающего ветра. Таким образом, можно сделать вывод, что произведенные измерения расположения и элементов залегания косослоистых пластов в продюнах и передовых дюнах не являются достаточно надежными, чтобы по ним можно было судить о преобладающих направлениях палеоветров. Более того, направления углов падения не указывают направления переноса песка, так как многие из слоев являются отложениями наветренной стороны.

Кроме того, коэффициенты постоянства направлений падения были очень низкими (0,22 в Ипанема и 0,17 в Барра-ду-Сул). В этих районах ветры дуют в основном соответственно с юго-востока и востока, на основании чего можно сделать вывод, что формирование текстур и их особенностей не полностью зависит от действия преобладающих ветров, как это наблюдается для большинства отложений эолового происхождения.

Косая слоистость продюны — это в основном пологая и средней крутизны, неэрозионная (истинная), плоскосерийная и волнистая. В некоторых местах имеются крутопадающие, передовые слои. Присутствуют смятые в складки пласти, хотя их не так много, как в гребнях пляжевых дюн.

Средний угол падения слоев продюны в Ипанема ($11,8^\circ$) и в Барра-ду-Сул

(14,3°) круче, чем средний угол падения в гребне пляжевой дюны (10,4°), и меньше среднего угла падения косых слоев насыпных дюнных гребней (19,5°). Больше всего встречается слоев с углами падения 6—14°, крутые углы падения слоев в продонах встречаются редко (табл. 1).

Форма поверхностей показана на фиг. 9 (IIA, IIB и IIC). На протяжении большей части профильного разреза, который приблизительно параллелен преобладающему направлению ветра, видны следы этих поверхностей,

Таблица 1
Элементы залегания косослоистых отложений продюн в штатах Парана и Санта-Катарина (южная Бразилия)

Местоположение	Количество замеров	Средний азимут падения	Максимальный угол падения	Средний угол падения	Коэффициент постоянства направления падения
Ипанема (Парана)	А	СВ 76°	34°	12,4°	0,56
	Б	ЮЗ 251°	33°	12,1°	0,44
	В	ЮВ 98°	19°	10,0°	0,50
	118	Восток	34°	11,8°	0,22
Барра-ду-Сул (Санта-Катарина)	1	СВ 42°	31°	15,0°	0,13
	2	СВ 01°	29°	13,4°	0,24
	93	СВ 16°	31°	14,3°	0,17

погружающихся в сторону моря. В нижней правой части разреза IIB (фиг. 9) показаны пачки косых слоев, выпуклая часть которых обращена кверху. Эти пачки некогда слагали самую внутреннюю часть дюны, которая разрасталась скорее в основном за счет наращивания со стороны, обращенной к морю, с наветренной, чем с подветренной стороны. На профиле по линии, перпендикулярной преобладающему направлению ветра, следы ограничивающих серийных поверхностей падают в направлении краев продюны (фиг. 9, IIB и IIC).

Текстуры отложений междюнных участков. Текстурные особенности плоских песчаных междюнных участков, располагающихся между продольными дюнами, развитыми близ Себха в Ливии, изучались Мак-Ки и Тиббитсом [58]. В удалении от основания дюны в разведочном шурфе глубиной 1,2 м текстура представлена хорошо выраженными горизонтальными слоями, косая слоистость отсутствует. В двух разведочных шурфах недалеко от основания дюны слои полого погружаются в сторону дюны. Поскольку эти пласты не являются результатом обрушения, направление их падения не перпендикулярно своду дюны.

По окраине песчаного моря лежит равнина аллювиального происхождения (известная в Ливии под названием «серир»), в пределах которой возникают скопления остаточного гравия (lag gravel), являющегося продуктом ветровой эрозии. Отложения серир — это либо горизонтальные, либо пологопадающие слойки, а также линзы и слои отложений без каких-либо текстурных особенностей. Эти плохо отсортированные пески и гравий, по-видимому, отлагались в период паводков [58].

В пределах района Уайт-Сандс в штате Нью-Мексико на поверхности междюнных участков обнажаются скошенные слойки бывших дюн. Срезанные дневной поверхностью прослои покрывают серповидную форму бывших



Фиг. 10. Междюнные участки в районе распространения береговых дюн в Риу-Гранди-ду-Сул.

На горизонтальном срезе бывшей дюны видна текстура междюнных отложений. Текстурные особенности свидетельствуют как о смене направления ветра, так и о наложении друг на друга осадков с различно ориентированными поверхностями соскальзывания.

барханов и поперечных дюн. В двух канавах текстуры оказались сходными с текстурами близрасположенных куполовидных дюн [57].

Междюнные участки среди береговых дюн Бразилии сложены горизонтально слоистыми, а также косослоистыми песками, подобными тем, которыми сложены близрасположенные подвижные дюны (фиг. 10). Отложения с подобной текстурой представляют собой останцы ранее существовавших эродированных дюн, перемещавшихся по дюнному полю. Перекрещивающиеся серии песка свидетельствуют об изменениях в ориентировке кривых поверхностей соскальзывания песка, что было вызвано либо изменениями в направлении ветра, либо неравномерным напластованием кривых передовых пластов.

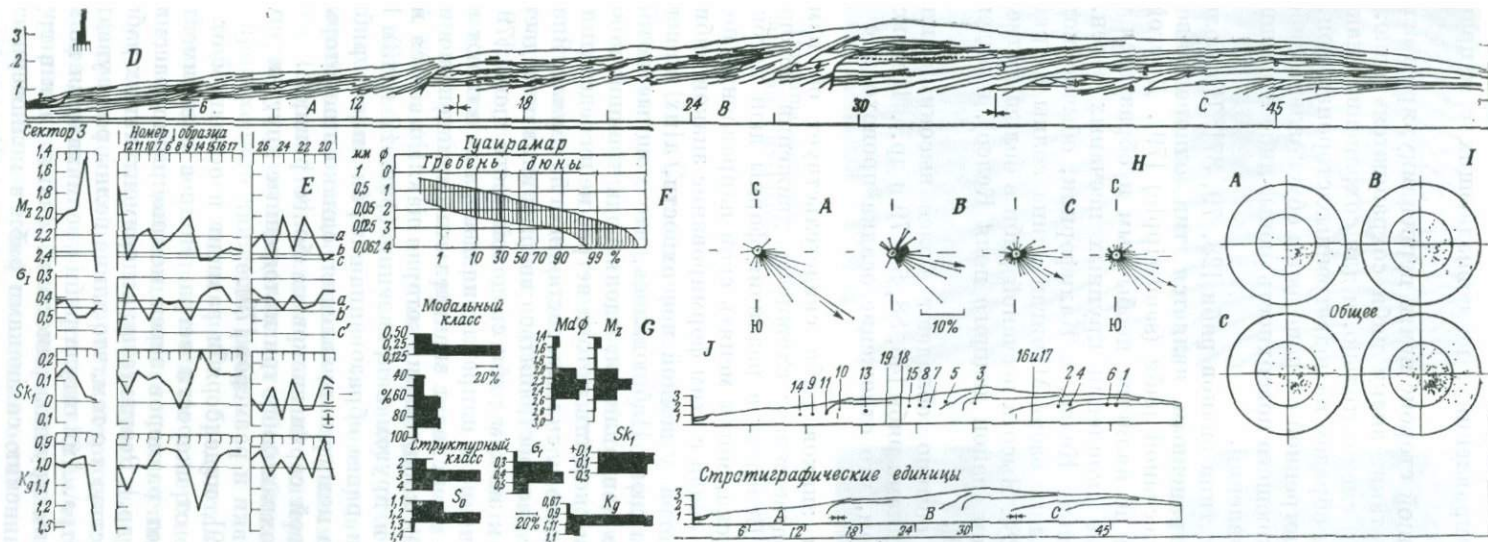
Текстуры гряд пляжевых дюн. Отложения гряд пляжевых дюн являются переходными между пляжевыми и дюнными песками. Гряда пляжевой дюны представляет собой очень низкий, сравнительно широкий и округлый гребень, протягивающийся параллельно береговой линии (фиг. 11). Она отделена от пляжа низким уступом, однако часто резкой границы между этими формами не наблюдается. Переходная зона, там где она имеется, по периферии покрыта скудной растительностью, представленной ассоциацией *Гротоеа*.

Дующие с моря ветры несут во внутренние районы суши к передовым дюнам и участкам развития дюн песок пляжей. Сначала песок частично скапливается у уступов или же в зоне, переходной между пляжем и грядой пляжевой дюны. Частично песок отлагается на гребне пляжевой дюны (в целом в пределах передовой дюны), а частично на насыпной гребневой дюне. Типичные текстуры этих отложений, изученные в двух районах пляжа Прайа-ди-Лесте в Паране, Бразилия, показаны на фиг. 11.

Знаки ветровой ряби. Знаки ветровой ряби сохраняются в древних эоловых песчаниках не часто. Они отмечены в песчаниках Ботукату в Бразилии [50] и в различных палеозойских и мезозойских песчаниках на плато Колорадо в виде параллельных асимметричных знаков волнистой формы с классификационными индексами ¹ от 20 до 50 [71]. Хребтики и углубления между ними субпараллельны направлению падения поверхностей косых слоев [55, 56]. Характерной особенностью знаков ряби является высокий индекс и их ориентировка относительно направления косой слоистости [71].

Большинство знаков ряби образуется на наветренных склонах дюн. Их ориентировка зависит от того, на какой стороне дюны они образовались, так как их хребтики и углубления обычно перпендикулярны местному направлению ветра. В связи с тем что неровности рельефа обуславливают постоянное изменение направления ветра, в пределах дюнного поля на поверхности дюн отмечаются зоны с самыми различными направлениями знаков ряби. Кроме того, знаки ряби большей частью образуются в результате действия слабых

¹ Индекс ряби — отношение длины волны ряби к амплитуде. — Прим. перев.



Фиг. 11. Текстуры отложений пляжевых дюн в Гуаирамар, Прайа-ди-Лесте.

A — B — C — поперечный профиль гребня пляжевой дюны, протгивающегося параллельно преобладающему направлению ветра (ЮВ — СЗ); детально показаны текстурные особенности отложений. D — гребень пляжевой дюны в целом; показаны основные стратиграфические единицы. На профиле на участке A показаны два миниатюрных уступа; тот, который виден в левой части разреза, по существу представляет собой современную береговую линию. Уступ в правой части разреза, так же как и другой, показанный на участке B, образован скоплением остатков организмов, они зафиксировали положение некогда существовавшей береговой линии и момент отступления моря. На диаграмме E показаны средние значения M_z , σ_1 для дюн Гуаирамар, дюн Прайа-ди-Лесте и пляжевых отложений Прайа-ди-Лесте, показанных прямыми линиями, носящих соответственно индексы a, b и c. Номер сектора соответствует одной из стратиграфических единиц. На диаграмме F показано поле всех кумулятивных кривых гранулометрического анализа. Диаграмма G отражает распределение размеров зерен. Роза-диаграмма H дает представление о направлениях падения косых слоев и результирующий вектор для каждого разреза и для всей гряды пляжевой дюны. I — на стереосетках показано залегание косой слоистости для каждого участка разреза и в целом для всего разреза. J — места изготовления пленочных монолитов, показанных ниже на фиг. 19 и 20. Все цифры, отмеченные точками, соответствуют монолитам, параллельным преобладающему направлению ветра. Цифры 16, 17, 18 и 19 относятся к монолитам, которые перпендикулярны преобладающему направлению ветра. На нижнем профиле дано положение нескольких стратиграфических единиц.

ветров, которые дуют в направлениях, не совпадающих с направлением преобладающего ветра.

Знаки ряби на наветренной стороне почти перпендикулярны основному направлению ветра; однако такие знаки ряби сохраняются редко. Благоприятные для захоронения, а следовательно, и для сохранения знаков ряби условия существуют главным образом на подветренных сторонах дюн. Ориентировка знаков ряби на подветренной стороне дюны обусловлена либо отклонениями потока ветра, обтекающего поверхность дюны, либо временным действием ветров других направлений.

Выявлено два основных типа знаков ряби [28, 79, 87]. Наиболее часто встречающимся и распространенным является тип однородно-зернистой (uniform-grained) [28] или песчаной ряби (sand-ripple) [79]. Другой тип — гранулярные знаки — ряби не является необычным и образуется там, где имеются местные остаточные скопления крупных песчаных зерен. Длина волны песчаной ряби в районе Келсо, в Калифорнии, обычно колеблется от 7,6 до 15 см [79], а в районе озера Мичиган длина волны в прибрежной дюне составляет 5—10 см [28]. Высота песчаной ряби в большинстве случаев колеблется между 0,5 и 1 см (район дюнного поля Келсо), а индекс ряби, как правило, больше 18 [79].

Ветровые знаки ряби обычно обладают более высокими индексами по сравнению с водными знаками ряби [43, 88, 54, 79 и др.]. Индексы меньше 15 свидетельствуют о том, что отложение осадка происходило под водой [54].

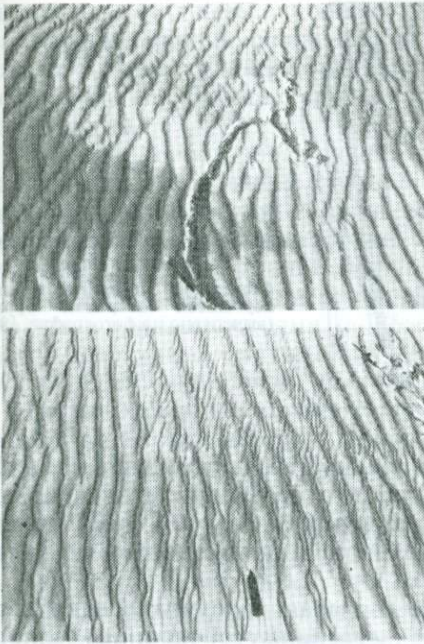
Различная ориентация знаков ряби свидетельствует об изменениях в направлении ветра и подтверждает сложность движения потоков ветра у поверхности земли [79]. Вследствие различия формы дюн потоки ветра, обтекающие поверхность песка, могут менять свои направления по отношению друг к другу на 90° . В связи с этим формирование знаков ряби зависит от направления потока ветра у земной поверхности, а их ориентировка частично зависит от формы дюн. Наблюдалось, что мощные потоки ветра дули в продольном к дюне направлении, вдоль подветренной поверхности поперечной дюны; при этом скорость потока ветра, непосредственно поднимавшегося вверх по наветренному склону, составляла 56 км/час. Знаки ряби, следовательно, могут также распространяться вверх и вниз по подветренному склону под прямым углом к знакам ряби сводовой части дюны [79].

Незначительные отклонения в направлениях ветра не влияют на ориентировку ряби [79], но если происходят значительные изменения в направлении ветра, образуется новая серия ряби, которая накладывается на предыдущую, ориентированную в другом направлении (фиг. 12 и 13). В течение короткого отрезка времени ранее образованная серия знаков ряби обычно разрушается потоком ветра нового направления, однако в некоторых местах происходит наложение новой серии знаков на более раннюю.

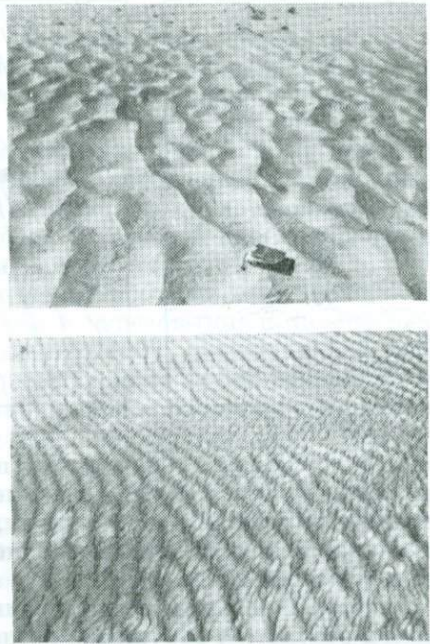
В некоторых местах сохранились три наложенные друг на друга серии ряби различной ориентировки и размеров [79].

По мнению Шарпа [79], индекс ряби зависит в основном от размеров и состава зерен, а также от скорости ветра. Вопрос зависимости формы и размеров знаков ряби от размеров зерен неоднократно рассматривался в печати [25, 19, 4, 55, 79 и др.]. Результаты экспериментальных работ и полевых наблюдений свидетельствуют о том, что длина волны ряби увеличивается с увеличением скорости ветра. Амплитуда ряби увеличивается по мере того, как осадки становятся более крупнозернистыми. Знаки ряби в грубозернистом песке крупнее по сравнению со знаками ряби в мелкозернистом песке [35, 25, 79] и характеризуются более низким индексом. Изменение величины этого индекса находится в обратной зависимости от размеров зерен и скорости ветра.

Внутреннее строение знаков ряби в дюнах Келсо, Калифорния, изуча-



Фиг. 12. Типичные ветровые знаки ряби береговых дон Риу-Гранди-ду-Сул.



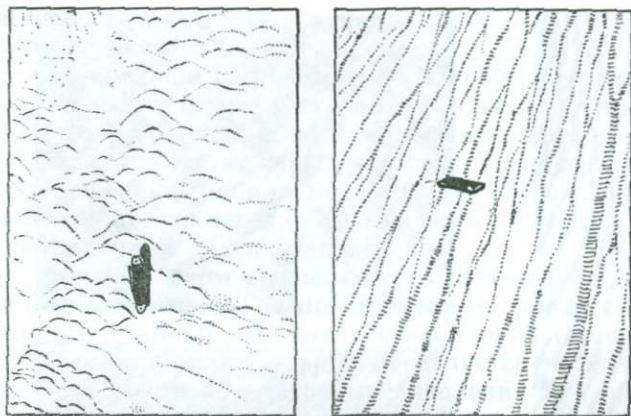
Фиг. 13. Ветровые знаки ряби в грубозернистых песках, развитых на участках между дюнами. Береговые дюны Риу-Гранди-ду-Сул.

лось Шарпом [79]. Согласно результатам его исследований, песок со знаками ряби является относительно крупнозернистым и залегает на твердом и обычно с гладкой поверхностью субстрате, который представлен мало мощными прослоями более тонкозернистого песка. Большая часть знаков ряби характеризуется однородностью строения, и какие-либо текстурные особенности в них отсутствуют; однако некоторым из них присуща слоистость передовых слоев, сложенных мелкими зернами песка, которые, по утверждению Шарпа, отлагались в периоды, когда скорость ветра уменьшалась.

В ветровой ряби самые крупные зерна песка концентрируются на хребтиках [26, 88, 5, 64]. «На песчаной ряби дюны Келсо, — пишет Шарп [79], — вверх по наветренному склону, к ее своду, отмечается увеличение количества крупных зерен. Увеличение же размеров зерен не столь заметно». Подветренный склон сложен одинаково крупными зернами. Согласно представлениям Шарпа [79], мелкозернистый материал в углублениях между хребтиками по существу представляет собой обнаженную часть субстрата, по которому происходило движение ряби.

При слабом ветре знаки ряби образуются в больших количествах на поверхности дюн и не образуются на поверхностях, явно подверженных процессам эрозии или гравитационного накопления. Они чаще распространены на аккумулятивных, чем на эрозионных поверхностях [79]. Знаки ряби начинают формироваться при скорости ветра около 10,9 км/час, однако, если скорость ветра достигает приблизительно 32 км/час, знаки ряби исчезают [28].

Гранулярные знаки ряби основательно отличаются от знаков песчаного типа. Они представляют собой скопления остаточных зерен, размеры которых в основном больше 1 мм. В дюнах Келсо, Калифорния, они приурочены к углублениям на наветренных склонах или же к промоинам стремнин, где интенсивные процессы ветровой эрозии привели к скоплению остаточных зерен, размер которых в диаметре 1—3 мм [79]. Эти ветровые знаки ряби



Фиг. 14. Фестончатые текстуры, образовавшиеся при обрушении песка.

Обнажены поверхности, подвергшиеся ветровой эрозии (вычерчено по фотографии [81]).

имеют более неправильную форму по сравнению с песчаными знаками ряби. Они обычно имеют остроконечные формы, что особенно характерно для вытянутых в цепочку серповидных, бархановидных знаков [79]. Гранулярные знаки обычно отличаются от песчаных знаков наличием хорошо развитого передового слойка [79].

Текстуры поверхности сползания. Фестончатая текстура осадка образуется в результате обрушения песка на подветренной стороне и проявляется на почти горизонтальных поверхностях в виде повторяющихся отрезков кривой с длиной волны 7—25 см и амплитудой 2—5 см (фиг. 14) [81]. Каждый фестон «состоит из грубозернистого однородного песка, не имеет четко видимых текстурных особенностей и оконтуривается тонким слоем мелких темных зерен» [81]. Темный материал скапливается вдоль поверхности соскальзывания открытого U-образного желоба, который образуется в передней части гряды обрушившегося песка.

Текстурные особенности в основном обусловлены наличием крупнозернистого материала; этот материал, заполнивший желоба, состоит из принесенного ветром песка, который скапливается в верхней части поверхности соскальзывания [81]. Процесс образования тел с такой текстурой повторяется вслед за новым обрушением песка. Зубцы можно увидеть не часто, так как они образуются в самой верхней части поверхности соскальзывания и поэтому сохраняются очень редко [81]. Эти текстуры, по-видимому, встречаются в отложениях дюн чрезвычайно редко.

Слоистость смятия. Почти одновременные с осадконакоплением деформации в результате обрушения и оползания передовых пластов дюны вниз по склону характерны для береговых дюн южной части Бразилии [8] и в определенной степени присущи также большинству других типов дюн. В дюнах Уайт-Сандс эта текстура представлена волнистыми и перемятыми слоями, которые залегают среди крутопадающих передовых слоев вблизи центральных частей дюн [57].

Наблюдается несколько форм смятия пластов. В основном отмечают неравномерный характер смятости слоев и отсутствие какой-либо системы в расположении складок, которые иногда сопровождаются разрывами. Это смятие слоев происходит под действием силы тяжести одновременно с накоплением осадка или несколько позже и представляет собой одну из наиболее характерных особенностей отложений, слагающих верхнюю часть поверхностей соскальзывания в некоторых дюнах.

Слоистость смятия в береговых дюнах. В прибрежных дюнах Прайвди-Лесте смятые слои залегают между недеформированными. Смятию большей частью подвержены одновременно несколько пачек слоев. Возникшие в результате смятия текстуры кажутся хаотичными. Очень характерны

складки и разрывы. Разорванные слои образуют брекчии, состоящие из нагромождения скатившихся или обвалившихся разрозненных масс рыхлого песка. Такие текстуры смятия встречаются в больших количествах вокруг кромок бывших дюн, которые впоследствии превратились в насыпные гряды.

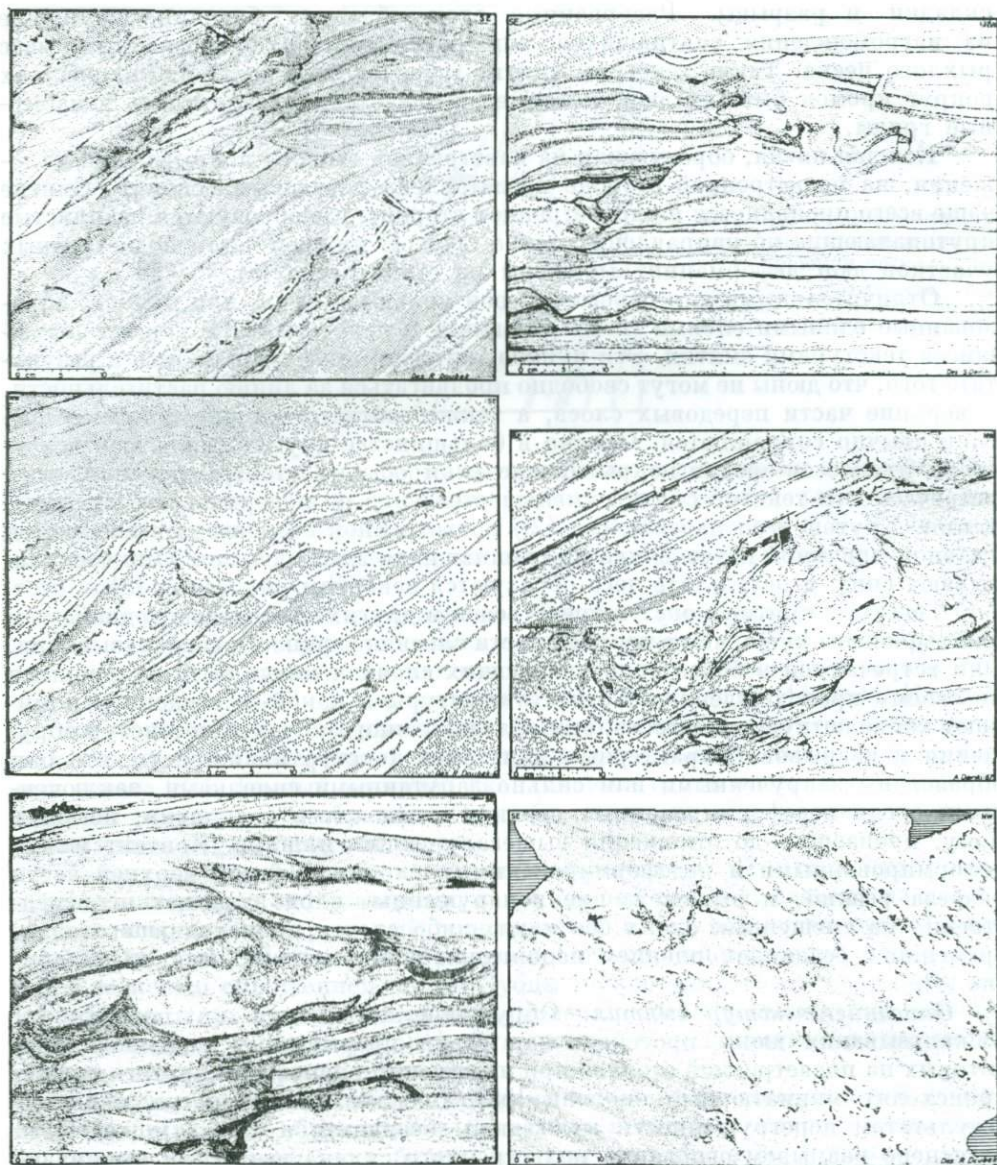
Каждая пачка, образующая на наветренной стороне покрывающие отложения, на подветренной стороне представлена передовыми слоями. Смятие чаще всего проявляется на подветренной стороне, где образуются извилистые крутопадающие по направлению ветра слои. В нижней части подветренных участков дюн деформации выражены не столь четко [8].

Отличительными для береговых дюн являются арки, или купола, образованные едиными слоями (покрывающими и передовыми) и характеризующиеся текстурами смятия. Эти купола, по-видимому, сохранились в результате того, что дюны не могут свободно продвигаться за линию растительности, и верхние части передовых слоев, а также соответствующие покрывающие слои обычно сохраняются. Однако в большинстве других типов дюн вследствие процессов эрозии покрывающие слои обычно отсутствуют и частота встречаемости текстур смятия уменьшается вниз по поверхности соскальзывания. Крутой угол падения (до 42°) подветренной стороны дюны является главной причиной неустойчивости скопившихся здесь осадков. Они соскальзывают вниз, в результате чего образуются текстуры оползания [8].

Текстуры смятия могут встречаться и в других частях дюн, однако там они выражены хуже, чем в верхней части слоев поверхности соскальзывания. Они встречаются в более пологопадающих слоях и могут быть различными по своему происхождению. Хотя эти текстуры в какой-то степени напоминают конволютную слоистость, они обладают многими чертами текстур обрушения и разрывов. Характерным для таких текстур является то, что они образованы закрученными или сильно запутанными складками, заключенными среди недеформированных слоев. Смятие слоев в складки, по-видимому, произошло до отложения вышележающих пластов. Контакт между деформированными и недеформированными слоями в самой верхней части разреза резкий, и вышележащие ненарушенные слои залегают непосредственно на смещенных слоях без каких-либо следов происходившего одновременно с осадконакоплением надвигания одних мягких осадков на другие [8].

Описание текстур смятия. Обрушение отложений по поверхности соскальзывания дюны протекает как серия прерывистых подвижек, при которых на подветренной стороне при нарушении равновесия крутого склона происходят миниатюрные оползни [55]. Соскальзывание песка является результатом перегруженности края дюны осадками, а также может быть объяснено размывом основания подветренного склона дюны или неожиданным, случайным возрастанием веса, связанным, например, с передвижением по сводовой части дюны животного. При рассмотрении плана строения подветренного склона, связанного с процессами оползания, видно, что в обрушившейся массе осадков проявляется серия разнообразных неровных линий (следы оползания), которые в общем протягиваются параллельно направлению падения склона [55].

Опыты с сухим песком показали, что при оползании образуется бесконечное множество самых разнообразных текстурных форм и деталей [55]. При частичном перекрытии толщ обрушающихся осадков образуются тела сложной формы, ограниченные почти параллельными линиями. При пропитывании песка влагой тумана или росы на песке образуется корка различной толщины, препятствующая проникновению в него влаги. Обрушение отложений приводит к разламыванию корки на комковатые или неправильной формы тонкие закрученные песчаные куски и корковидные обломки. Такие результаты были получены при опытах с высушенным песком [55]. Если дюна



Фиг. 15. Пленочные монолиты (sand peel plates) вертикальных срезов (стенок), параллельных преобладающему направлению ветра.

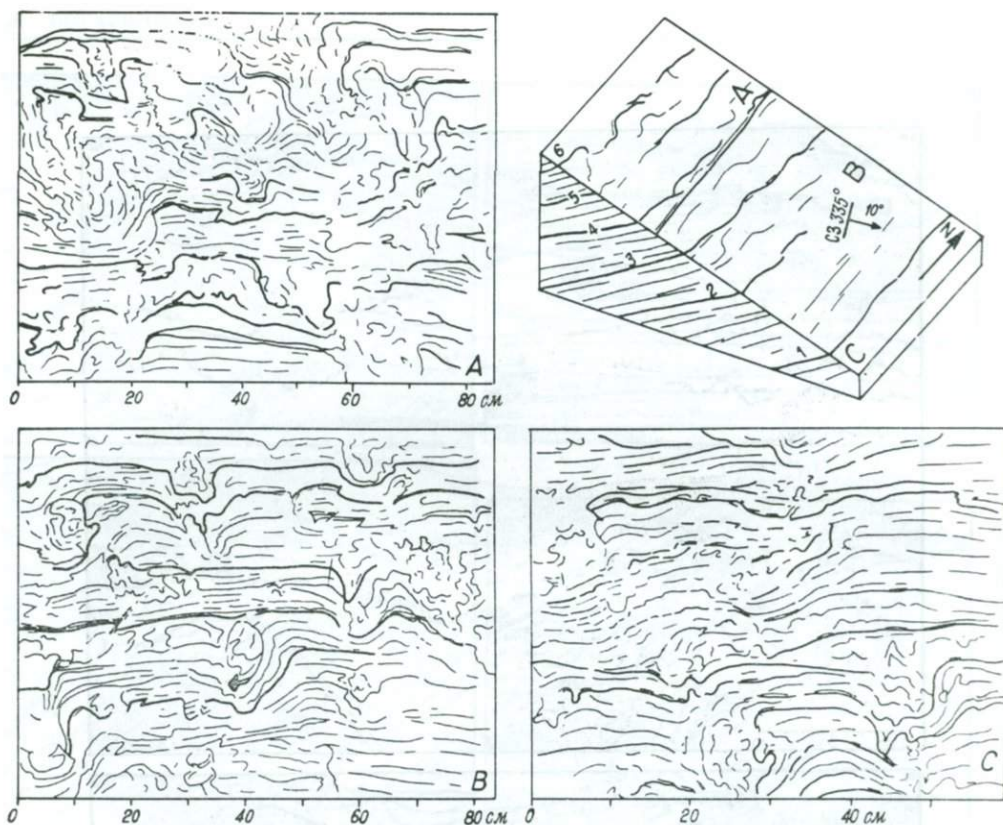
Текстуры смятия являются в основном результатом обрушения песка. Насыпная грядовая дна Порту-Нову, Прайа-ди-Лесте, Парана [8].

основательно пропитана водой, при обрушении образуются миниатюрные уступы.

При изучении насыпных грядовых дон в Порту-Нову, в Бразилии [8], на вертикальных поверхностях, параллельных (фиг. 15) и перпендикулярных (фиг. 16) преобладающему направлению ветра, а также на горизонтальной поверхности пачек (фиг. 17 и 18) были изготовлены пленочные монолиты (sand peel) текстур смятия [8]. На некоторых рисунках хорошо видны сложные текстуры отложений, образовавшиеся в результате обрушения на подветренной стороне дюны. Пленочные монолиты, параллельные среднему направлению ветра, осложнены многочисленными складками и разрывами.

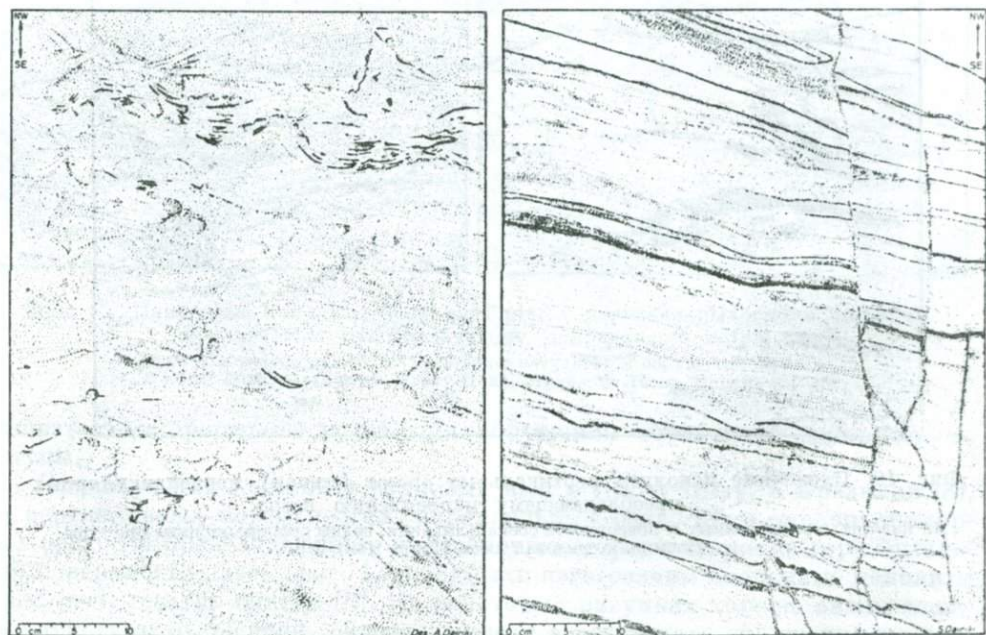


Фиг. 16. Пленочные монолиты вертикальных срезов (стенок), перпендикулярных преобладающему направлению ветра.
 На пластах, приуроченных к поверхности соскальзывания, видны деформационные текстуры.
 Насыпная грядовая дюна Порту-Нову [8].



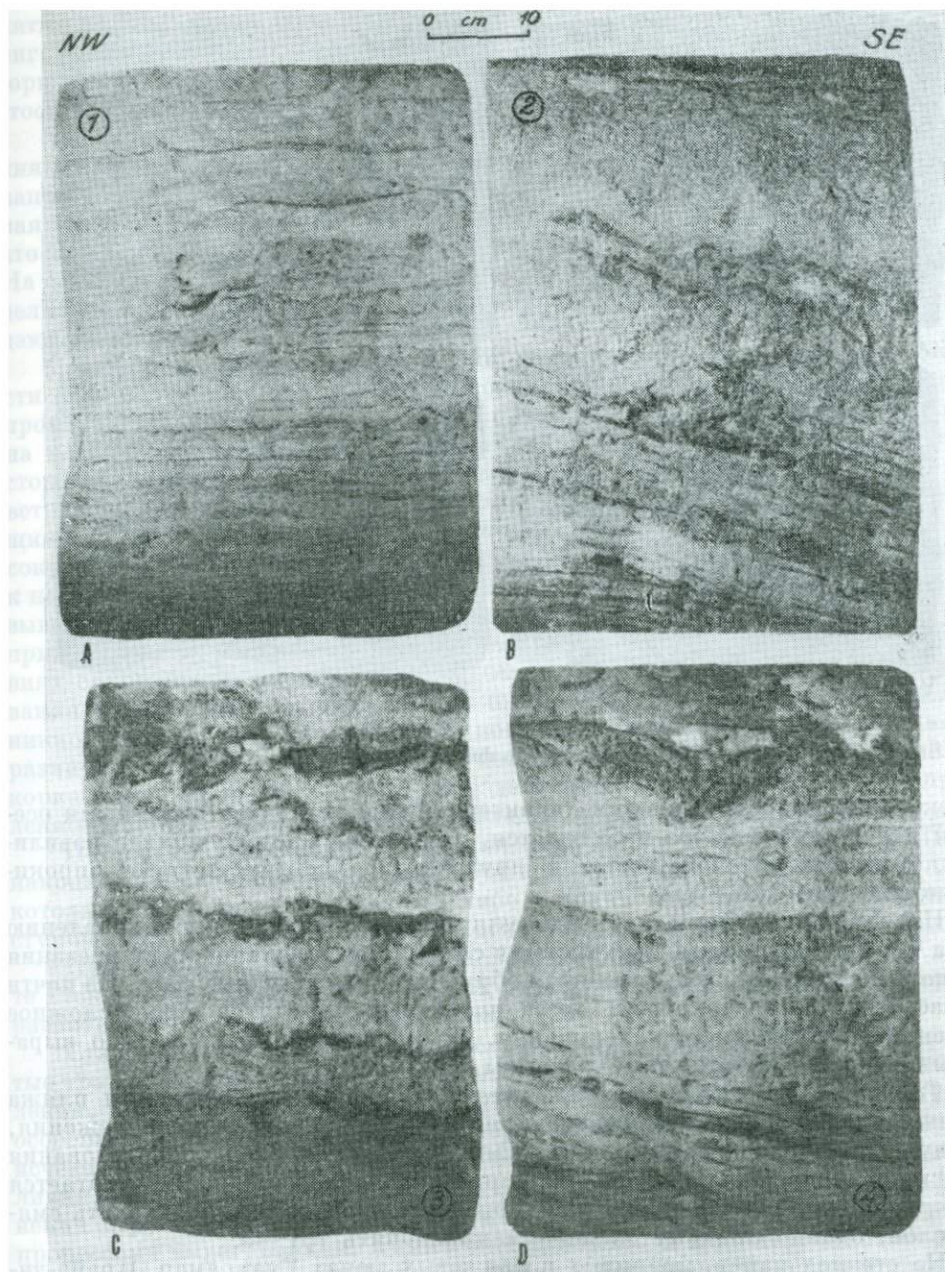
Фиг. 17. Деформационные текстуры в отложениях береговых дюн районов Аракажу, Сержиши.

A, B и C — изображение (в плане) деформаций поверхности соскальзывания, которые видны на блок-диаграмме.



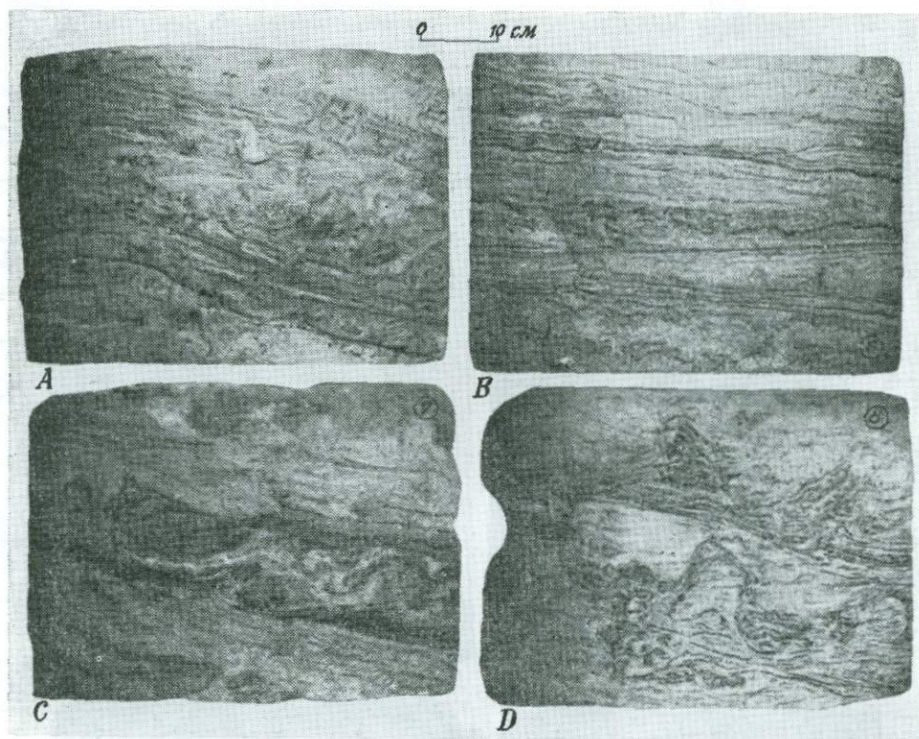
Фиг. 18. Пленочные монолиты деформационной текстуры (слои поверхности соскальзывания).

Насынная грядовая дюна Порту-Нову [8].



Фиг. 19. Пленочные монолиты слоистости и деформационных текстур в грядках пляжевых дюн Гуаирамар.

Пленочные монолиты параллельны преобладающему направлению действия ветра. Места взятия пленочных монолитов в дюне показаны на фиг. 11; образцы 1—4.



Фиг. 20. То же, что на фиг. 19; образцы 5—8.

В некоторых разрезах складки характеризуются почти вертикальными осевыми поверхностями: это наблюдается, например, в отложениях с извилистой, конволютной слоистостью. В других разрезах присутствуют опрокинутые складки.

Пленочные монолиты, перпендикулярные преобладающему направлению ветра, в основном сложены волнистыми слоями или имеют текстуру врезания и заполнения, указывающую на края обрушившихся песчаных масс. На почти горизонтальных поверхностях среза пленочных монолитов видно сложное строение поверхности соскальзывания. Во многих образцах хорошо выражены складки, в некоторых — разрывы (фиг. 18).

Текстуры деформации гряд пляжевых дюн. Для верхней части пляжа и пляжевых дюн характерны очень неправильно наслоенные отложения, чередующиеся с нормально слоистыми. Беспорядочность напластования объясняется в основном тем, что приносимый ветром песок отлагается на неровной поверхности. В этих отложениях часто можно наблюдать смятые слои, однако причину их деформации понять трудно.

На стенках канав, прорытых в пляжевых дюнах Гуаирамар, Прайа-ди-Лесте, было обнаружено, что серии песчаных корок развивались на плоскостях, ориентированных как параллельно (фиг. 19), так и перпендикулярно преобладающему направлению ветра. Слоистость смятия характерна для пологопадающих и для пластов, имеющих умеренные углы падения. Она встречается в тонкозернистых и грубозернистых отложениях.

На фиг. 20, B показаны эрозионная поверхность и текстуры, включая слоистость смятия, встречающиеся в подножии уступа. Слои, скопившиеся у уступа, характеризуются средними и крутыми углами падения; эта особенность строения осадка, а также нарушение пластов, как видно на фотографии, и наклонные ходы, прорытые зарывающимися крабами и впослед-

ствии заполненные песком (нижний левый угол фиг. 20, В), наглядно показывают, что представляет из себя слоистость смятия. Некоторые перемытые пласты, кроме того, встречаются вместе с палеопочвой (нижняя часть фиг. 20, А, фиг. 19, D). В слоях со средними углами наклона и даже в почти горизонтальных наблюдается отчетливая извилистая (конволютная) слоистость (фиг. 19, А — С).

Интерпретация текстур смятия. Несмотря на то что текстуры оползания характеризуются несимметричным строением, по ним можно установить направление оползания. Преобладающая ориентировка осей складок и сильная смятость осадка, являющаяся результатом его оползания, указывают, что осадки сползали вниз по склону под прямым углом к нему [42, 63]. На основании размещения в осадке текстур того или иного типа можно определить положение поверхности соскальзывания, а следовательно, и преобладающее направление ветра [8].

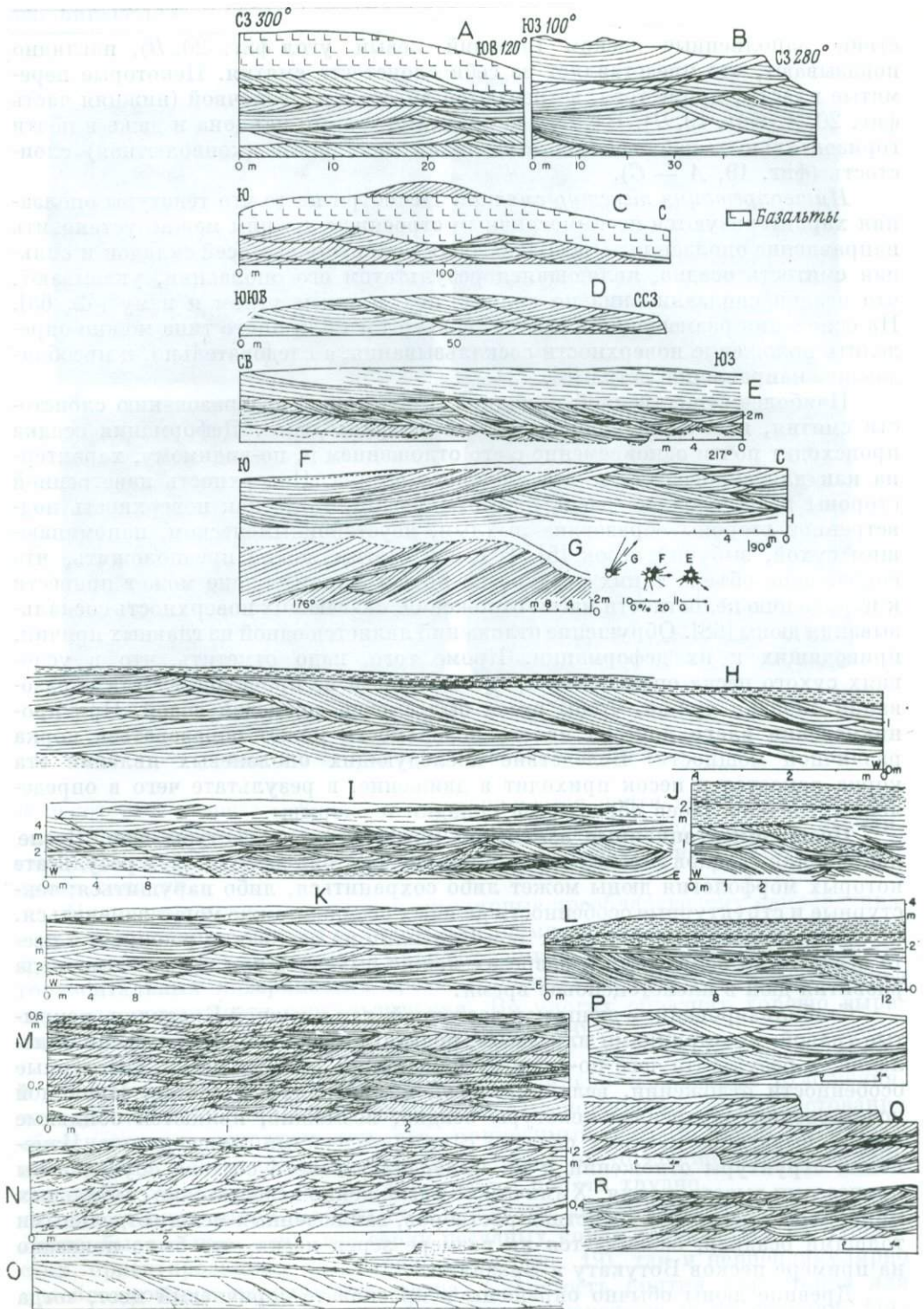
Наиболее существенной причиной, приводящей к образованию слоистости смятия, является слишком крутой профиль дюны. Деформация осадка происходит почти одновременно с его отложением и, по-видимому, характерна как для сухого, так и для влажного осадка. Поверхность наветренной стороны дюны сложена очень плотным песком, тогда как поверхность подветренной стороны образована рыхлым, неустойчивым песком, напоминающим сухой, зыбучий песок [5]. В связи с этим можно предположить, что сокращение объема таких осадков на подветренном склоне может привести к нарушению целостности массы отложений, слагающих поверхность соскальзывания дюны [68]. Обрушение отложений является одной из главных причин, приводящих к их деформации. Кроме того, надо отметить, что в условиях сухого песка оползневые процессы иногда не происходят. Для образования оползня нужно, чтобы песок был смочен дождевой водой. При проникновении влаги в песок на его поверхности может образоваться корка различной мощности. Вследствие последующих оползневых явлений эта корка ломается и песок приходит в движение, в результате чего в определенных пачках слоев образуются складки и разрывы.

Постседиментационные изменения морфологии и текстуры дюн. После накопления осадков золотые пески претерпевают ряд изменений, в результате которых морфология дюны может либо сохраниться, либо нарушиться; текстурные и структурные особенности дюнных осадков также могут измениться.

При изучении прибрежных дюн Бразилии на основании различия в цвете песка и его положении в разрезах можно выделить три крупных периода развития дюн в плейстоценовое время.

Стабилизированные дюны как восточной, так и южной Бразилии, покрытые травой, кустарниками или лесом, подвергались различной степени окисления, в результате чего по-разному изменялись цвет их песка, текстурные особенности отложений, величина зерен и минеральный состав. Причиной исчезновения внутренней текстуры осадка, возможно, являются обильные ливни, выпадение которых связано с климатическими изменениями. Изменения структуры отложений и их минералогического состава обусловлены процессами выветривания. Химическое разложение недостаточно стабильных минералов в результате действия растворов, заключенных между отдельными толщами осадков, сказывается на размере зерен песка, что было показано на примере песков Ботукату в Бразилии.

Древние дюны обычно окрашены в красновато-коричневый цвет, тогда как более современные дюны характеризуются коричневатой-желтой окраской. Дюнные пески и пески валов побережья Мексиканского залива характеризуются тремя стадиями окисления [73]. Изменение цвета этих песков приблизительно соответствует изменению цвета песков дюн Бразилии. Светлый красно-коричневый цвет Альгодонских дюн в Калифорнии обусловлен тем, что от 25 до 60% зерен песка покрыто налетом окиси железа, на основании



Фиг. 21. Седиментационные текстуры песчаника Ботукату и некоторых других песчаных отложений.

Текстуры песчаника Ботукату: А — разрез, проходящий под углом 60° к преобладающему направлению ветра (железная дорога Риу-Клару — Сан-Карлос, Сан-Паулу); В — разрез, близкий к перпендикулярному к преобладающему направлению ветра, карьер «Асфальту-Паулиста-Бетумита», Сан-Паулу,

чего можно, по-видимому, судить о возрасте дюн [64]. В окрестностях Грантса, штат Нью-Мексико, а также недалеко от Санта-Марии на побережье Южной Калифорнии и на острове Сан-Николас у побережья Южной Калифорнии встречаются разнообразные дюны; самые древние из них имеют наиболее темную окраску [18].

Сохранившиеся в песчаниках текстуры эолового происхождения. Толща эоловых песчаников плато Колорадо в юго-западной части США сложена косыми сериями средней и значительной мощности, относящимися к клиновидно-плоскостному и параллельно-плоскостному типам. Считается, что такие текстуры формировались в отложениях поперечных и барханных дюн. Показанные в графическом виде направления косой слоистости, располагающиеся в секторе с углом менее 120° , свидетельствуют о том, что песок приносился ветрами, дувшими в одном направлении. Графики частоты распространения направлений падения имеют одномодальный характер (unimodal distribution) и в основном отражают значительное постоянство направлений падения или же небольшие расхождения в этих направлениях [71]. Каких-либо данных о текстурах продольных дюн неизвестно, так как ни в одном из изучавшихся районов не зафиксировано двух отчетливых направлений падения слоев, отлагавшихся под углом 180° относительно друг друга.

В некоторых пачках эоловых песков встречается мультислойный тип косой слоистости. Считается, что такая текстура образуется в результате выдувания отложений на некоторых участках и их последующего заполнения песком, что связано с изменением скорости ветра [71]. Местами встречается также и простой, неэрозионный тип косого напластования, формирование которого проходило в период постоянного отложения осадков при изменении силы и (или) направления ветра.

Одной из наиболее характерных черт строения песчаников Ботукату и Самбайба в Бразилии является наличие типично эоловой косой слоистости, которая представлена в основном клиновидными сериями слоев большой и средней мощности и обычно интерпретируется как образование поперечных и барханных дюн. В некоторых геологических разрезах размеры серий варьируют от небольших до значительных; это свидетельствует о значительной разнице в размерах дюн [12]. Песчаники характеризуются косой слоистостью клиновидно-плоскостного и параллельно-плоскостного типов (фиг. 21). Анализ замеров элементов залегания 3520 серий косых слоев в песчаниках Ботукату и 187 в песчаниках Самбайба, в северной Бразилии, свидетельствует о том, что падение склонов дюн не превышает 35° (табл. 2). Обычными являются углы падения около 20° . Средний угол падения косой слоистости песчаников Ботукату составляет $20,3^\circ$; при этом наиболее часто наблюдаются углы $14-16^\circ$ и $20-22^\circ$. Средний угол падения слоев в песчаниках Самбайба составляет $19,5^\circ$.

Типичные текстуры, развитые в песчанике Ботукату, показаны на фиг. 21.

С — разрез, параллельный преобладающему направлению действия палеоветров, в выемке железнодорожного полотна в Сьерра-ди-Ботукату, Сан-Паулу; *D* — разрез, почти параллельный преобладающему направлению действия палеоветров, 221 км от железной дороги Риу-Клару — Сан-Карлос; *E* — разрез, почти перпендикулярный направлению местных палеоветров в окрестности Паула-Фрейтас, штат Парана; *F* — разрез, почти перпендикулярный направлению местных палеоветров, 293 км от шоссе Мафра — Лажис, Санта-Катарина; *G* — разрез, проходящий под углом 45° к направлению действия палеоветров, Санта-Мария, Риу-Гранди-ду-Сул (от *A* до *D* — по [1]; от *E* до *G* — по [15]).

Текстуры отложений формации Риу-ду-Расту: *H*, *I*, *J*, *K* и *L* — поперечные разрезы, обозначения во врезках шоссе Сан-Матеус-ду-Сул — Униан-да-Витория, Парана [15]. *M* — косослоистая текстура плейстоценовых отложений разветвленных рек (много проток — braided stream), долина реки Игуасу в районе Убераба, Парана, разрез приблизительно перпендикулярен направлению транспортировки песка (9); *N* — разрез, перпендикулярный направлению транспортировки песка, плейстоценовые отложения разветвленных рек Убераба [9].

Текстуры девонских песчаников бассейна реки Парнаиба: *O* — поперечный разрез через толщу песчаников формации Сьерра-Гранди, наклон косой слоистости параллелен направлению транспортировки песка, шоссе Пикус — Жайкос, Пиану; *P* и *R* — косая слоистость песчаной формации Пиментейра в разрезе, параллельном направлению транспортировки близ Гросус, Пиану; *Q* — крестовая слоистость пластов формации Кабесас (перекрывающие отложения формации Пиментейра) в разрезе, параллельном направлению переноса, в 5 км к западу от Пикус, Пиану (от *O* до *R* — по Вигарелла и др., 1965).

Элементы залегания косослоистых пластов в песчаниках Ботукату
и в эоловых песчаниках формации Самбайба в Пиауи

Местоположение и наименование отложений	Количество измерений	Средний азимут падения	Коэффициент постоянства направления падения	Максимальный угол падения	Средний угол падения
<i>Песчаники Ботукату</i>					
Мату-Гросу—Гояс	317	ЮЗ 187°	0,61	33°	20,2°
Минас-Жерайс	220	ЮЗ 187°	0,39	33°	19,6°
Сан-Паулу	676	ЮЗ 199°	0,33	33°	20,3°
Северная Парана	314	ЮЗ 245°	0,27	32°	19,6°
Южная Парана	355	СЗ 351°	0,18	33°	19,5°
Парана	669	СЗ 287°	0,15	33°	19,5°
Санта-Катарина	391	СВ 80°	0,45	33°	19,5°
Риу-Гранди-ду-Сул	615	СВ 64°	0,53	33°	20,8°
Уругвай	344	СВ 79°	0,71	33°	21,2°
Окрестности Паула-Фрейтас, Парана	94	ЮВ 126°	0,24	30°	16,6°
Новое шоссе, Санта-Мария (Риу-Гранди-ду-Сул)	50	СВ 41°	0,94	35°	26,3°
<i>Парагвай</i>					
Близ Йоху	41	ЮВ 157°	0,87	27°	17,7°
Индепенденсия	28	СЗ 312°	0,57	15°	15,9°
Тринидад (Энкарнасьон)	98	СЗ 346°	0,46	30°	20,2°
По Парагваю в целом	167	СЗ 354°	0,52	30°	18,8°
<i>Эоловые песчаники формации Самбайба</i>					
Регенерасио, Натал и район Барро-Дуро	41	СЗ 278°	0,66	33°	18,0°
Район Регенерасио—Амаранте	19	СЗ 298°	0,98	26°	20,9°
Амаранте	54	СЗ 308°	0,67	29°	16,5°
Южный Амаранте	73	СЗ 290°	0,81	30°	20,5°
Для формации в целом	187	СЗ 293°	0,74	33°	19,5°

Критерии выявления в песчаниках текстур эолового происхождения. Песчаники, образовавшиеся в различных условиях осадконакопления, могут характеризоваться сходными текстурными особенностями. При распознавании обстановок осадконакопления определенную помощь оказывает изучение текстур, а также некоторых структурных особенностей.

В целом эоловые песчаники отличаются лучшей сравнительно с субаквальными отсортированностью. По некоторым структурным и текстурным особенностям субаквальные песчаники формации Рагу пермского возраста в Бразилии весьма близки к эоловым осадкам. Однако непосредственная близость к ним толщ алевролитов и аргиллитов, иногда переслаивающихся с песчаниками, свидетельствует о неэоловом, субаквальном происхождении этих пластов (фиг. 21, *H, I, K и L*).

Некоторые косослоистые песчаники формации Пиментейра девонского возраста в Бразилии представлены почти однородным тонкозернистым песком, текстурные особенности которого очень напоминают текстуры эолового типа (фиг. 21, *P, Q, R*). О неэоловом характере этих текстур можно судить по наличию зон развития гравия, в которых содержатся хорошо окатанные гальки, хотя, возможно, эта галька представляет собой остаточные образования.

Косослоистые серии с вышуклой кверху поверхностью обычно характерны для некоторых типов дюн, например для параболических и насыпных гряд, и свидетельствуют об их эоловом происхождении. Однако подобные, вышуклые кверху, косые слои встречаются также в субаквальных осадках, например в девонских отложениях формации Сьерра-Гранди, в Бразилии (фиг. 21, *O*). Заключение о неэоловом происхождении этого песчаника основывается на том, что он характеризуется плохой сортированностью зерен таблитчато- и параллельно-плоскостным типом, косой слоистости и вышуклыми кверху слоями.

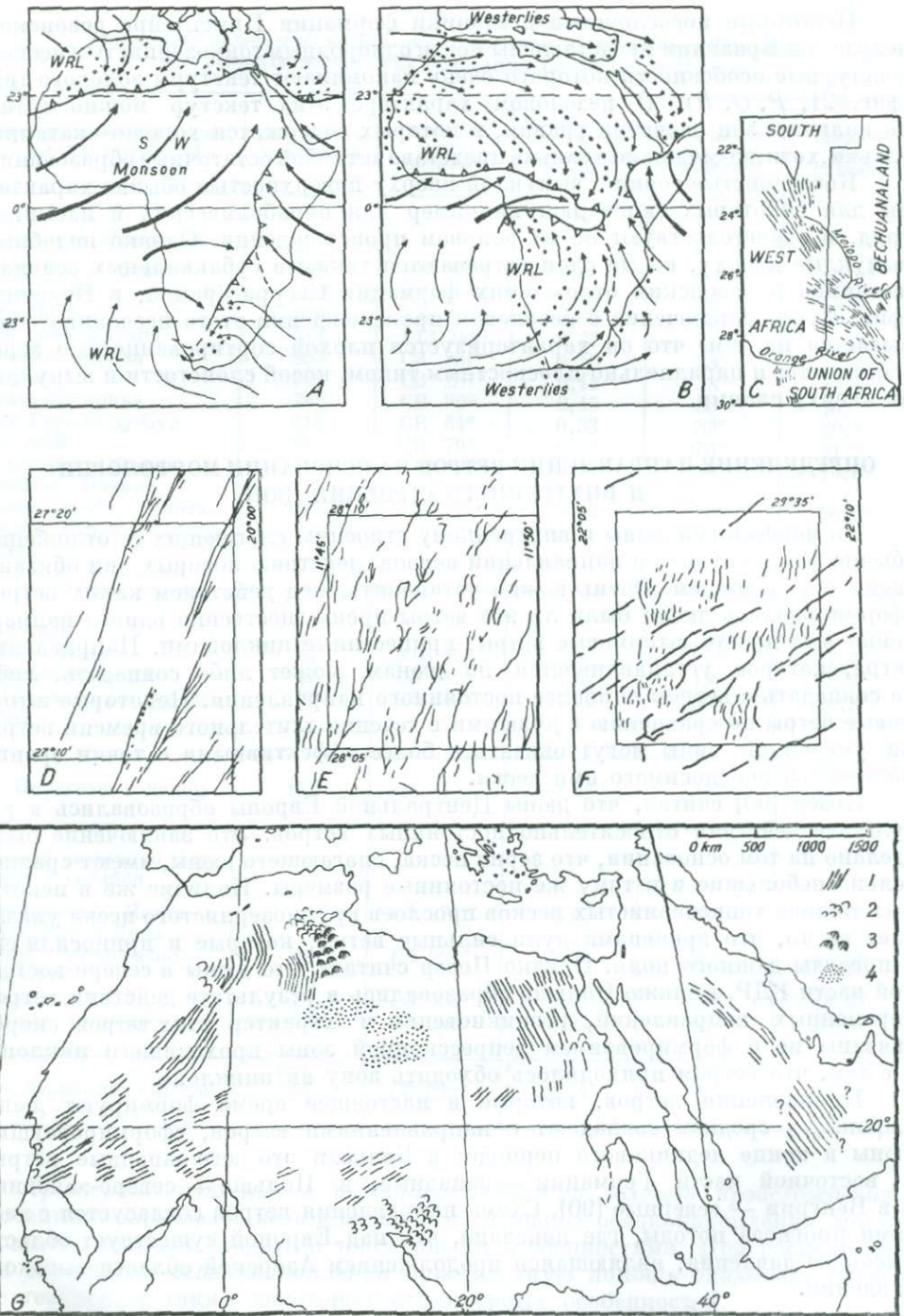
ОПРЕДЕЛЕНИЕ НАПРАВЛЕНИЙ ВЕТРОВ НА ОСНОВАНИИ МОРФОЛОГИИ И ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ ДЮН

По морфологии дюны и внутреннему строению слагающих ее отложений обычно можно судить о направлении ветров, действию которых они обязаны своим образованием. Очень важно установить, под действием каких ветров сформировалась дюна: были ли это ветры преимущественно одного направления или просто штормовые ветры, принесенные циклонами. Направление ветра, которое устанавливается по дюнам, может либо совпадать, либо не совпадать с ветром наиболее постоянного направления. Некоторые штормовые ветры по сравнению с душими в течение длительного времени ветрами умеренной силы могут оказаться более эффективными с точки зрения количества переносимого ими песка.

Позер [90] считал, что дюны Центральной Европы образовались в результате действия относительно постоянных ветров. Это заключение было сделано на том основании, что зерна песка, слагающего дюны, имеют сравнительно небольшие и к тому же постоянные размеры. Наличие же в некоторых толщах тонкозернистых песков прослоев крупнозернистого песка указывает на то, что временами дули сильные ветры, которые и приносили его в пределы дюнного поля. Однако Позер считает, что дюны в северо-восточной части ГДР, а также Польши образовались в результате действия ветров переменных направлений, возникновение и характер этих ветров скорее связаны не с формированием депрессионной зоны проходящего циклона, а с тем, что ветрам приходилось обходить зону антициклона.

Направления ветров, которые в настоящее время формируют дюны Европы, в среднем совпадают с направлениями ветров, сформировавших дюны в конце ледникового периода: в Бельгии это юго-западные ветры, в восточной части Германии — западные, в Польше — северо-западные и в Венгрии — северные [90]. Схема направления ветров согласуется с картами прогноза погоды, где показано, что над Европой существует область высокого давления, являющаяся продолжением Азорской области высокого давления.

Для того чтобы проверить, насколько выводы относительно направления действия палеоветров, сделанные на основе анализа внутреннего строения отложений, отвечают действительности, был изучен обширный район развития дюн, от устья Амазонки до эстуария Ла-Платы в Южной Америке. Результирующий вектор направления ветра, полученный путем измерений направления падения косой слоистости, сравнивался с направлениями современных ветров, представленных в виде роз-диаграмм, а также с преобладающими направлениями ветров. При проведении исследований исходили



Фиг. 22. Характеристика африканской пустыни.

А — неледниковая стадия; В — ледниковая стадия, на схематических картах Африки показано гипотетическое распространение субтропических фронтов атмосферных масс и среднее направление воздушных потоков в июле в неледниковую (межледниковую) и ледниковую стадии. Толстыми стрелками обозначены влажные муссонные и тропические воздушные течения, тонкими стрелками обозначены западные ветры и пассаты. Ряды точек обозначают песчаные дюны; дюны ледниковой стадии, располагающиеся на континентальном шельфе, образовались преимущественно в период низкого уровня моря; дюны субэкваториальных широт в настоящее время покрыты растительностью. Дюны, образовавшиеся в последнюю межледниковую стадию и в период оптимальных климатических условий в современных пустынях, объединены в одно целое, а на широтах Средиземного моря в связи с возвратом «прохладных плювиаль-

из предположения о том, что осадки, слагающие подветренную сторону дюны, были принесены ветрами преобладающих направлений, которые связаны с системой основных ветровых поясов, а их происхождение обусловлено географическим положением полюсов.

Ветровые пояса. Пассатные ветры дуют из районов, расположенных примерно на широте 30° , где существует область высокого давления, в направлении к экватору. Под действием силы Кориолиса они несколько отклоняются на запад. В результате этого ветры такого направления дуют как над Тихим, так и над Атлантическим океанами, а также к северу от пустыни Сахары в Африке и в южной части Индийского океана [40]. На границе пассатов, между широтами 30° и 40° , направление их меняется на западное (т. е. они дуют с запада). Та полоса широт, к которой приурочена приблизительно граница между западными и пассатными ветрами, называется конскими широтами, или широтами поворота.

В Сахаре и в других пассатных пустынях земного шара критическое положение конских широт фиксируется по отчетливому изменению в расположении песчаных дюн и по направлению их движения. В северном полушарии, к северу от этой критической зоны широт, дюны простираются в направлении с северо-запада на юго-восток; с приближением же к этой критической зоне дюны начинают вытягиваться в направлении с севера на юг, а южнее этой полосы — с северо-востока на юго-запад [65]. В южном полушарии ветры на конских широтах отклоняются в противоположном направлении, т. е. если в отдалении от экватора дюны простираются с юго-запада на северо-восток, по мере приближения к экватору они вытягиваются с юга на север и, наконец, с юго-востока на северо-запад.

В пределах современного дюнного поля на севере Африки конские широты приурочены примерно к 25° с. ш., тогда как для дюнного поля плейстоценового времени эти широты располагались южнее и проходили примерно по северной широте 15° [29]. Это свидетельствует о климатическом сдвиге на расстоянии более чем 1000 км. Современная южная граница распространения рыхлого песка проходит в Ливийской пустыне примерно по северной широте 15° , тогда как в плейстоцене (в ледниковый период) она проходила приблизительно по северной широте 5° , будучи приуроченной к водоразделу рек Нила и Конго (фиг. 22). Сходная картина распространения песчаных дюн пустыни Калахари по отношению к экватору в настоящее время и в плейстоцене наблюдается и в южной Африке [29].

Палеоветры. Несмотря на существующие различия в типах внутреннего строения дюнных отложений, для большинства дюн можно обоснованно установить направления дувших палеоветров. С течением времени в связи с изучением направлений палеоветров появился значительный интерес к изучению эоловых песчаников. Некоторые толщи, которые рассматриваются как отложения древних дюн, характеризуются достаточной мощностью и широким распространением. Эти толщи изучались для определения направлений палеоветров при выяснении палеогеографических и палеоклиматических условий и при проверке направлений их распространения на основе данных палеомагнитных наблюдений [66, 27, 70, 14].

При интерпретации направлений падения косой слоистости эоловых отложений было высказано предположение о том, что в прошлом общая

ных» условий в течение нескольких последних тысячелетий они оказались частично покрытыми растительностью. *WRL* — конские широты. К этому району, располагавшемуся в неледниковую стадию развития примерно на 30° северной и южной широт и перемещавшемуся в ледниковую стадию развития к экватору до широты 15° , 10° или даже 5° , приурочен пояс распространения дюн (его среднее положение); миграция конских широт привела к смене климатической границы на 2—3 км. Отмечаются сравнительно слабое развитие дюн в неледниковый (т. е. «нормальный») период и широкое развитие в это время «латеритовой зоны» [29]; *C* — распространение дюн пустыни Калахари [65]; *D*, *E* и *F* — схемы распространения дюн в Ливии [58]; *G* — простираения дюн пустыни Сахары и Аравийской пустыни [72]; *1* — продольные дюны, перемещающиеся по часовой стрелке; *2* — поперечные дюны; *3* — «урдды» и «коучеты» (hourds and couchets) — крупные эоловые формы Сахары; *4* — дюны неизвестных типов в аргах (впадинах).

система планетарной циркуляции земной атмосферы состояла из: 1) зон пассатных ветров низких широт; 2) зон западных ветров, приуроченных к средним широтам; 3) спокойных зон вблизи полюсов. Эта схема распределения ветровых течений существовала как в северном, так и в южном полушариях, и она, очевидно, была симметричной по отношению к оси вращения Земли. В прошлом пояс пассатных ветров был приурочен к другим широтам, что объясняется двумя причинами. Во-первых, градиенты температур между экваториальными районами, расположенными у полюсов, в прошлом и настоящем отличаются друг от друга. Во-вторых, угловая скорость движения Земли с течением геологического времени меняется. Следовательно, отклонения от идеализированной схемы циркуляции атмосферы как в отдельных районах, так и в региональном плане, по-видимому, были обусловлены в основном особенностями строения рельефа континентов, а также связаны со сменой дня и ночи и сменой сезонов [14].

В пределах территории, расположенной между 20° с. ш. и 20° ю. ш., строение рельефа обусловило современное, более или менее постоянное, направление пассатных ветров, за исключением тех, которые относятся к поясу муссонных ветров Индии. Пассатные ветры более постоянны над океанами и менее — над континентами [66]. В современных пустынях, приуроченных к низким широтам, наблюдаются сезонные изменения в направлениях пассатных ветров; это объясняется изменениями температур над континентами и океанами и связанными с ними изменениями атмосферного давления. В пределах палеопустынь должны были наблюдаться такие же отклонения от общей схемы направлений пассатных ветров.

Палеопустыня Ботукату в Бразилии, позднепалеозойские и раннемезозойские пустыни плато Колорадо в США и пермская пустыня Великобритании в некоторых отношениях сходны с современными пустынями, где дуют пассатные ветры; одним из примеров таких пустынь является пустыня Сахара. Направления палеоветров, установленные при изучении эоловых песчаников, распространенных в западной части США на расстоянии более 1600 км, а также песчаников палеопустыни Ботукату в Бразилии, занимающих пояс шириной более 2500 км, характеризуются большим постоянством в пределах обширной территории; наблюдаемые же незначительные отклонения от главных направлений, возможно, объясняются местными географическими особенностями района. Такое постоянство направлений палеоветров в пределах крупных территорий легче всего объяснить их связью с планетарными процессами [66].

Ориентировка дюн и косой слоистости вне пределов Южной Америки. Для ряда крупных районов песчаных пустынь имеются лишь скудные метеорологические данные; недостаточны они также и для некоторых пустынных областей в целом. Недостаток в этих данных ощущается также и для многочисленных прибрежных районов, где распространены дюны. При изучении дюн исследователи часто были вынуждены пользоваться данными метеорологических станций, значительно удаленных от исследуемого дюнного района. Тем не менее полученные выводы о направлениях действия ветров соответствовали региональной схеме циркуляции ветровых потоков. Результаты не были достаточно точными лишь в ограниченных по площади районах, где ветрам преобладающих направлений противодействуют сильные, кратковременные штормовые ветры.

Европа. На основании изучения морфологических особенностей и строения дюн был сделан вывод о том, что песчаные дюны Северной и Центральной Европы обязаны своим образованием западным ветрам (фиг. 23) [37]. В Дании оси параболических дюн параллельны северо-западным штормовым ветрам [34].

Соединенные Штаты Америки. 1. Дюны района Келсо, Калифорния. Район распространения дюн Келсо расположен в зоне преимущественного



Фиг. 23. Направления перемещения песчаных дюн земного шара.

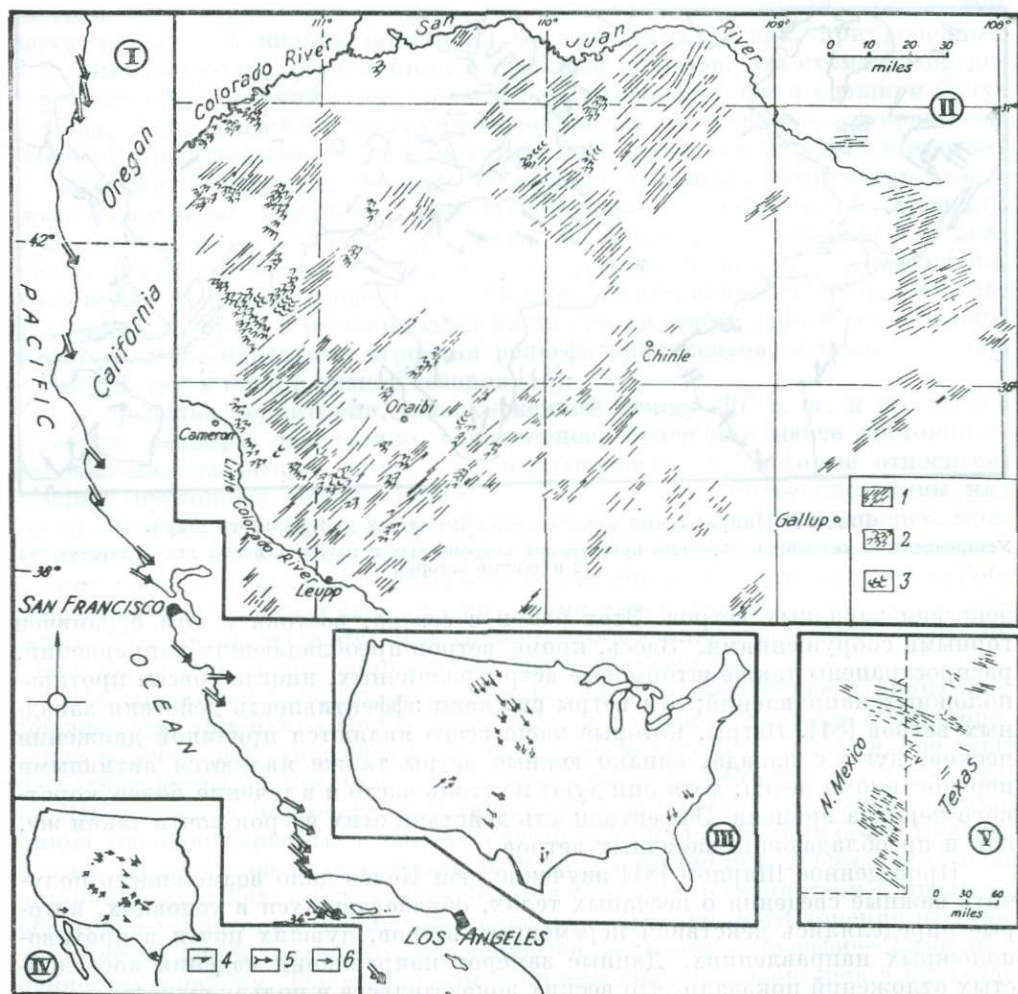
Установлено на основании изучения простираний современных и плейстоценовых дюн и текстур [65, 72 и данные автора].

действия западных ветров. Этот район с севера, востока и юга ограничен горными сооружениями. Здесь, кроме ветров преобладающих направлений, распространены также штормовые ветры различных, иногда совсем противоположных направлений; эти ветры снижают эффективность действия западных ветров [81]. Ветры, которые чаще всего являются причиной движения песков, дуют с запада, однако южные ветры также являются активными переносчиками песка, хотя они дуют не столь часто и в течение более короткого периода времени. Эффективность действия этих ветров почти такая же, как и преобладающих западных ветров.

Проведенное Шарпом [81] изучение дюн Келсо дало возможность получить важные сведения о песчаных телах, образовавшихся в условиях, которые определялись действием переменных ветров, дувших почти в противоположных направлениях. Данные замеров направлений падения косослоистых отложений показали, что веских доказательств в пользу существования ветров, дувших преимущественно с запада, не существует. Шарп [81] считает, что наблюдающаяся в некоторых древних эоловых песчанниках слоистость, по-видимому, является скорее результатом действия временных сильных ветров, чем ветров, дувших в постоянных направлениях. Несмотря на то что это заключение является правильным в отношении некоторых отдельных районов, многочисленные замеры направлений падения косои слоистости в других местах свидетельствуют о том, что данный вывод не отвечает общей схеме действия ветров. Эти измерения явно указывают на важную роль ветров преобладающих направлений в образовании как современных дюн, так и эоловых песчаников (например, палеопустыня Ботукату).

Детали внутреннего строения отложений дюн Келсо изучены недостаточно. Не установлено, есть ли какая-либо связь между положением косых слоев внутри дюны (т. е. тех отложений, которые образовались в течение главных периодов передвижения дюн) с ветрами, дувшими преимущественно в одних и тех же направлениях.

2. Остров Мастанг, Техас. На острове Мастанг в Техасе, в пределах вытянутого на 18 км пляжа, на семи станциях были замерены элементы залегания 130 косослоистых серий [53]. Обработка полученных данных показала, что направление результирующего вектора запад-северо-западное (СЗ 292°) при коэффициенте постоянства замеров, равном 0,35, и величине



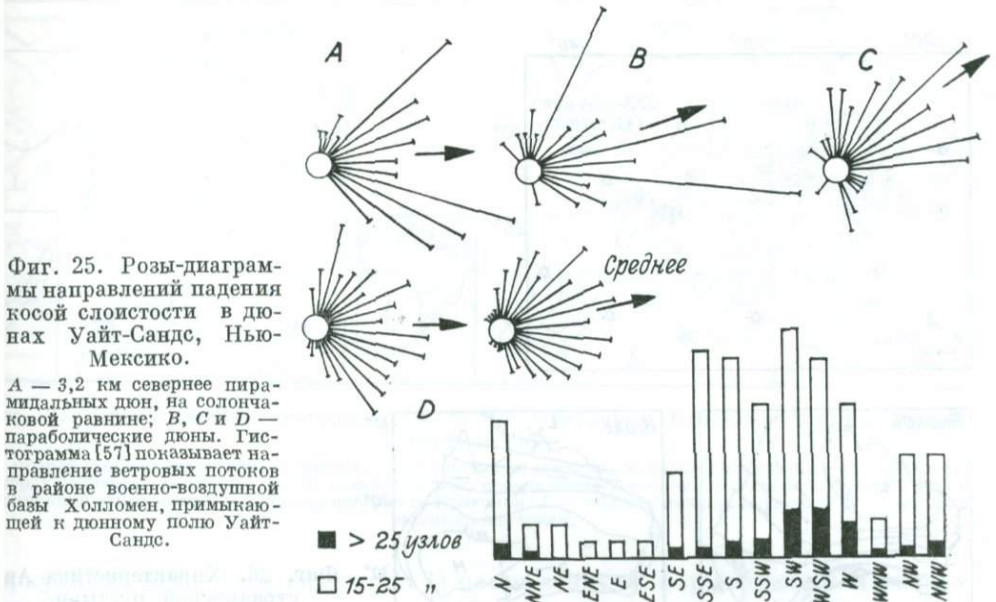
Фиг. 24. Расположение дюн на территории США.

I — простираение береговых дюн в Калифорнии и Орегоне [23, 24]; II — распространение главных типов дюн в округе Навахо [33]; III — направление перемещения по часовой стрелке древних дюн США; IV — направление перемещения современных и плейстоценовых дюн в США [65]; V — простираение древних продольных дюн в районе Ллано-Эстакадо в Нью-Мексико и Техасе [72].
 Морфология и возраст дюн (1—6): 1 — продольные; 2 — параболические; 3 — поперечные и барханные, активные в настоящее время; 4 — плейстоценовые; 5 — близкие к современным; 6 — современные. 1

угла падения косої слоистости пластов $23,7^\circ$. Таким же оказалось определенное для этого района Прайсом [72] направление переноса песка. Это северо-западное направление согласуется с направлениями ветров, дующих в этом районе в настоящее время (фиг. 24).

3. Уайт-Сандс, национальный парк Нью-Мексико. Замеры направлений падения косої слоистости в нескольких районах внутренних частей дюнного поля Уайт-Сандс, штат Нью-Мексико, приведенные на фиг. 25 и в табл. 3, дают представление о среднем направлении падения косої слоистости, которое не очень меняется от одного района к другому [57].

4. Западное побережье США. Общая схема расположения дюн вдоль западного побережья Соединенных Штатов Америки показана на фиг. 24. Купер [24] считал, что результирующие направления ветров, обуславливающие ориентировку дюн, в региональном плане хорошо совпадают друг с другом. Это ветры направлений от СЗ 338° до СЗ 300° , средним же является



Фиг. 25. Розы-диаграммы направлений падения косой слоистости в дюнах Уайт-Сандс, Нью-Мексико.

А — 3,2 км севернее пирамидальных дюн, на солончаковой равнине; В, С и D — параболические дюны. Гистограмма [57] показывает направление ветровых потоков в районе военно-воздушной базы Холломен, примыкающей к дюнному полю Уайт-Сандс.

направление СЗ 318°. Это значит, что передвижение песков было обусловлено северо-западными ветрами.

Африка. Вся система развития дюн северо-восточной Африки приурочена к зоне конских широт: на севере эта система дюн простирается в направлении ССЗ — ЮЮВ, затем вытягивается в направлении с севера на юг, а на юге вытянута с восток-северо-востока на запад-юго-запад (фиг. 22). Цепочки дюн расположены по дугам, центры которых находятся близ

Таблица 3

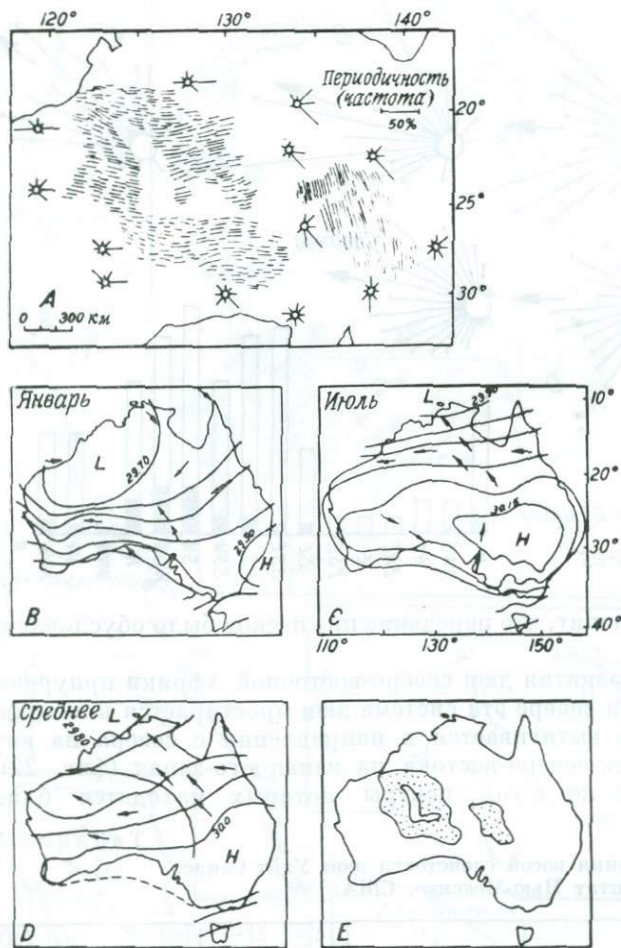
Элементы залегания косой слоистости дюн Уайт-Сандс, штат Нью-Мексико, США

Местоположение	Количество замеров	Средний азимут падения	Максимальный угол падения	Средний угол падения	Коэффициент постоянства направления падения
А	58	СВ 84°	36°	21,3°	0,83
Б	52	СВ 70° В	34°	21,2°	0,77
В	73	СВ 53°	39°	18,2°	0,72
Г	161	СВ 88°	32°	14,6°	0,68
	344	СВ 77°	39°	17,5°	0,71

А — в 3,2 км севернее пирамидальных дюн, образовавшихся на солончаковой равнине; Б, В, Г — параболические дюны.

точки с координатами 23° с. ш. и 24° в. д. [5]. Багнольд [5] и Фейрбридж [29] констатируют, что направление осей простираения продольных дюн более или менее соответствуют направлениям преобладающих ветров. Вытянутые с востока на запад продольные дюны Ливии образовались в результате действия сильных переменных ветров, которые по утрам дуют с юго-востока, а в полдень — с северо-востока [58].

Плейстоценовые дюны Африки простираются далеко на юг, к экватору. Ориентировка древних продольных дюн не совпадает со схемой направлений современных ветров [29].



Фиг. 26. Характеристика Австралийской пустыни.

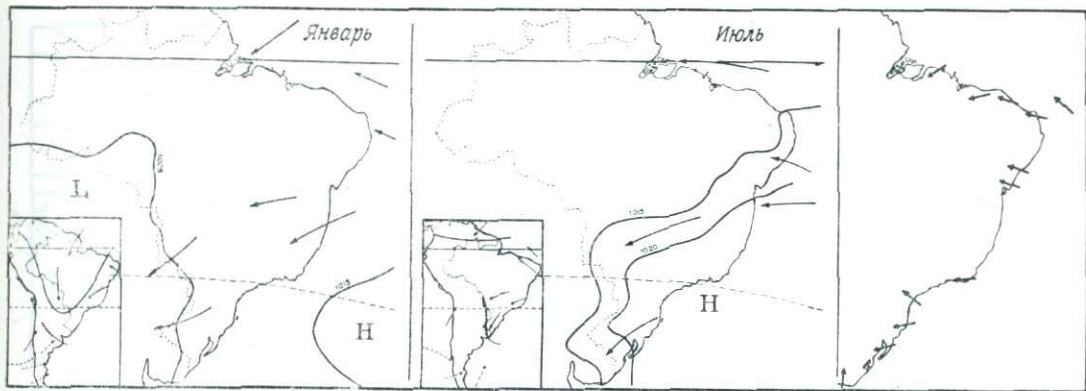
А — пустыня с песчаными грядами; показаны направления простирающихся песчаных гряд, а на розах-диаграммах, построенных по данным самой ближней к этой пустыне метеорологической станции, направления ветров за год; В и С — изобары для территории Австралии и направления господствующих ветров в январе (В) и июле (С); D — изобары и направления господствующих ветров за годовой период; E — песчаные пустыни Австралии [52]; L — область низкого давления; H — область высокого давления.

Австралия. Для Австралии характерны ветры, дующие преимущественно в двух направлениях: западные ветры южного побережья и юго-восточные пассаты северных районов [52]; направления этих ветров подвержены изменениям в результате действия муссонов. Распространение и взаиморасположение дюн в районах как низкого, так и высокого давления, а также розы-диаграммы направления ветров Австралии свидетельствуют о том, что на протяжении всего года общий режим циркуляции атмосферных потоков в основном одинаков (фиг. 26). В центральных и северо-восточных районах континента юго-восточные пассаты дуют непрерывно; восточные ветры дуют в западных внутренних районах [52]. Пассатные ветры дуют преимущественно осенью и зимой. Розы-диаграммы направлений ветров ясно свидетельствуют о том, что дующие зимой (в июле) южные ветры отклоняются влево (фиг. 26). Дюнные гряды вытянуты параллельно известным направлениям преобладающих ветров [52].

Ориентировка дюн и косой слоистости в пределах Южной Америки.

Побережье Бразилии — Уругвая. Общая схема циркуляции ветров и результирующие векторы направлений ветров, определенные путем измерений элементов залегания косой слоистости современных и почти современных дюн, развитых вдоль побережья Бразилии и Уругвая, дается на основании обобщения материалов исследований, проведенных ранее [78, 3, 77].

Основными элементами существующей в настоящее время общей системы



Фиг. 27. Схематические диаграммы циркуляции ветров в Бразилии для настоящего времени [3].

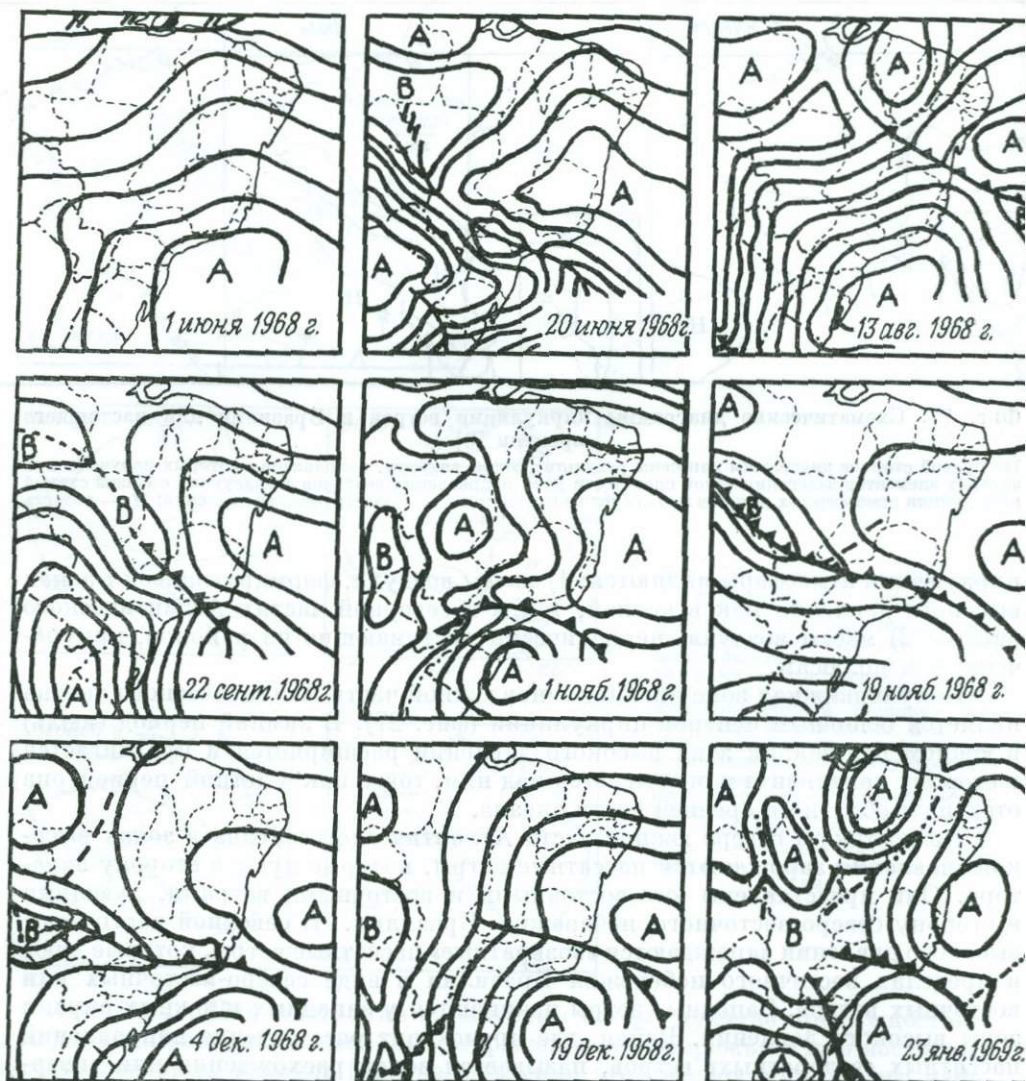
На правой стороне диаграммы нанесены результирующие векторы, направления которых получены при замерах элементов залегания косой слоистости дюн; направления векторов согласуются с общей схемой циркуляции атмосферных потоков на побережье Бразилии. *L* — область низкого давления; *H* — область высокого давления.

циркуляции атмосферы являются: 1) массы воздуха, формирующиеся в зонах высокого давления как в южной, так и в северной частях Атлантического океана; 2) массы воздуха, периодически поступающие из районов, приуроченных к полюсам,

Полуподвижная зона антициклонов южной части Атлантического океана является основным центром циркуляции (фиг. 27). В зимний период (июль) в южном полушарии зона высокого давления расширяется и продвигается в сторону континента и оказывается над ним, тогда как в летний период она отступает обратно к средней части океана.

На востоке и севере южной части Атлантического океана в зонах высокого давления зарождаются пассатные ветры, которые дуют в сторону экватора. Они представлены юго-восточными и восточными ветрами, дующими в сторону северо-восточного побережья Бразилии. В северной части зоны высокого давления зарождаются «возвратные» пассатные ветры, которые дуют в пределах восточного побережья Бразилии в виде северо-восточных или восточных ветров. Западные ветры начинаются у западных и южных краин зоны высокого давления. Район, где происходит расхождение направлений пассатных «возвратных» ветров, называется зоной расхождения или дивергенции. В зимний период на побережье эта зона перемещается в сторону экватора, а летом (имеются в виду времена года южного полушария) — в южном направлении. В январе эта зона располагается севернее Сальвадора, Баия, а в июле — южнее этого города (фиг. 27). Севернее зоны расхождения ветры дуют вдоль побережья в основном с юго-востока и востока, тогда как в районе южнее этой зоны с северо-востока и востока.

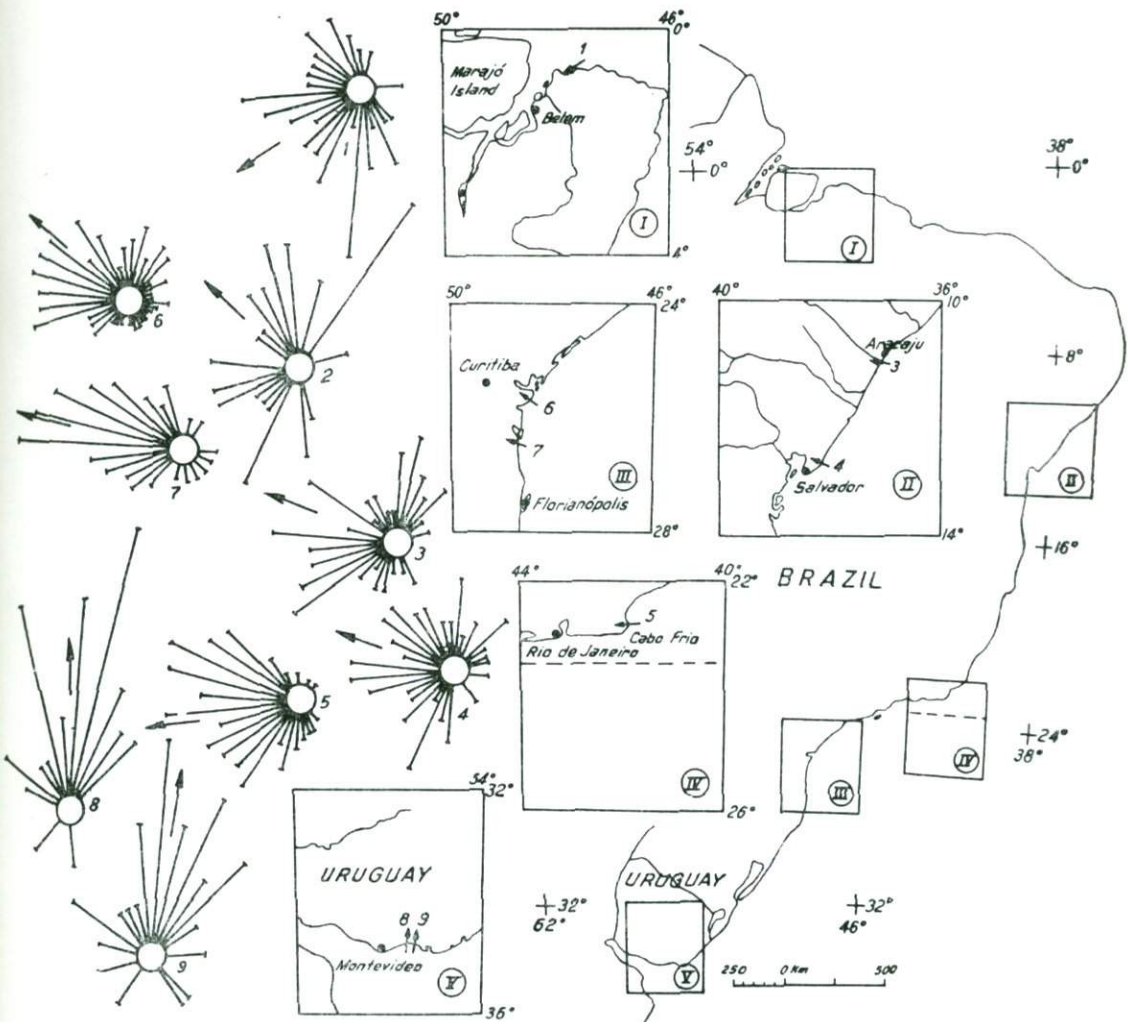
Зона контакта между пассатными ветрами, дующими из южной и северной частей Атлантического океана (экваториальная штилевая полоса), носит название межтропического фронта. В зимний период (в июле) на гнем северном побережье Бразилии дуют юго-восточные пассаты, при этом межтропический фронт расположен в северном полушарии. В летний период (в январе) на северном побережье Бразилии дуют северо-восточные пассаты, которые образуются в зоне высокого давления в северной части Атлантического океана. Эти ветры проникают далеко в глубь континента, в район Чако (фиг. 27). Направления падения косой слоистости, установленные в дюнах восточной Бразилии, почти параллельны направлениям преобладающих ветров (фиг. 27). Воздушные массы, образовавшиеся в полярных районах южной Атлантики, совместно с воздушными массами полярных районов



Фиг. 28. Схемы прогноза погоды для территории Бразилии.

А — районы высокого давления; В — районы низкого давления; фронты холодного воздуха, мексиканский фронт. Эти схемы свидетельствуют о том, что в юго-восточные и южные районы Бразилии не только зимой, но и летом часто вторгались полярные массы воздуха.

Тихого океана образуют мощные потоки, которые периодически дуют в северном направлении вдоль побережья и в пределах центральных равнин Южной Америки. В зимний период (в июле), продвигаясь вдоль побережья, полярные массы воздуха проникают далеко на север, достигая северо-восточных районов Бразилии, тогда как летом (в январе) северный предел, до которого доходят периодически вторгающиеся массы полярного воздуха, расположен где-то в штате Баия. Вторжение полярных масс воздуха представляет собой довольно сложное явление и сопровождается образованием циклонов (депрессий), которые перемещаются в северо-восточном направлении. Позади фронта полярных масс воздуха формируются зоны антициклонов. На фиг. 28 приведены схемы, построенные на основании прогнозов погоды, ежедневно публикуемых в газетах. На схемах показано, что массы антициклонального полярного воздуха часто перемещаются вдоль южного и юго-восточного побережий Бразилии.

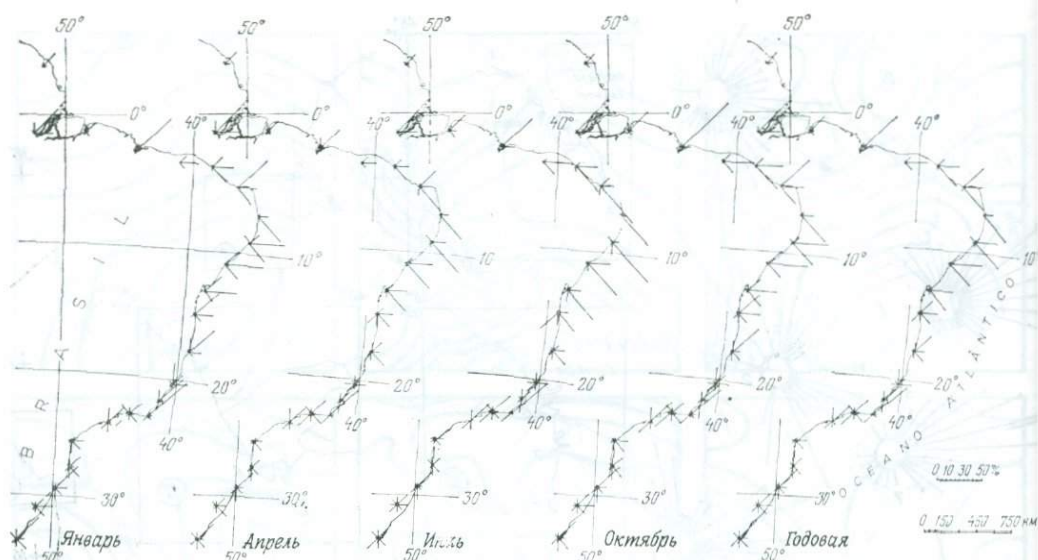


Фиг. 29. Результаты замеров косої слоистости современных и близких к современным отложений береговых дюн.

Направление падения результирующего вектора показано на карте для северной, северо-восточной, восточной и юго-восточной частей Бразилии и для Уругвая. Розы-диаграммы указывают направления падения и результирующие векторы для отложений береговых дюн: 1 — Салинополисе, Пара; 2 — территория Фернанду-ди-Норонья; 3 — Аракажу, Сержипи; 4 — Сальвадор, Баия; 5 — Кабу-Фриу, Рио-де-Жанейро; 6 — Прайа-ди-Лесте, Парана; 7 — Барра-ду-Сул, Санта-Катарина; 8, 9 — Уругвай.

Северная Бразилия. Измерения направлений падения косослоистых пластов, проведенные в Салинополисе, недалеко от устья Амазонки, штат Пара, в пределах небольшого дюнного поля указывают на то, что ветры дуют в основном с северо-востока (фиг. 29). Это по существу пассатные ветры, которые зарождаются в зонах высокого давления в северной части Атлантического океана. Розы-диаграммы, приведенные на фиг. 30 и построенные для Белема, Пара, свидетельствуют о том, что в этом районе ветры наиболее часто дуют в июле и в октябре (осенне-зимний период); этот же период является наименее дождливым в году (фиг. 31). Однако до сих пор не имеется сведений, по которым можно было бы установить, в какой период происходит эффективный перенос песка.

Северо-восточная Бразилия. Направления падения косої слоистости в прибрежных дюнах северо-восточной Бразилии, в районе, расположенном между Сальвадором в штате Баия и устьем Парнаибы в штате Пиауи, а так-



Фиг. 30. Периодичность современных ветров (январь, апрель, июль, октябрь и в целом на протяжении года) в районах метеорологических станций вдоль бразильского побережья [78].

же в дюнах острова Фернанду-ди-Норонья свидетельствуют о том, что ветры дуют преимущественно с юго-востока и с востока (фиг. 32 и 30, табл. 4). Эти ветры относятся к пассатным, которые зарождаются в восточных и северных частях южноатлантической зоны высокого давления. Южнее Ресифи, Пернамбуку, в направлении к экватору эти ветры дуют часто на протяжении всего года (фиг. 30). В Аракажу самый засушливый период года приходится на август — март (фиг. 31). Дюнные пески в рассматриваемом районе, по-видимому, перемещаются именно в этот период, характеризующийся меньшим количеством выпадаемых осадков.

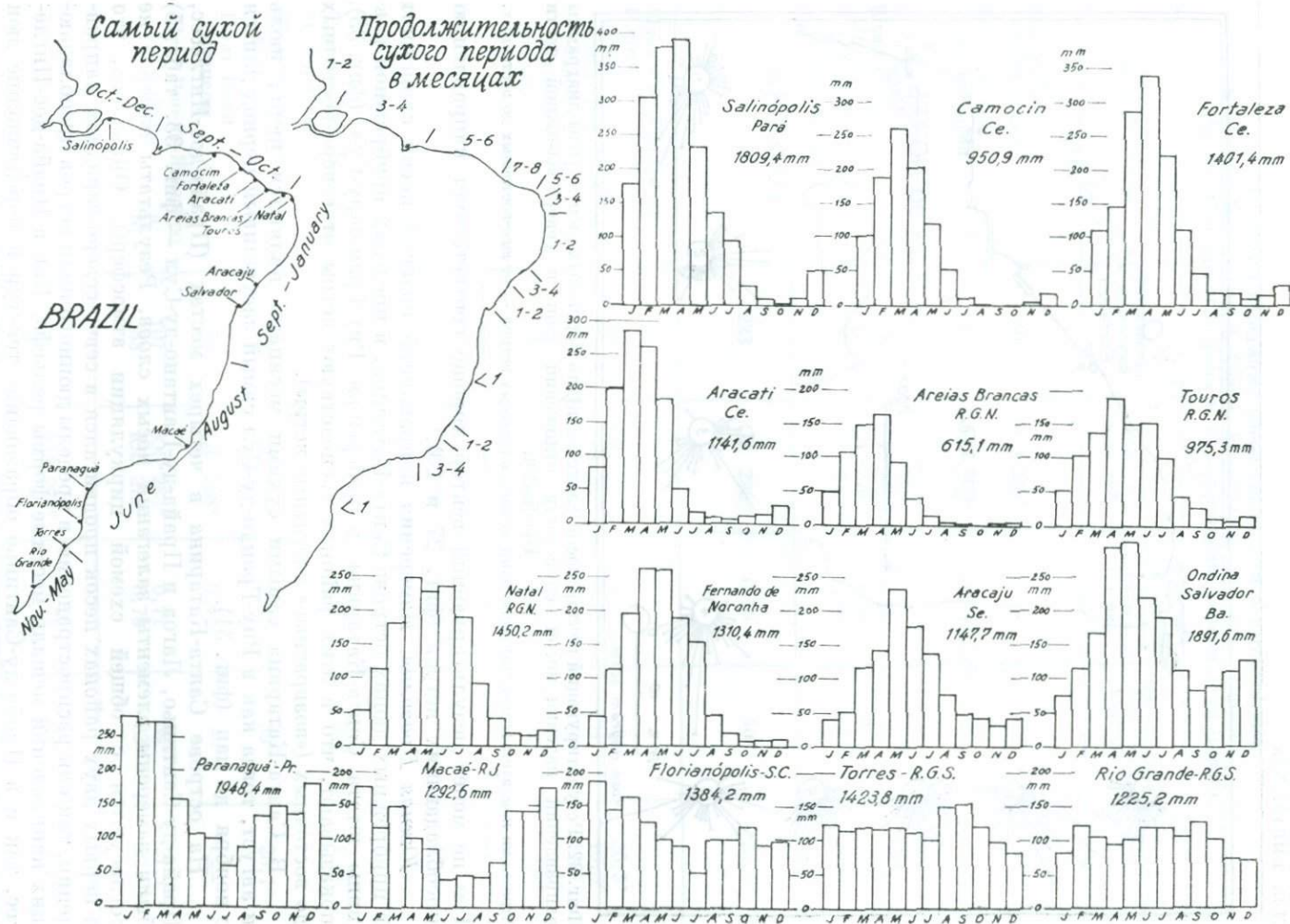
К югу от Ресифи, на побережье Риу-Гранди-ду-Норти, в Сеара и Пиауи в зимний период (в июле) преобладают юго-восточные пассатные ветры. На северном побережье Риу-Гранди-ду-Норти и Сеара климат суше, чем на восточном побережье северо-восточной Бразилии (Параиба, Пернамбуку, Алагоас, Сержиши и Баия). В Натале, Риу-Гранди-ду-Норти выпадает 1450 мм осадков, в Арейас-Бранкас 615 мм (фиг. 31). В Натале самый засушливый период продолжается с августа до февраля, а в Арейас-Бранкас с июня по февраль.

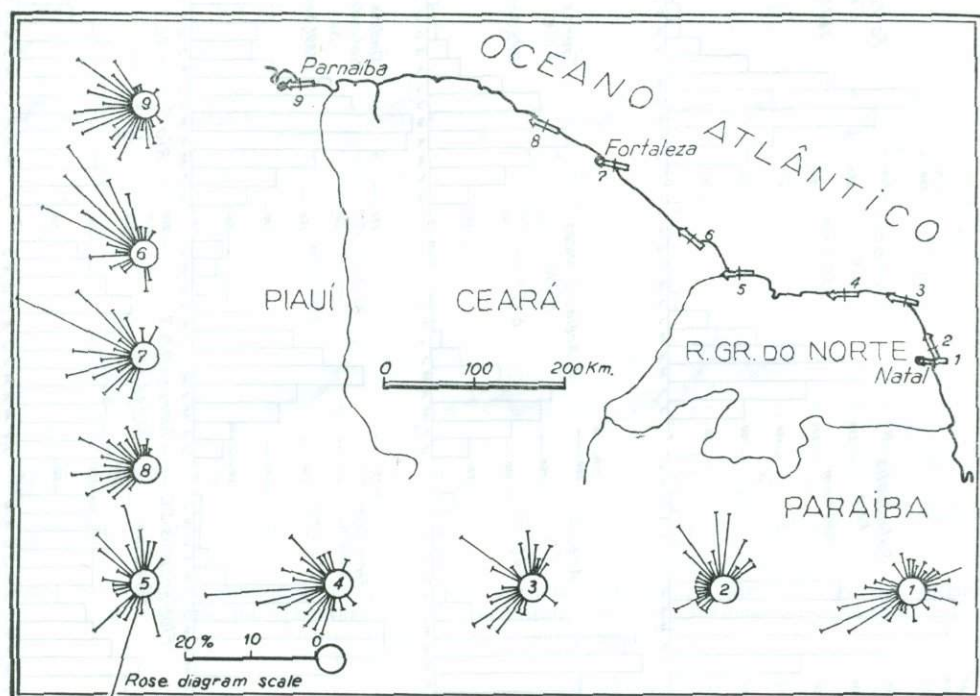
На основании изучения характера косой слоистости было сделано предположение, что, по-видимому, в зимний период (в июле) происходит наиболее эффективное передвижение песков (фиг. 30). Несмотря на то что в летний период (в январе) очень часто дуют северо-восточные ветры, изучение характера косой слоистости (розы-диаграммы на фиг. 32) не дает оснований считать, что эти ветры эффективно перемещали песок. Сведений о том, в какой период происходит передвижение песков прибрежных дюн северо-восточной Бразилии, не имеется.

Восточная Бразилия. Южнее зоны расхождения пассатных ветров в Кабу-Фриу, штат Рио-де-Жанейро, в течение всего года дуют преимущественно северо-восточные «возвратные» пассатные ветры. Результирующий вектор падений косой слоистости указывает на то, что ветер дует с восток-северо-востока. В пределах прибрежного дюнного поля Кабу-Фриу местные формы рельефа являются причиной слабого отклонения северо-восточных ветров.

Фиг. 31. Диаграммы количества атмосферных осадков (в мм) в районах метеорологических станций, расположенных недалеко от исследованных дюн бразильского побережья.

На двух картах показаны наиболее засушливый период и его продолжительность в месяцах.





Фиг. 32. Результирующий вектор кривой слоистости для береговых дюн и розы-диаграммы направлений падения кривой слоистости отложений дюн в северо-восточной части Бразилии.

Стрелками показаны господствующие направления пассатных ветров — от юго-восточных до восточных.

Тем не менее результирующий вектор хорошо соответствует направлению преобладающих ветров (фиг. 27 и 29).

Южная Бразилия. Измерения направлений падений кривой слоистости в прибрежных дюнах острова Santa-Catarina, в пределах прибрежной равнины штата Santa-Catarina и побережья Риу-Гранди-ду-Сул (фиг. 33), показывают, что в этих районах господствуют ветры от северо-восточных до восточных («возвратные» пассатные ветры).

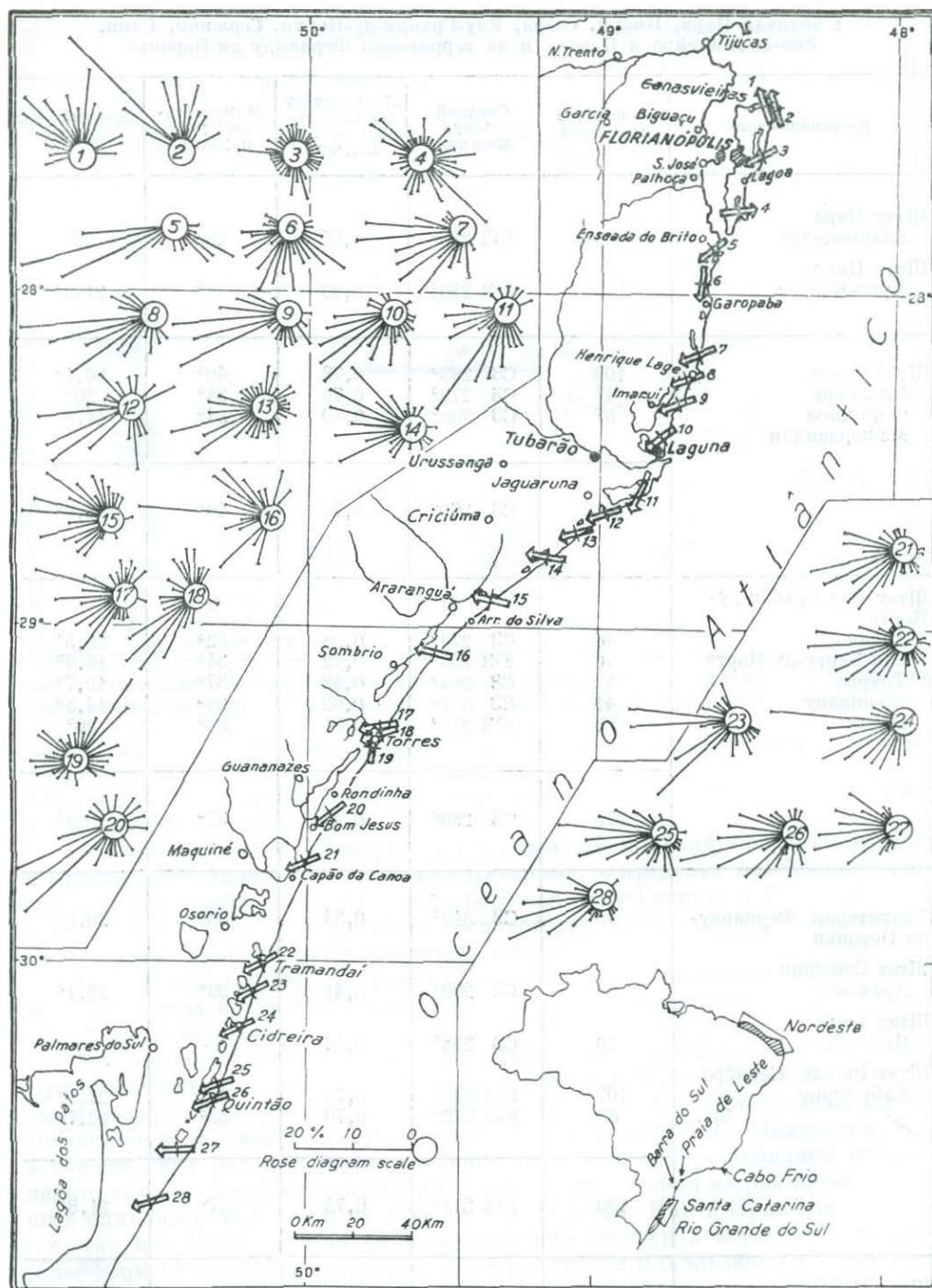
В Santa-Catarina самыми сухими месяцами являются июнь, июль и август, тогда как в Риу-Гранди-ду-Сул самый засушливый период длится с ноября до мая (фиг. 31).

На острове Santa-Catarina в четырех местах (Прайа-дос-Инглесес, Прайа-ду-Сантинио, Лагоа и Прайа-ду-Пантано-ду-Сул — фиг. 33, табл. 5) были замерены элементы залегания кривых слоев. Результаты замеров не согласуются с общей схемой циркуляции атмосферы. Оказалось, что в первых двух районах песок продвигался в север-северо-западном направлении, так как распространению в пределы дюнного поля ветров преобладающих направлений мешали местные формы рельефа. Как в Прайа-дос-Инглесес, так и в Прайа-ду-Сантинио образование текстур и передвижение дюн (коэффициент постоянства направлений равен 0,72 и 0,83) обязаны действию сильных южных ветров.

В Лагоа и Прайа-ду-Пантано-ду-Сул (фиг. 33, 3 и 4) местные формы рельефа также в значительной степени определяют, действию каких ветров подвержено дюнное поле. Направление результирующего вектора для района Лагоа (фиг. 33, 3) свидетельствует о том, что ветер дует с восток-северо-восточной стороны (сектор преобладающего ветра), однако коэффициент постоянства направлений очень низкий (0,12), а по лучевой диаграмме (фиг. 33, 3) видно, что направления падения ориентированы во все стороны

Элементы залегания косой слоистости береговых дюн
в штатах Пара, Пиауи, Сеара, Риу-Гранди-ду-Норти, Сержиши, Баия,
Рио-де-Жанейро и Парана и на территории Фернанду-ди-Норонья

Местоположение	Количество измерений	Средний азимут падения	Коэффициент постоянства направления падения	Максимальный угол падения	Средний угол падения
Штат Пара Салинополис	60	ЮЗ 238°	0,54	38°	22°
Штат Пиауи Луис-Коррея	145	ЮЗ 256°	0,69	38°	21,2°
Штат Сеара Паракуру Форталеза Мажорландия	109	СЗ 283°	0,78	40°	26,1°
	47	СЗ 279°	0,76	34°	20°
	67	СЗ 309°	0,80	34°	18,8°
	223	СЗ 290°	0,76	40°	22,6°
Штат Риу-Гранди-ду-Норти Тибату Сан-Бенту-ду-Норти Тоурос Женипапу Натал	48	СЗ 273°	0,38	32°	20,5°
	70	ЮЗ 263°	0,72	34°	18,3°
	37	СЗ 284°	0,48	37°	19,7°
	41	СЗ 331°	0,62	28°	14,8°
	83	ЮЗ 276°	0,31	36°	20°
	279	СЗ 280°	0,45	37°	18,8°
Территория Фернанду-ди-Норонья	35	СЗ 313°	0,34	36°	20,6°
Штат Сержиши Аракажу	69	СЗ 290°	0,41	39°	26,1°
Штат Баия Итапеца	70	СЗ 288°	0,44	—	—
Штат Рио-де-Жанейро а) Кабу-Фриу б)	107	ЮЗ 283°	0,71	34°	21,1°
	83	ЮЗ 272°	0,76	33°	22,7°
	190	ЮЗ 278°	0,73	34°	21,8°
Штат Парана Жардим-Сан-Педро Гуаирамар — Порту-Нову	233	СЗ 317°	0,38	39°	19,2°
	218	СЗ 301°	0,59	42°	19,8°
	451	СЗ 307°	0,47	42°	19,5°



Фиг. 33. Розы-диаграммы кривой слоистости и результирующий вектор для дюн южного побережья Бразилии (от Флорианополис до Лагоа-дус-Патос).

Стрелками обычно показаны направления господствующих северо-восточных ветров, за исключением участков, обозначенных цифрами 1, 2, 4 и 19, где дюнные поля защищены от действия преобладающих ветров, но подвержены в течение короткого промежутка времени действию сильных штормовых южных ветров.

Таблица 5

Элементы залегания косой слоистости береговых дюн
в штате Санта-Катарина, Бразилия

Местоположение	Количество замеров	Средний азимут падения	Коэффициент постоянства направлений падения	Максимальный угол падения	Средний угол падения
Барра-ду-Сул	78	СЗ 284°	0,61	32°	12,3°
Прайа-дос-Инглесес	78	СЗ 338°	0,72	35°	17°
Прайа-ду-Сантиньо	44	СЗ 343°	0,83	34°	20,2°
Лагоа	158	СЗ 245°	0,12	32°	17,7°
Прайа-ду-Пантано-ду-Сул	75	СВ 84°	0,12	30°	14,6°
Пиньейру	70	ЮЗ 232°	0,59	33°	18,7°
Зарейя, Гарапаба	96	ЮЗ 188°	0,64	36°	22,1°
Прайа-Н-да-Понта-да-Карека-ду-Вельё	125	ЮЗ 247°	0,85	37°	24,2°
5 км южнее Энрике	52	ЮЗ 251°	0,84	35°	22,7°
Итаперуба	92	ЮЗ 250°	0,79	37°	24,8°
Лагуна	150	ЮЗ 231°	0,79	41°	22,7°
Камашу	57	ЮЗ 218°	0,68	33°	21,1°
В 11 км северо-восточнее Балнеари-Жагуаруна	36	ЮЗ 250°	0,54	33°	19,4°
Балнеариу-Жагуаруна	143	ЮЗ 252°	0,53	34°	20,3°
Балнеариу-Ринкау	100	СЗ 279°	0,78	35°	18,6°
Морру-дус-Конвентус	136	СЗ 284°	0,75	37°	21,9°
В 24 км юго-западнее Морру-дус-Конвентус	34	СЗ 285°	0,70	36°	23,6°
Пассу-ди-Торрес	76	ЮЗ 280°	0,61	32°	18,7°
	1600	ЮЗ 257°	0,50	41°	20,2°

сектора. Тем не менее морфологические особенности дюн свидетельствуют о том, что возникновение временных сильных южных ветров связано с вторжением в данный район полярных масс воздуха. Кратковременные полевые наблюдения (не носившие характера точных определений) свидетельствуют о том, что в связи с особенностями рельефа местности доминирующие северо-восточные ветры отклоняются от основных направлений и меняются на северные. Это изменение направлений способствует формированию условий, в которых образуются обратные дюны.

В Прайа-ду-Пантано-ду-Сул (фиг. 33, 4) измерения элементов залегания косой слоистости показали, что коэффициент постоянства направлений падения также очень низкий (0,12). Результирующий вектор не согласуется с направлением ветров. В этом районе морфологические особенности дюн также свидетельствуют о действии сильных южных ветров.

Зависимость между рельефом местности и направлениями ветров становится очевидной при замерах элементов залегания косой слоистости, которые были произведены в местечке Торрес (фиг. 33, 19). Этот район защищен от действия преобладающих ветров холмами. Направление результирующего вектора (табл. 6) обусловлено действием временных сильных южных ветров. Однако в Торресе (на севере) и в Пассу-ди-Торрес (фиг. 33, 17 и 18), расположенном севернее от местечка Торрес и в непосредственной близости к нему, нет таких форм рельефа, которые могли бы защитить дюнное поле от действия преобладающих ветров, и в этих районах направление результирующего вектора совпадает с преобладающим направлением ветра.

Исследования, проведенные в ряде мест на острове Санта-Катарина и в районе Торрес (на юге), свидетельствуют о том, что местные формы рельефа

Элементы залегания косой слоистости береговых дюн
в Риу-Гранди-ду-Сул, Бразилия, и Уругвай

Местоположение	Количество измерений	Средний азимут падения	Коэффициент постоянства направления падения	Максимальный угол падения	Средний угол падения
<i>Бразилия, штат Риу-Гранди-ду-Сул</i>					
Торрес (северный)	52	ЮЗ 252°	0,56	36°	22°
Торрес (южный)	115	СВ 7°	0,47	35°	21,3°
Прайа-да-Фигуеринья	39	ЮЗ 223°	0,60	34°	20,1°
В 6,5 км северо-восточнее Капауда-Каноа	90	ЮЗ 245°	0,72	34°	19,3°
Трамандай	125	ЮЗ 243°	0,69	35°	18,3°
Барру-Прету	51	ЮЗ 244°	0,68	34°	18,7°
Сидрейра	66	ЮЗ 246°	0,86	31°	18,3°
Пиньял (северный)	130	ЮЗ 252°	0,74	32°	21,2°
Пиньял (южный)	105	ЮЗ 250°	0,79	37°	19,3°
В 18 км к югу от Пиньяла	69	ЮЗ 267°	0,87	46°	24,5°
В 40 км к югу от Пиньяла	84	ЮЗ 252°	0,86	36°	22°
	926	ЮЗ 254°	0,63	46°	20,4°
<i>Уругвай</i>					
Эль-Пинар	33	СВ 1°	0,79	36°	16,5°
79 км шоссе Карретера-Интербалнеария	32	СВ 10°	0,65	35°	16,4°
	65	СВ 5°	0,51	36°	16,5°

влияют на характер косой слоистости. Материалы исследований по двадцати трем другим пунктам, расположенным на южном побережье острова Санта-Катарина и по побережью Риу-Гранди-ду-Сул, подтверждают правильность принципов, используемых для определения преобладающих направлений ветров на основании замеров элементов залегания косых слоев и путем построения роз-диаграмм (фиг. 33). Данные этих исследований свидетельствуют о том, что в тех местах, где дюнные поля были защищены формами рельефа от действия преобладающих ветров, сильные, но временные южные ветры не оказывали влияния на формирование текстурных особенностей дюнных отложений. Эти данные являются отличным доказательством важной роли ветров преобладающих направлений в процессе накопления песка и незначительных кратковременных сильных ветров.

Юго-восточная Бразилия. Результирующий вектор направления ветра для северного побережья Санта-Катарины и для побережья Параны свидетельствует о преобладании ветров, дующих с юго-востока и востока (фиг. 27, 29). Этот вектор согласуется с доминирующим направлением ветров, дующих в пределах крупных территорий. Юго-восточные и восточные ветры, возможно, зарождаются в зоне высокого давления в южной части Атлантического океана [8], однако они могут также начинаться во временно суще-

ствующих, но зато часто возникающих зонах антициклонов, которые, формируясь в результате вторжения полярных масс воздуха, устанавливаются над южным побережьем Бразилии и за его пределами — в океане в основном в зимний период и реже летом (фиг. 28). На розах-диаграммах видно, что такие ветры, возникающие в южных и восточных участках сектора высокого давления, вместе с «возвратными» пассатными ветрами дуют часто.

На южном побережье Санта-Катарины и Риу-Гранди-ду-Сул эффективными переносчиками песка являются, по-видимому, только «возвратные» пассатные ветры, а на северном побережье Санта-Катарины и Параны важная роль принадлежит ветрам, дующим с южных и восточных участков зоны. Наибольшее количество песка в этих районах переносится в зимний период, который приходится на наиболее засушливые месяцы и совпадает с периодами частых вторжений полярных масс воздуха [8].

Уругвай. Доминирующее значение южных ветров в передвижении песков от дюны к дюне отмечено для двух районов, расположенных в 48 км друг от друга, на южном побережье Уругвая, между Монтевидео и Пунта-дель-Эсте (фиг. 29, табл. 6). Образование этих ветров связано с вторжением полярных масс воздуха.

Направления падений на розах-диаграммах. Розы-диаграммы, которые отражают элементы залегания косої слоистости на острове Мастанг в штате Техас, свидетельствуют о наличии двух основных направлений падения (бимодальное распределение), что, по мнению Мак-Брайда и Хейса [53], можно объяснить: 1) недостаточным количеством произведенных замеров, 2) различием в направлениях ветров, 3) передвижением дюн с поверхностями соскальзывания, падающими под косым углом к главному направлению ветра. На острове Мастанг песок перемещается в виде асимметричной пирамидальной дюны, характеризующейся наличием двух поверхностей соскальзывания, которые погружаются в направлениях косої слоистости [53].

В флювиальных отложениях стандартное отклонение значений азимута падения косої слоев отложений невелико, в морских отложениях оно значительно больше [74]. Среднее стандартное отклонение (75°) для косої слоистости на острове Мастанг является промежуточным между значениями, полученными для флювиальных и морских отложений [53], и подчиняется бимодальному закону распределения. Стандартные отклонения значений азимуты падения, по-видимому, обусловлены как различием типов косої слоистости отложений, так и различием в направлениях транспортировки песка. Плоскостной тип косої слоистости характеризуется одномодальным распределением, а мультимодальный — бимодальным.

Обычно при измерениях элементов залегания косої слоев в поле выбирают наугад те пласты, которые погружаются под углами более 10° . В большинстве случаев косые слои характеризуются кривыми поверхностями и представляют собой скорее передовые слои, чем слои, вогнутые кверху, присущие поперечным и барханным дюнам, или же выпуклые кверху, характерные, например, для насыщенных гряд и передовой части параболических дюн. В редких случаях результаты полевых замеров совпадают со средними величинами направлений падения слоев (т. е. с направлением преобладающего ветра), которые соответствуют направлениям осей косої серий. Чаще измеренное направление падения косої слоистости смещено к одной стороне осевой плоскости косої слоистой пачки. Это отражено в бимодальном характере розы-диаграммы, но не обязательно должно рассматриваться как результат смены направлений действующих ветров или действия ветров двух разных направлений.

В хорошо развитых поперечных дюнах, в которых подветренные стороны не характеризуются выраженной вогнутой поверхностью, замеренные направления падения косої слоистости подчиняются одномодальному закону распределения.

Бимодальное распределение направлений падения косослоистых пластов может быть двух типов. Первый из них характеризуется тем, что угол расхождения между двумя основными направлениями падения составляет менее 120° . Такой тип распределения падений наблюдается в большинстве поперечных и барханных дюн, а также в насыщенных грядовых дюнах. Во втором случае угол расхождения между двумя основными направлениями больше 120° . Это характерно для продольных дюн, отрогов параболических дюн, которые образуют вытянутые и параллельные друг другу гряды, а также для других типов разветвленных дюн. Широкое распространение бимодального распределения направлений падения, по-видимому, является либо результатом действия ветров, дувших в двух направлениях, либо некоторым отклонением направления ветра от основного.

ПАЛЕОПУСТЫНИ

Позднемезозойские и среднемезозойские пустыни США. Считается, что эоловые песчаники, обнажения которых широко распространены на плато Колорадо, являются отложениями палеопустынь. Возраст этих песчаников, встречающихся в основном в штатах Вайоминг, Юта, Колорадо, Аризона и Нью-Мексико, варьирует от поздненеогенового до позднеюрского.

Многие исследователи [75, 55, 70, 71, 76, 40 и др.] изучали стратиграфию эоловых отложений отдельных районов, проводились специальные исследования для выяснения их происхождения и направления палеоветров.

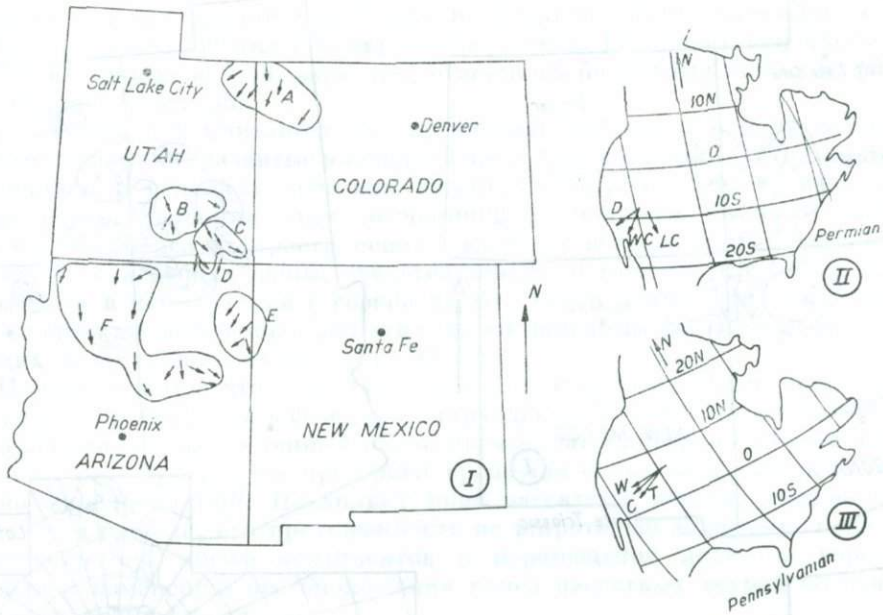
Песчаники, принимаемые за эоловые, в основном окрашены в светлые цвета и характеризуются мелкозернистой структурой, хотя вдоль поверхностей напластования встречаются крупнозернистые и среднезернистые разновидности. Песчаники отличаются как средней, так и хорошей отсортированностью и содержат как полуокатанные, так и хорошо окатанные зерна. Обычным является наличие зерен, покрытых ямками, и зерен, подвергшихся действию мороза.

Большинство этих песчаников рассматриваются как эоловые, однако среди них встречаются песчаники флювиального и (или) морского происхождения, что особенно характерно для окраинных участков их накопления.

1. *Пенсильванское и пермское время.* Стратиграфические сопоставления, проведенные в региональном плане, показали, что в целом песчаники, считающиеся эоловыми, вклиниваются в западном направлении в морские отложения, а в восточном — в континентальные иных типов. Пояс распространения эоловых песчаников протягивается от юго-западной части штата Вайоминг, через восточную окраину штата Юта и далее в южном направлении, в центральные районы штата Аризона. Считается, что на западе эти песчаники представляют собой дюнные отложения прибрежной равнины, а на востоке — внутриконтинентальную пустыню. Источником песков, возможно, были отложения пляжей и морские пески регрессивной стадии.

Замеры направлений падений косых слоев свидетельствуют о том, что «в пенсильванское и пермское время, в период отложения верхней части толщи песчаника Уйбер, ветры дули преимущественно с севера и северо-востока; накопление толщи песчаников Уайт-Рим и Коконино обязано ветрам, дувшим с северо-запада, севера и северо-востока; пески, слагающие толщу Седар-Меса, были принесены северо-западными ветрами, а пески толщи Де-Челли — северными и северо-восточными ветрами» (фиг. 34) [70].

2. *Триасовое время.* Встречающиеся местами среди толщи ранне- и средне-триасовых (?) отложений формации Моенкопи пачки эоловых песчаников указывают на то, что палеоветры в то время дули с северо-запада [55]. Поздне-триасовые песчаники Уингейт перемежаются с отложениями формации Чинл; считается, что они образовались в условиях влажного тропического или субтропического климата с засушливыми периодами [71].



Фиг. 34. Направления ветров в пределах плато Колорадо в пермское и пенсильванское время.

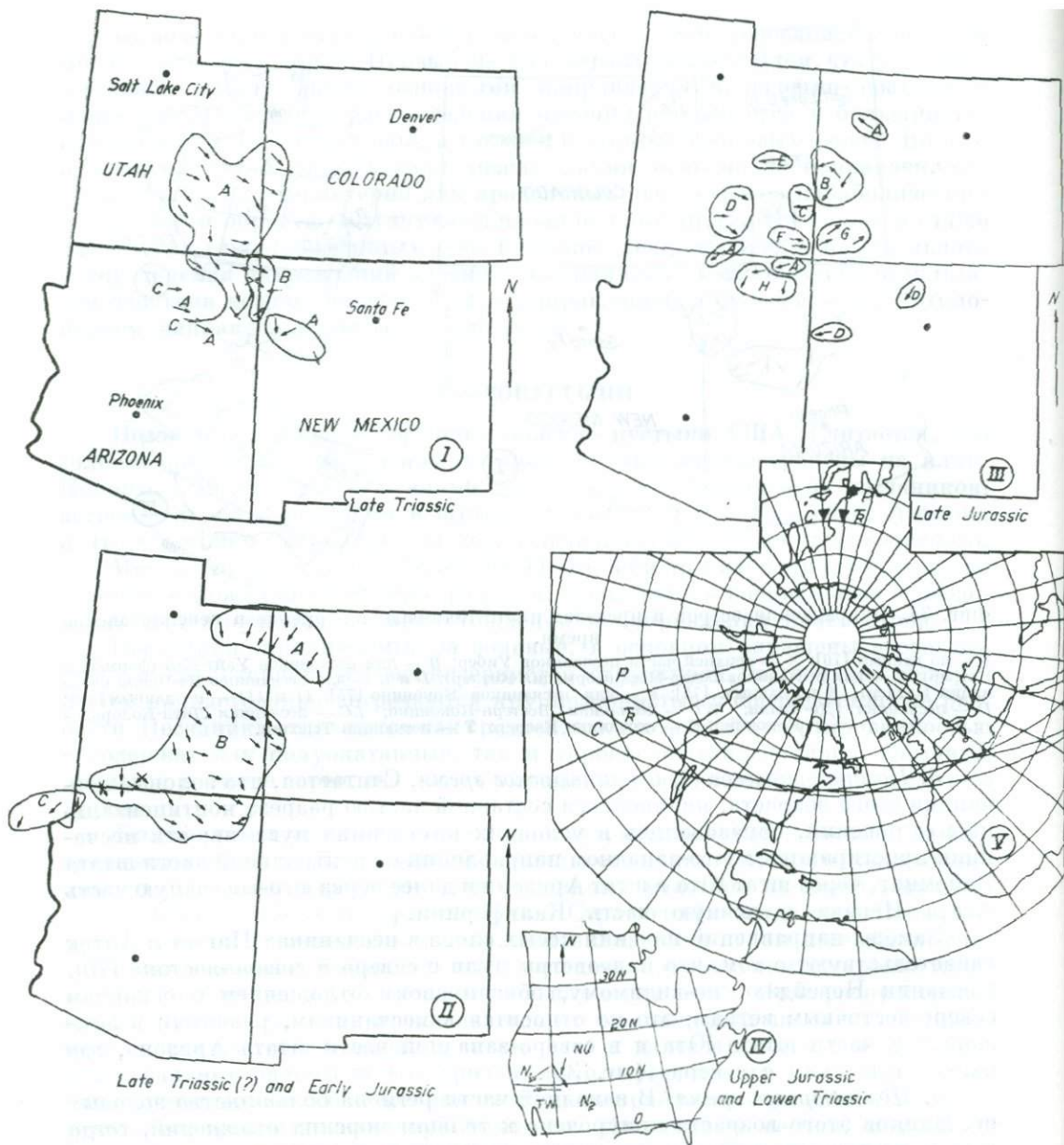
I — по данным [70]: A — верхней части песчаников Уйбер; B — для песчаников Уайт-Рим (формация Катлер); C — для песчаников Седар-Меса (формация Катлер); D и E — для песчаников Де-Челли (формация Катлер), E по данным [75]; F — для песчаников Коконино [75]; II и III — по данным [40]; D — песчаники Де-Челли; WC — песчаники Вестерн-Коконино; LC — песчаники Литл-Колорадо-Коконино; C — песчаники Каспер; T — песчаники Тенслип.

3. Позднетриасовое (?) и раннеюрское время. Считается, что эоловые песчаники этого возраста, являющиеся составной частью разреза континентальных отложений, образовались в условиях внутренних пустынь; эти песчаники простираются в юго-западном направлении от центральной части штата Вайоминг, через штат Юта в штат Аризона и далее через юго-восточную часть штата Невада в южную часть Калифорнии.

Замеры направлений падения косых слоев в песчаниках Наггет и Адтек свидетельствуют о том, что палеоветры дули с севера и северо-востока [70]. Песчаник Невейджо, по-видимому, обязан своим отложением в основном северо-восточным ветрам; это не относится к песчаникам, развитым в юго-западной части штата Юта и в северо-западной части штата Аризона, где палеоветры дули с севера (фиг. 35).

4. Позднеюрское время. В западной части региона большинство эоловых песчаников этого возраста приурочено к толщам морских отложений, тогда как в восточных районах эти пески отлагались в условиях внутренних пустынь [71]. Отложения, которые, по-видимому, являются образованиями прибрежных дюн, встречаются вместе с эвапоритами, что свидетельствует о существовании в то время сухого климата. Некоторые более молодые по возрасту песчаники залегают вместе с флювиальными отложениями.

В позднеюрское время ветровой режим был, очевидно, более сложным, чем на предыдущих этапах геологического развития, о чем свидетельствуют векторы падений, по которым можно установить, что ветры дули в двух почти противоположных друг другу направлениях. Отложение песчаников Энтрадо обусловлено действием северо-восточных или восточных ветров. Исключение составляет лишь верхняя часть разреза этих песчаников на юге центральной части штата Юта, которые, вероятно, были принесены северо-западными и западными ветрами. Во время отложений песчаников Кау-Спрингс в штате Аризона дули в основном северные и северо-восточные



Фиг. 35. Направление ветров, дувших в пределах плато Колорадо в мезозойское время [70].

I — поздне триасовое время; A — для песчаников Уингейт; B — для языков песчаников Уингейт в верхней части формации Чинд; C — для песчаников Динозавр-Каньон (формация Моунейв); II — поздне триасовое (?) и раннеюрское время; A — для песчаников Наггет и эквивалентных им пород; B — для песчаников Навахо; C — для песчаников Аутек; III — позднеюрское время; от A до D — для песчаника Энтрада (A — для нерасчлененных, B — для свиты Слик-Рок, C — для свиты Моаб, D — для верхней песчаной свиты); E — для базального песчаного пласта формации Кармел; F — для песчаников Блафф; G — для песчаников Джанки-Крик; H — для песчаников Кау-Спринг [70, 75, 89, 20, 35, 36]; IV — направление палеоветров, положение палеомеридиана и палеошироты во время отложения верхнетриасовых и нижнеюрских эоловых песчаников на плато Колорадо: NU — песчаники Наггет, N₁ — песчаник Верхний Навахо (Кайрш); N₂ — песчаник Средний Навахо (Кайрш); TW — песчаники типа песчаников Уингейт [40]; V — положение экватора и полюсов в каменноугольное, пермское и триасовое время [22].

ветры. Отложение песчаников Блафф и Джанктин-Крик было обусловлено действием ветров, дувших с запада и юго-запада. Под действием преимущественно восточных ветров, вероятно, отложился базальный песчаник формации Кармел (фиг. 35).

5. *Заключение.* Считается, что позднепалеозойские и раннемезозойские золотые песчаники, развитые в западной части Соединенных Штатов Америки, отложились в условиях действия пассатных ветров. В настоящее время район распространения этих песчаников расположен намного севернее современного пояса распространения пассатных ветров. Особенности строения слоев, слагающих дюны, свидетельствуют о том, что в среднем палеоветры дули в направлении с севера на юг. Такое направление совершенно не совпадает с характерным для этих широт западным направлением ветров, дующих в настоящее время (фиг. 34, 35).

Предполагается, что в период отложения этих песчаников пояс пассатных ветров простирался в северном направлении [69]. Высказывалась также точка зрения о том, что данный район прежде располагался на более низких широтах, но с тех пор он претерпел вращение по часовой стрелке относительно меридиана [40]. Поскольку пояс пассатных ветров, должно быть, существовал всегда, его протяженность по широте, по-видимому, менялась. Таким образом, дрейф континентов и перемещение полюсов, вероятно, привели к изменению местоположения пояса пассатных ветров по отношению к континенту [66].

Определенные Шоттоном [83] направления палеоветров, дувших в Великобританию в пермское время, а также направления ветров позднепалеозойского и раннемезозойского времени над территорией современных США свидетельствуют о том, что тогда в пределах пояса, расположенного на 20° севернее экватора, преобладали северо-восточные ветры [66].

Данные палеомагнитных измерений показывают, что Северная Америка и Европа претерпели поворот на 24° в результате вращения одного континента относительно другого вокруг точки современного полюса.

Самым лучшим объяснением установленных в результате проведенных измерений направлений палеоветров как для западной части США, так и для бразильской палеопустыни Ботукату служит положение экватора, установленное на основании палеомагнитных данных. Вплоть до позднемезозойского времени Северная Америка и Европа располагались в поясе действия пассатных ветров, и лишь позднее они оказались в поясе действия западных ветров [66].

Считают [81], что направления ветров, которые были установлены при изучении косослоистых золотых песчаников плато Колорадо, были обусловлены скорее действием штормовых, чем доминирующих на этой территории ветров. Однако данные многих элементов залегания как по современным, так и по близким к современным дюнам восточного побережья Южной Америки, на протяжении от Амазонки до устья Ла-Платы, а также результаты многочисленных измерений, произведенных в мезозойских золотых песчаниках Южной Америки, свидетельствуют о том, что в какой-то степени можно быть уверенным в том, что направление результирующего вектора, полученного при измерении элементов залегания косых слоев, в большинстве случаев отражает направление действия преобладавших в данном районе ветров. И только в тех случаях, когда рельеф местности влиял на ветровой режим, направления преобладавших ветров не отражались в косой слоистости дюн. С другой стороны, кажется очевидным, что в тех районах, которые были подвержены эффективному действию ветров противоположных направлений, замеры элементов залегания косой слоистости не играют решающей роли при определении направления доминирующего ветра. Направление падений слоев, зафиксированные на розах-диаграммах, большей частью измерены в районах, где наблюдался именно такой сложный ветровой режим.

Палеопустыня НЬЮ-РЕД в Великобритании. Эоловая косая слоистость песчаников Нижний Бантер, развитых в северном Уэрстшире и восточном Шропшире, изучалась Шоттоном [82]. Направление падения косослоистости песчаника Нижний Бантер, обнажающегося западнее и северо-западнее Бирмингема, варьирует примерно от ЮЗ 234° до СЗ 301° (средним направлением является ЮЗ 266°); это свидетельствует о том, что ветры дули непосредственно с востока. Считается, что этот песчаник слагал барханные дюны [82].

Направления палеоветров во время отложения пермских песчаников эолового типа в Великобритании показаны на фиг. 36. На основании нанесенных на карту направлений ветров можно сделать вывод о том, что тогдашнее положение полюсов отличается от теперешнего [83]. Если учитывать поправку на палеомагнитное склонение, то можно предполагать, что восточные ветры представляли собой пассаты [76]. Пермские дюны Великобритании, вероятно, образовались в условиях жаркой пустыни [83] в поясе действия пассатных ветров северного полушария.

Палеопустыня Ботукату в Южной Америке. Песчаники Ботукату, считающиеся эоловыми по происхождению и характеризующиеся крупной косой слоистостью, местами залегают вместе с флювиальными отложениями [67]. В настоящее время возраст песчаника Ботукату определяется как позднейший — раннемеловой на основании радиометрических данных по базальтам, прослойки которых встречаются в песчаниках.

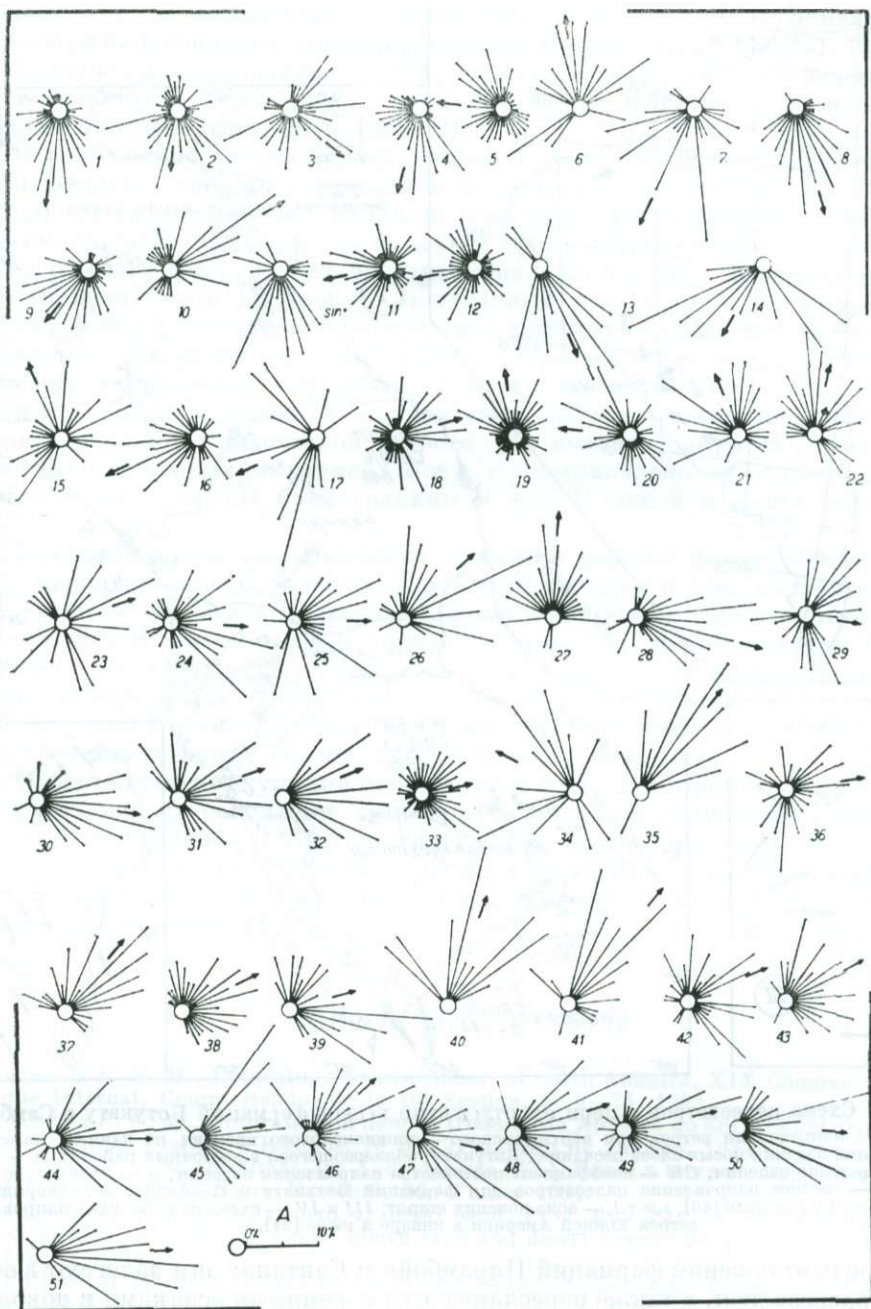
Направление палеоветров времени отложения песчаников Ботукату. Режим палеоветров в пустыне Ботукату неоднократно освещался в литературе [1, 2, 12, 13, 14]. Замеры были проведены и в соответствующих песчаниках Ботукату отложениях формации Самбайба в северной Бразилии (Бигарелла, Монтенегро и Каутиньо, неопубликованные данные).

Направления падения косой слоистости в отложениях, развитых в северных районах палеопустыни Ботукату (Санта-Катарина, Риу-Гранди-ду-Сул и Уругвай), свидетельствуют о западных и запад-юго-западных ветрах (фиг. 37, 38). В пределах южной части Парагвая эти ветры отклонялись в северном направлении (фиг. 38, II). Направления падения косой слоистости, замеренные в северных районах пустыни Ботукату (Мату-Гросу, Гояс, Минас-Жерайс, Сан-Паулу, Парана и некоторые районы Парагвая), указывают на то, что палеоветры были в основном северными и север-северо-восточными, т. е. «возвратными» пассатными ветрами (фиг. 38). Эти северные палеоветры в районе Параны отклонялись к западу.

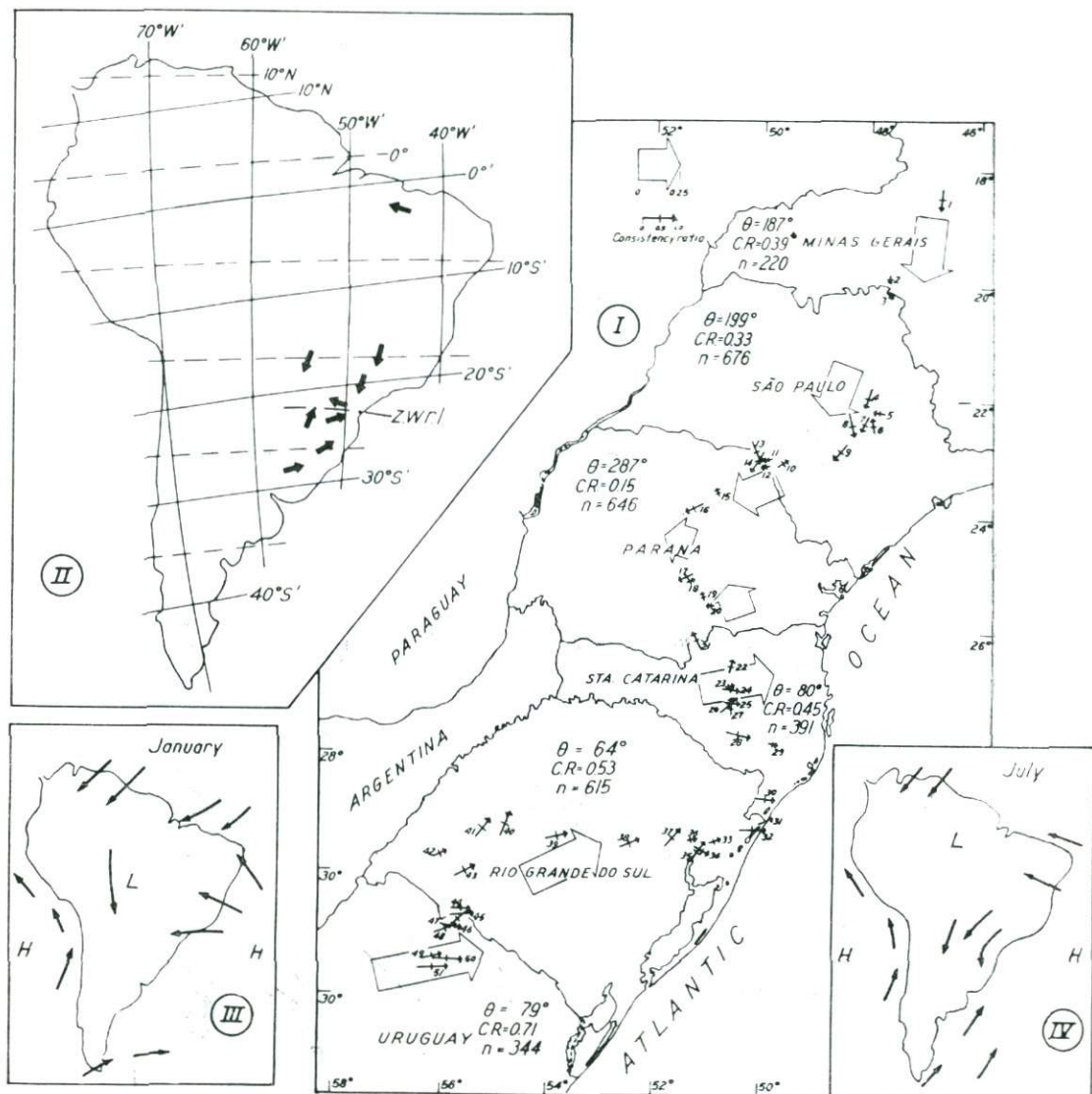
Массы воздуха, вторгавшиеся в палеопустыню Ботукату с юга, продвигались на север, следы их в виде текстурных особенностей отложений известны в основном в Паране и Сан-Паулу. Несколько реже массы северного воздуха достигали южных районов пустыни. Вследствие столкновения холодных и более теплых масс воздуха выпадали дожди, наиболее обильные в северной части Санта-Катарины. На это также указывает наличие суб-



Фиг. 36. Направление палеоветров в пределах Великобритании в пермское время [83].



Фиг. 37. Розы-диаграммы направлений падения косой слоистости песчаника Ботукату.
 Местоположение изученных образцов показано на фиг. 38 [15].



Фиг. 38. Схема палеоветров в пери од отложений песков формаций Ботукату и Самбайба.

I — карта направлений ветров для верхнеюрского — нижнемелового времени по данным измерения направлений падения косых слоев песчаника Ботукату, обнажающегося в восточных районах (θ — среднее направление падения, CR — коэффициент постоянства направления падения, n — количество замеров); II — среднее направление палеоветров для формаций Ботукату и Самбайба, палеомеридиан и палеошироты по данным [40], z.ю.г.л. — зона конских широт; III и IV — схема современных направлений ветров Южной Америки в январе и июле [61].

аквальных отложений формаций Пирамбойа и Сантана; они залегают в основании разреза дюн, а также переслаиваются с дюнными осадками и довольно широко распространены в Паране и Сан-Паулу, в северном направлении мощность их уменьшается. Отложения, накопление которых проходило в условиях водной среды, в южной части палеопустыни Ботукату встречаются редко [14]. Предполагается, что очень низкий коэффициент постоянства направлений падения, полученный при замерах элементов залегания косой слоистости в Паране, обусловлен в основном тем, что накопление осадков происходило в условиях противодействующих друг другу западных и северных ветров. Район, где происходило столкновение этих ветров, простирается в западном направлении до Парагвая (фиг. 38, II).

Результаты замеров кривой слоистости в формации Самбайба служат ключом для распознавания обстановки позднеюрской — раннемеловой южноамериканской палеопустыни (формации Ботукату и Самбайба). Среднее направление падения, равное СЗ 293°, свидетельствует о том, что передвижение песков было обусловлено преимущественно действием юго-восточных пассатных ветров (фиг. 38 и табл. 2).

В заключение можно сделать вывод о том, что мезозойские эоловые пески Южной Америки отлагались в условиях палеопустыни, которая располагалась в районе низких широт и образовалась в результате действия: 1) юго-восточных пассатных палеоветров (формация Самбайба), 2) северных и север-северо-восточных «возвратных» палеопассатных ветров (северная часть палеопустыни Ботукату), 3) западных палеоветров (западная часть палеопустыни Ботукату). Палеопустыня Ботукату сходна с современными пустынями, где дуют пассатные ветры, например с Сахарой. Характерной особенностью пустынь, в пределах которых дуют пассатные ветры, является изменение расположения и направления передвижения песчаных дюн на определенной критической широте (на конских широтах). По кривой слоистости в эоловых песчаниках Ботукату установлено, что такая критическая широта проходит близ границы между Параной и Санта-Катариной (25—27° ю. ш.).

Западные ветры, вторгавшиеся в южные районы палеопустыни Ботукату, вероятно, зарождались западнее этой пустыни в зоне высокого давления, располагавшейся над существовавшим в то время юрско-меловым морем. Поскольку в то время не было горной системы Анд, западные ветры беспрепятственно проникали в районы, где отлагались пески Ботукату. Восток-юго-восточные ветры (формация Самбайба) и северные ветры (северная часть палеопустыни Ботукату) зарождались в существовавшей в то время в южной части Атлантического океана зоне высокого давления.

Общая схема циркуляции атмосферных масс, о которой было составлено представление на основании данных замеров кривой слоистости песчаников Ботукату и Самбайба, свидетельствует о том, что по позднеюрское — раннемеловое время положение Южной Америки по отношению к экватору не очень отличалось от современного. Этот вывод согласуется с данными палеомагнитных наблюдений [27].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Almeida F. R. M., Botucatu, a Triassic desert of South America, XIX Congrès Géologique Internat. Comp. Rendus de la 19^e Session, p. 9—24, 1953.
2. Almeida F. F. M., Botucatu, um deserto triássico da América do Sul, DNPM Div. Geol. Min., Notas Prelim. e Estudos, № 86, 21 p., Rio de Janeiro, 1954.
3. Andrade G. O. de, Os climas, in: A. de Azevedo (Ed.), Brasil a terra e o homem, p. 397—457, Companhia Editora Nacional, São Paulo, 1964.
4. Bagnold R. A., The movement of desert sand, Proc. Roy. Soc. A, 157, London, 1936.
5. Bagnold R. A., The physics of blown sand and desert dunes, 265 p., Methuen and Co., Ltd., London, 1954.
6. Ball M. M., Carbonate sand bodies of Florida and the Bahamas, Journ. Sed. Petrology, 37, № 2, p. 556—591, 1967.
7. Beadnell H. J. L., Sand dunes of the Libyan desert, Geogr. Journ., 35, p. 379—395, 1910.
8. Bigarella J. J., Becker R. D., Duarte G. M., Coastal dune structures from Paraná (Brazil), Marine Geol., 7, № 1, p. 5—55, 1969.
9. Bigarella J. J., Mousinho M. R., Silva J. X., Process and environments of the Brazilian Quaternary, Imprensa Univ. Fed. Paraná, Curitiba 71 p., 1965.
10. Bigarella J. J., Oliveira M. A. M., Nota preliminar sobre as direções de transporte dos arenitos Furnas e Botucatu na parte setentrional da Bacia do Paraná, Bol. Par. Geogr., 18/20, p. 247—256, Curitiba, 1966.
11. Bigarella J. J., Popp J. H., Contribuição ao estudo dos sedimentos praias recentes. IV, Praia e dunas de Barra do Sul (S.C.), Bol. Par. Geogr., 18/20, p. 133—149, 1966.

12. *Bigarella J. J., Salamuni R.*, Contribuição ao estudo da estratificação cruzada nos arenitos mesozóicos do Brasil meridional e Uruguai, *Dusenía*, 8 (2), p. 45—60, Curitiba, 1959a.
13. *Bigarella J. J., Salamuni R.*, Nota sôbre a estratificação cruzada do Arenito Botucatú nos Estados de Minas Gerais, São Paulo e Paraná, *Inst. Biol. Pesq. Tecn., Notas Prelim. e Estudos*, № 3, 4 p., Curitiba, 1959b.
14. *Bigarella J. J., Salamuni R.*, Early Mesozoic wind patterns au suggested by june bedding in the Botucatú Sandstone of Brazil and Uruguay, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 72, p. 1089—1106, 1961.
15. *Bigarella J. J., Salamuni R.*, Some palaeogeographic and palaeotectonic features of the Paraná Basin, in: *Bigarella, Becker and Pinto*, eds., *Problems in Brazilian Gondwana Geology*, Curitiba, pp. 235—301, 1967.
16. *Braun G.*, Entwicklungsgeschichtliche Studien an europäischen Flachlandsküsten und ihren Dünen, *Veröff. des Inst. für Meereskunde und des Geog. Inst. and der Univ. Berlin*, Heft 15, p. 1—174, 1911.
17. *Bretz J. H.*, Bermuda, A partially drowned, late mature, Pleistocene karst, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 1729—1754, 71 p., 1960.
18. *Bryan K., McCann F. T.*, Sand dunes and alluvium near Grants, New Mexico, *Am. Antiquity*, 8, № 3, p. 281—295, 1943.
19. *Bucher W. H.*, The origin of ripples and related sedimentary surface forms, *Am. Journ. Sci.*, 3d series, XLVII, p. 149—210, 1919.
20. *Cadigan R. A.*, The correlation of the Jurassic Bluff and Junction Creek Sandstones in Southeastern and Utah and Southwestern Colorado; *Pennsylvania State College Master's thesis*, 163 p., 1952.
21. *Capot-Rey R., Capot-Rey F.*, Le déplacement des sables eoliens et la formation des dunes désertiques, d'après R. A. Bagnold, *Trav. de l'Inst. de Recherches Sahariennes*, 5, p. 47—80, 1948.
22. *Collinson D. W., Runcorn S. K.*, Polar wandering and continental drift: new evidence from paleomagnetic observations in the United States, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 71, p. 915—958, 1960.
23. *Cooper W. S.*, Coastal sand dunes of Oregon and Washington, *Geol. Soc. Am. Mem.* 72, 169 p., 1958.
24. *Cooper W. S.*, Coastal dunes of California, *Geol. Soc. Am. Mem.*, 104, 131 p., 1967.
25. *Cornish V.*, On the formation of sand dunes, *Geogr. Journ.*, IX, p. 278—309, 1897.
26. *Cornish V.*, *Waves of sand and snow*, London, T. F. Unwin, 383 p., 1914.
27. *Creer K. M.*, Preliminary palaeomagnetic measurements from South America, *Ann. Geophys.*, 14, № 3, p. 373—390, 1958.
28. *Cressey G. B.*, The Indiana sand dunes and shore lines of the Lake Michigan Basin, *Geogr. Soc. Chicago Bull.*, № 8, 80 p., Univ. Chicago Press, 1928.
29. *Fairbridge R. W.*, African Ice-Age aridity, in: *Nairn A. E. M.* ed., *Problems in Palaeoclimatology*, p. 356—360, 1964.
30. *Fedorovitch B. A.*
31. *Finkel H. J.* The barchans of southern Peru, *Journ. Geol.*, 67 (6), p. 614—647, 1959.
32. *Ford E. W.*, The transport of sand by wind, *Trans. Am. Geophys. Union*, 38, № 2, p. 171—174, 1957.
33. *Hack J. T.*, Dunes of western Navajo Country, *Geogr. Rev.* 31, p. 240—263, New York, 1941.
34. *Hansen V.*, Sandflugten i Thyog dens indflydelse pa Kulturlandskabet, *Meddelelser fra Skalling — Laboratoriet*, 16, p. 69—91, København, 1959.
35. *Harshbarger J. W.*, Petrology and stratigraphy of Upper Jurassic rocks of central Navajo Reservation, Arizona, *Arizona Univ. Ph. D. Thesis*, 1949.
36. *Harshbarger J. W., Repenning C. A., Irving J. H.*, Stratigraphy of the uppermost Triassic and Jurassic rocks of the Navajo Country, *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper* 291, 74 p., 1957.
37. *Högbom I.*, Ancient inland dunes of Northern and Middle Europa, *Geografiska Annaler*, 1923.
38. *Holm D. A.*, Desert geomorphology in the Arabian Peninsula, *Science*, 132, № 3437, p. 1369—1379, 1960.
39. *Inman D. L., Ewing G. C., Corliss J. B.*, Coastal sand dunes of Guerrero Negro, Baja California, Mexico, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 77, p. 787—802, 1966.
40. *Irving E.*, Paleomagnetism and its application to geological and geophysical problems, *John Wiley and Sons*, 399, p., New York, 1964.
41. *Jentsch K. A.*, Die Geologie der Dünen, in *Gerhardt*, *Handbuch des deutschen Dünenbaues*, Pt. 1, p. 1—124, 1900.
42. *Jones O. T.*, The geology of the Colwyn Bay district; a study of submarine slumping during the Salopian period, *Quat. Journ. Geol. Soc.*, London, 95, p. 335—376, 1939.
43. *Kindle E. M.*, Recent and fossil ripple marks, *Canad. Geol. Surv., Museum Bull.* 25, 1917.
44. *King C. A. M.*, *Techniques in Geomorphology*, E. Arnold, London, 1966.
45. *Kuhlman H.*, Sandflugt og Klitdannelse *Meddelelser fra Skalling, Laboratoriet*, 16,

- p. 1—19, København, 1959a.
46. *Kuhlman H.*, Kornstørrelser i Klit-og Strandsand, Meddelelser Fra Skalling — Laboratoriet, **16**, p. 20—56, København, 1959b.
 47. *Kuhlman H.*, Quantitative measurements of aeolian sand transport, Meddelelser Fra Skalling — Laboratoriet, **16**, p. 51—74, København, 1959c.
 48. *Laming D. J. C.*, Fossil winds, Journ. Alberta Soc. Petroleum Geologists, **5**, p. 179—183, 1958.
 49. *Long J. T., Sharp R. P.*, Barchan-dune movement in Imperial Valley, California, Geol. Soc. Am. Bull., **75**, p. 149—156, 1964.
 50. *Maack R.*, Os problemas da Terra de Gondwana relacionados ao movimento tangencial de migração da crosta terrestre, Bol. Par. Geogr., **18/20**, p. 25—70, Curitiba, 1966.
 51. *Mackenzie F. T.*, Geometry of Bermuda Calcareous dune cross-bedding, Science, **144**, № 3625, p. 1449—1450, 1964.
 52. *Madigan C. T.*, The Australian sand ridge deserts, Geogr. Rev., **26**, p. 205—227, 1936.
 53. *McBridge E. F., Hayes M. O.*, Dune cross-bedding on Mustang Island, Texas, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **46**, p. 546—551, 1962.
 54. *McKee E. D.*, The Coconino Sandstone — its history and origin, Carnegie Inst. Washington, Pub. 440, p. 78—115, 1933.
 55. *McKee E. D.*, Smaal-scale structures in the Coconino Sandstone of northern Arizona, Journ. Geol., **53**, № 5, p. 313—325, 1945.
 56. *McKee E. D.*, Primary structures in some recent sediments, Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, **41**, № 8, p. 1704—1747, 1957.
 57. *McKee E. D.*, Structures of dunes at White Sands National Monument, New Mexico, Sedimentology, **7**, № 1, p. 1—70, Amsterdam, 1966.
 58. *McKee E. D., Tibbitts G. C.*, Primary structures of a seif dune and associated deposits in Lybya, Journ. Sed. Petrology, **34**, № 1, p. 5—17, 1964.
 59. *McKee E. D., Weir G. W.*, Terminology for stratification and cross-stratification in sedimentary rocks, Bull. Geol. Soc. Am., **64**, p. 381—390, 1953.
 60. *Merk G. P.*, Great sand dunes of Colorado, Guide to the Geology of Colorado, Rocky Mt. Assoc. Geologists, p. 127—129, 1960.
 61. *Monteiro C. A. F.*, A circulação atmosférica e os tipos de tempo; in: Atlas Geográfico de Santa Catarina, Depto. Estadual de Geografia e Cartografia — Florianópolis, 1958.
 62. *Murphy M. A., Schlanger S. O.*, Sedimentary structures in Ilhas and São Sebastião formations (Cretaceous), Recôncavo Basin, Brazil, Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, **46**, p. 457—477, 1962.
 63. *Norris R. M.*, Barchan dunes of Imperial Valley, California, Journ. Geol., **74**, № 3, p. 292—306, 1966.
 64. *Norris R. M., Norris K. S.*, Algodones dunes of southeastern California, Geol. Soc. Am. Bull., **72**, p. 605—620, 1961.
 65. *Opdyke N. D.*, Palaeoclimatology and palaeomagnetism in relation to polar wandering and continental drift, Ph. D. thesis, Univ. Durham, England, 235 p., 1958.
 66. *Opdyke N. D., Runcorn S. K.*, Wind direction in the western United States in the Late Paleozoic, Geol. Soc. Am. Bull., **71**, № 7, p. 959—972, 1960.
 67. *Pacheco J.*, Notas sobre a geologia do vale do Rio Grande, etc., São Paulo, Com. Geogr. e Geol., p. 33—38, São Paulo, 1913.
 68. *Peacock J. D.*, Contorted beds in the Permo-Triassic aeolian sandstones of Morayshire, Bull. Geol. Surv. Gr. Brit., **24**, p. 157—162, 1966.
 69. *Poole F. G.*, Paleowind directions in late Paleozoic and early Mesozoic time on the Colorado Plateau as determined by cross-strata, Geol. Soc. Am. Bull., **68**, p. 1870, 1957.
 70. *Poole F. G.*, Wind directions in Late Paleozoic to Middle Mesozoic time on the Colorado Plateau, U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 450-D, art. 163, p. 147—151, 1962.
 71. *Poole F. G.*, Palaeowinds in the western United States, in: *Nairn, A. E. M.*, Problems in Palaeoclimatology, p. 394—405, John Wiley and Sons, London, 1964.
 72. *Price W. A.*, Sedimentology and Quaternary Geomorphology of South Texas, Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans., **8**, p. 41—75, 1958.
 73. *Price W. A.*, Stages of oxidation coloration in dune and barrier sands with age, Geol. Soc. Am. Bull., **73**, p. 1281—1284, 1962.
 74. *Pryor W. A.*, Cretaceous sedimentation in Upper Mississippi Embayment, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **44**, № 9, p. 1473—1504, 1960.
 75. *Reiche P.*, An analysis of cross-lamination: the Coconino Sandstone, Journ. Geol., **46**, p. 905—932, 1938.
 76. *Runcorn S. K.*, Climatic change through geological time in the light of the paleomagnetic evidence for polar wandering and continental drift, Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., **87**, № 373, p. 282—313, 1961.
 77. *Santos E. O.*, Características climáticas, in: *A. de Azevedo*, ed., A baixada santista, aspectos geográficos, **1**, p. 95—150, Editora da Univ. de São Paulo, 1965.
 78. *Serra A.*, Atlas climatológico do Brasil, Conselho Nac. de Geogr., **433**, p., Rio de Janeiro, 1956.
 79. *Sharp R. P.*, Wind ripples, Journ. Geol., **71**, p. 617—636, 1963.

80. *Sharp R. P.*, Wind-driven sand in Coachella Valley, California, *Geol. Soc. Am.*, 75, p. 1045—1074, 1966.
81. *Sharp R. P.*, Kelso Dunes, Mojave Desert, California, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 77, p. 1045—1074, 1966.
82. *Shotton F. W.*, The lower Bunter sandstones of north Worcestershire and east Shropshire, *Geol. Mag.*, 74, p. 534—553, 1937.
83. *Shotton F. W.*, Some aspects of the New Red Desert in Britain, *Liverpool Manchester, Geol. Journ.*, 1, p. 450—466, 1956.
84. *Smith H. T. U.*, Geologic studies in southwestern Kansas, *Kansas State Geol. Surv. Bull.* 34, 242 p., 1940.
85. *Sokolow N. A.*, Die Dünen, Bildung, Entwicklung und innerer Bau, Berlin, Springer, 298 p., 1894.
86. *Solger F.*, Geologie der Dünen, in *Dünenbuch*, Stuttgart, F. Enke, 1910.
87. *Tanner W. F.*, Eolian ripple marks in sandstone, *Journ. Sed. Petrol.*, 34, № 2, p. 432—433, 1964.
88. *Twenhofel W. C.*, A treatise on sedimentation, 2nd ed., Baltimore, 1932.
89. *Wilson R. F.*, The stratigraphy and sedimentology of the Kaventa and Moenave formations, Vermilion Cliffs region, Utah and Arizona, *Stanford Univ. Ph.D. thesis*, 337 p., 1959.
90. *Wright H. E., Jr.*, Late Pleistocene climate of Europe, A review, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 72, p. 933—984, 1961.

ВЫЯВЛЕНИЕ В СТРАТИГРАФИЧЕСКОМ РАЗРЕЗЕ ОТЛОЖЕНИЙ ПРОЛЮВИАЛЬНЫХ¹ КОНУСОВ ВЫНОСА

У. Булл

Университет штата Аризона

ВВЕДЕНИЕ

Отложения пролювиальных конусов выноса (alluvial fans) являются типичными континентальными образованиями. Отдельный веер представляет собой сегмент конуса, расширяющийся вниз по склону от точки, в которой водный поток выходит из гор. Хотя сама поверхность конуса в стратиграфическом разрезе и не сохраняется, ясно выраженные комплексы отложений пролювиальных конусов выноса сохранились по всему земному шару.

Отложения пролювиальных конусов выноса имеют важное экономическое значение. Во многих районах к ним приурочены основные запасы грунтовых вод, и через них восполяются запасы подземных вод. Поверхности многих конусов выноса очень благоприятны для использования в сельскохозяйственных целях, для нужд городов и промышленности.

Современные конусы выноса характеризуются некоторыми особенностями, знание которых помогает распознавать их в древних отложениях. Образование каждого конуса выноса связано с районом источника сноса материала, откуда по дренирующей системе, закачивающейся единым коренным потоком, продукты эрозионного разрушения пород транспортируются к подножию гор. В результате формируются конусы выноса. В плане такой конус имеет веерообразную форму, и изогипсы склона направлены своей выпуклой частью вниз по склону от вершины конуса. Радиальные профили через всю толщу конуса обычно вогнутые, а поперечные — выпуклые. Выступы коренных пород, которые часто встречаются в районах подножий гор (педиментов), очень редко выходят на дневную поверхность через мощную толщу пролювиальных отложений. Если же такие выходы имеются, то они обычно приурочены к верхней части конуса.

Описанные выше особенности строения аллювиального конуса выноса видны на аэрофотоснимке (фиг. 1). Конус выноса Коппер-Каньона ограничен дугой 180°; столь обширная площадь этого конуса объясняется тем, что на данном участке нет других крупных конусов выноса, которые ограничили бы его развитие по площади. Обычно же примыкающие друг к другу конусы выноса сдерживают разнос материала в боковых направлениях. Поэтому большинство пролювиальных отложений представляют собой слившиеся друг с другом конусы выноса, которые вместе образуют предгорный склон, иногда носящий название «баджада» (badjada)². Небольшие, сливающиеся друг с другом конусы показаны в верхней части фиг. 1.

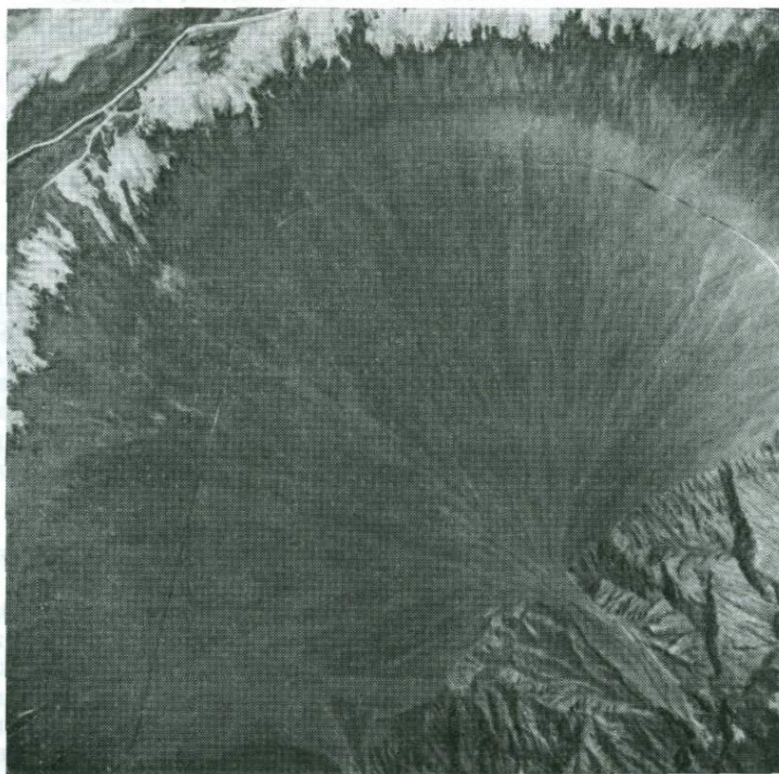
Больше всего пролювиальные конусы выноса распространены в засушливых районах земного шара, но встречаются также в районах влажного климата, например в Японии [44], Гималаях [18], Канаде [59] и в арктических районах Скандинавских стран [29] и Канады [35].

Особенности строения района источника сноса влияют на размеры конуса выноса. Связь между ними выражается определенными уравнениями. Например, уравнением

$$A_f = cA_d^n,$$

¹ Термины «пролювий» и «пролювиальные отложения», введенные в конце XIX века А. П. Павловым, в английской научной литературе почти неизвестны; вместо них употребляют термины «аллювиальный конус» или «аллювиальный веер». — *Прим. ред.*

² Баджада — длинный пролювиальный откос у подножия горы. — *Прим. перев.*



Фиг. 1. Вид сверху на конус выноса Коппер-Каньона в Долине Смерти, Калифорния.
Фото Г. Чашмена, Геологическая служба США.

где A_f и A_d — районы конуса выноса и дренажного бассейна, коэффициент s отражает степень подверженности эрозии пород в районе источника сноса, а также характеризует тектонические условия, обуславливающие процессы эрозии и отложения осадков [6, 10, 16, 42, 24, 26].

В данной статье рассмотрены те характерные особенности пролювиальных отложений, которые могут оказаться полезными для их распознавания в стратиграфическом разрезе.

Прежде всего будут описаны те особенности, которые можно определить при изучении небольших обнажений и образцов керна, получив тем самым данные, служащие критериями для выделения пяти типов флювиальных процессов, формирующих конусы. Далее проанализирован разрез толщи конуса выноса и построена его трехмерная модель, с помощью которой можно представить себе процесс осадконакопления в обстановке пролювиального конуса выноса.

ПРОЛЮВИАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Если некоторые обстановки осадконакопления выявляются по сочетанию физических, химических и биологических признаков, то для распознавания обстановки пролювиальных конусов выноса необходимы в основном сведения о физических особенностях.

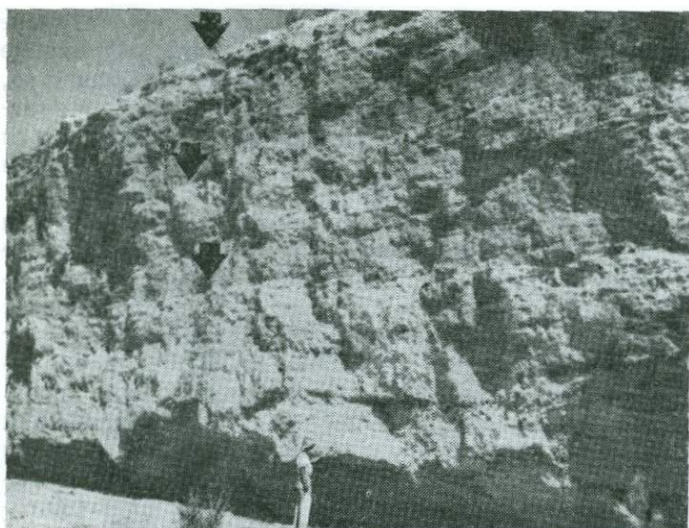
Два химических признака характеризуют пролювиальные отложения — степень их окисленности и наличие солей, которые отлагались вместе с осадками конуса или образовались внутри них позже. Большая часть отложений конусов выноса окислена. Следовательно, характерной особенностью конусов

выноса засушливых или полусушливых районов является недостаточное развитие в них восстановленных образований. Окисленные тонкозернистые отложения конусов выноса, содержащие видимое органическое вещество, были детально описаны ранее [43]. Отмечалось [41], что обусловленный окислительными процессами цвет отложений конусов выноса может сохраняться даже после того, как осадок окажется захороненным на глубине более 500 м ниже уровня грунтовых вод.

Отложения конусов выноса обычно содержат соли, например гипс или кальцит, которые осаждались вместе с накапливающимися осадками или же представляют собой концентрации продуктов постседиментационного выветривания верхней части отложений. Поскольку конус выноса формируется в результате сноса материала каким-то одним потоком, в примыкающих друг к другу участках конусов выноса могут встречаться разные типы растворимых солей; это наблюдается при различии литологии источника сноса. Химические признаки могут быть использованы для разделения отложений конусов выноса, связанных с различными источниками сноса. Так, известен пример [8], когда в отложениях соседних конусов выноса среднее содержание гипса составляет 2,2 и 0,03%. Погружение осадка ниже уровня грунтовых вод может вызывать изменение химического состава солей в осадке под воздействием циркулирующих вод. Максимальным содержанием солей обычно характеризуются отложения, залегающие у нижней кромки конуса выноса, так как этот участок часто является местом разгрузки грунтовых вод или же районом, куда стекают соленые воды, содержащиеся в распространенных по соседству плейстоценовых отложениях. Концентрическая полосчатость отложений вблизи нижнего края склона конуса, видная на фиг. 1, объясняется тем, что отложения здесь содержат больше солей и влаги и подвержены более интенсивному химическому выветриванию по сравнению с отложениями верхней части склона.

Растворение карбоната кальция в верхней части почвенного профиля и его осаждение в нижней характерно для тех участков конусов, где прекращено накопление осадков и фильтрация воды сквозь толщу почвы недостаточна, чтобы привести к удалению аутигенных карбонатов. Детальное описание карбонатных скоплений в почвах пустынных районов, таких, какие могут быть встречены в отложениях конусов выноса, приводится Гиле и др. [22]. Для большинства конусов выноса характерно чередование накопления осадков и образования почвенного профиля, так как в процессе формирования конуса происходит многократное смещение участка, где происходит накопление осадков, от одной стороны конуса к другой. Если между периодами осадконакопления проходит достаточно много времени для того, чтобы развились процессы выветривания, формируется ряд почвенных горизонтов, каждый из которых свидетельствует о перерыве осадконакопления. На фиг. 2 приведен пример сложно построенных погребенных почвенных горизонтов. В десятиметровой толще наносов там, где русло прорезает верхнюю часть конуса выноса, обнажены три зоны скопления карбонатных образований. Осадки конуса выноса целиком представлены материалом, отложившимся в водной среде и являющимся продуктами разрушения карбонатных пород в районе источника сноса.

Ископаемые остатки организмов не только редко встречаются в аллювиальных отложениях конусов выноса, но и мало используются при разграничении обстановок осадконакопления конусов выноса от других континентальных обстановок, например от обстановки аллювиальных равнин. Растительные фрагменты в гравийных отложениях конусов выноса встречаются редко. Органические остатки наблюдались лишь изредка в отложениях конусов выноса, однако наличие органического вещества не является отрицательным признаком конусов выноса. Леггет и др. [35] дают описание пролювиальных отложений в Северной Канаде, содержащих



Фиг. 2. Известковые слои (слои Каличе) в конусе выноса Уилер-Уоп; южный склон гор Спринг, Невада.

в алевритах как разложившееся, так и неразложившееся органическое вещество, обусловившее благодаря процессам восстановления соответствующий цвет вмещающих алевритов. Известно описание [41] образцов керна скважин из отложений конусов выноса в западной части долины Сан-Хоакин, Калифорния; в них содержатся мелкие обломки органического вещества, рассеянного в песке, алеврите и глине, цвет которых обусловлен окислительными процессами. Лето в данном районе жаркое и сухое, а ежегодное количество осадков, которое выпадает в виде дождей в зимние месяцы, составляет 15—20 мм.

Наиболее надежными критериями, по которым можно выявить пролювиальные отложения, являются физические характеристики. Некоторые способы осадконакопления в пределах конусов выноса типичны и для других обстановок. Так, например, русловые отложения образуются в различных обстановках осадконакопления, тогда как отложения паводков и разливов рек, вероятно всего, сохраняются в пределах конусов выноса. Потоки обломочного материала (debris flows), или, вернее, грязекаменные потоки, также могут образовываться в различных обстановках. Они встречаются на склонах возвышенностей (эрозионная обстановка) и в речных долинах. Однако в долинах рек эти грубые и несортированные отложения сохраняются лишь временно, так как новые потоки воды размывают их. В пределах активных аккумулятивных конусов выноса эрозионные процессы выражены слабо, что является идеальным условием для сохранения таких специфических обломочных отложений в разрезе.

В связи с тем что большей частью отложения конусов выноса являются покровными и, следовательно, легко диагностируются по форме напластования, тот или иной способ накопления конуса выноса (например, грязевой поток) выявляется более определенно по сравнению с другими обстановками.

Отложения конусов выноса имеют различный литологический состав. Некоторые из них представлены органогенными алевритами [35], другие состоят в основном из галек и валунов и не содержат тонкозернистого материала [25]. В пределах большинства конусов выноса имеются осадки различных типов, причем их соотношения друг с другом могут меняться как в вертикальном разрезе, так и по площади конуса от его вершины к периферии. Каждый пласт конуса соответствует какому-то одному акту осадконакопления, состоящего из многочисленных подобных событий: эрозия—

отложение осадка. Снос материала, поступающего в главный поток, несущий его к конусу выноса, может быть вызван выпадением дождя в пределах всей территории или же таянием снега во всем бассейне или на отдельных участках. Наблюдается большое разнообразие в сносе материала, источниках сноса, способе транспортировки осадков и других факторах, которые накладывают свой отпечаток на характер отдельных пластов, сохранившихся на участках конусов выноса.

Распределение обломочного материала по величине частиц в современных конусах выноса засушливых районов показывает, что размер зерен уменьшается по мере удаления от вершины конуса [53, 4, 1, 19, 8, 51, 5, 27]. Эта закономерность нарушается внедрением временных потоков, отлагающих материал иного размера.

Отложения водных потоков. Два типа водных отложений можно обнаружить в большинстве конусов выноса, а третий тип возникает при определенных условиях в области сноса. Большинство осадков представлено покровными песками, алевритами, гравием, которые переносились по разветвленной системе временных русел. Второй тип осадков — это заполнение крупных русел потоков, которые периодически прорезали конусы выноса. Третьим типом являются просеянные или инфильтрационные отложения (sieve deposits), которые образуются в результате прохождения материала не поверх конуса, а инфильтрационно, между обломками ранее отложенных накоплений, последние должны быть настолько грубообломочными, проницаемыми, что сквозь них может проходить нагруженный поток. Нередко он достигает окраины конуса выноса. На тех участках, где поток фильтруется через осадки, образуются лопастевидные залежи гравия, что уменьшает угол падения склона, способствуя тем самым концентрации на нем дополнительных масс осадков.

Покровные осадки разливов. Покровные отложения образуются в результате того, что на конечном отрезке русла в протоках нагруженная осадочным материалом вода выходит из русла и распространяется сплошным плащом по площади конуса выноса. Осаждение материала происходит потому, что поток становится шире, а глубина, уклон и скорость меньше. Глубина протока обычно менее 30 см. Неглубокие протоки быстро заполняются осадками, и потоки воды, несколько смещаясь в сторону, текут по вновь образованным руслам. В результате образуется плащеобразный покров песчаных и гравийных отложений, который снова прорезается то разъединяющимися, то соединяющимися неглубокими каналами.

Покровные отложения обычно состоят из гравия, песка или алеврита с небольшим количеством глины. Отложения в целом хорошо отсортированы, кослоистые, слоистые или массивные; они детально описаны [17].

На фиг. 3, А показаны низкие бары-валы, а также разделяющиеся и вновь соединяющиеся каналы, характерные для водных покровных отложений конусов выноса; видна часть района (протяженностью 1,6 км). Карта подобного района и итоги изучения размеров частиц осадка в 14 образцах опубликованы автором ранее [8].

В разрезах более древних конусов выноса, перпендикулярных направлению потока, ясно видно линзовидное строение отложений, разветвленной системы потоков, низких баров-валов. Пески, алевриты и гравий, показанные на фиг. 3, Б, отложились у вершины плиоценового и плейстоценового конуса выноса, площадь которого составляла более 518 км².

Русловые осадки. Осадки, заполняющие русла потоков, которые периодически врезаются в отложения конуса выноса, обычно более грубозернистые и хуже отсортированы, чем покровные, отложенные разветвленной системой потоков. Слоистость русловых отложений не столь четкая, как в покровных осадках. Мощность отдельных пластов меняется, чаще всего она составляет 5—60 см, но бывает меньше 2,5 см и больше 1,5 м.



Фиг. 3. Осадки разветвленной сети потоков; округ Западный Фресно, Калифорния. А — осадки разветвленной сети потоков на конусе выноса Арройо-Хондо; Б — обнажения осадков разветвленной сети потоков в пределах древнего конуса выноса Паноче-Крик.

На фиг. 4 показана текстура врезания и заполнения (cut-and-fill structure) канала, прорезающего борт по периферии конуса выноса. Вмещающие отложения представлены в основном глинистыми песками, отложенными грязевыми потоками, а каналы выполнены гравием и глинистым песком.

Сравнение степени сортированности отложений разветвленной системы потоков и русловых отложений в 36 образцах было проведено автором ранее [8]. Изучавшиеся образцы были взяты из района источника сноса, сложенного песчаниками и аргиллитами, среднее содержание глины в образцах составляло 6%. Ниже приводится характеристика сортированности¹ осадка.

Инфильтрационные, или просеянные, осадки. Если из источника к конусу выноса поступает мало песка, алеврита и глины, то образуются достаточно проницаемые отложения, сквозь которые происходит полная фильтрация поступающего потока до того, как он достигнет периферии конуса выноса. Такие условия способствуют образованию гравийных накоплений лопастевидной формы. Эти лопастевидные отложения гравия изучены Хуком [27], который назвал их просеянными отложениями (sieve deposits). Он утверждает, что,



Фиг. 4. Разрез толщи отложений, заполняющих небольшие русла в пределах конуса выноса Тьюми-Галч; Западный Фресно, Калифорния.

¹ Используют три показателя сортированности:

а) коэффициент Траска

$$S_0 = \sqrt{Q_{75}/Q_{25}};$$

б) ϕ -квартирное отклонение

$$QD_\phi = \frac{\phi_{25} - \phi_{75}}{2};$$

в) σ — стандартное отклонение

$$\delta_\phi = \frac{\phi_{16} - \phi_{84}}{2}.$$



Фиг. 5. Просеянные, или инфильтрационные, отложения на небольшом конусе в Долине Смерти, Калифорния.

поскольку «вода скорее проходит сквозь такие осадки, чем протекает по их поверхности, они служат в качестве фильтров или сит, позволяя воде просачиваться через них, задерживая в то же время транспортируемый потоком грубый материал».

Таким образом, формирование в пределах конусов выноса просеянных, или инфильтрационных, отложений обуславливается своеобразием источника сноса. Если последний слагается, например, трещиноватыми кварцитами, то кластический материал, сносимый к конусам выноса, будет представлен характерными полуокатанными обломками вместо хорошо окатанного гравия. Хорошая сортированность инфильтрационных отложений приводит к образованию массивных пластов, контакты между которыми видны плохо.

Инфильтрационные отложения распространены не столь часто, как другие типы осадков конусов выноса, однако они обладают наиболее четкими признаками.

Просеянные отложения на небольшом крутом конусе показаны на фиг. 5. Большая часть поверхности конуса выноса имеет темную окраску, обусловленную пустынным загаром. Человек стоит на недавно образовавшейся лопасти (языке), сложенной тонкозернистыми просеянными (инфильтрационными) отложениями.

Отложения грязекаменных потоков. С уменьшением скорости или глубины водных потоков из общей массы транспортируемого ими материала отлагаются лишь определенные осадки. При перегруженности взвешенным материалом поток ведет себя скорее как некая пластичная масса, чем как ньютоновская жидкость, и он из водного становится грязекаменным¹. Такие потоки характеризуются высокими плотностью и вязкостью по сравнению с водоотками, поэтому отложения плохо отсортированы, имеют лопастевидную, языкообразную форму залегающая, ясные границы и четко отличаются от покровных отложений. Грязекаменные потоки способны переносить валуны и глыбы, весящие много тонн. Образование таких потоков вызывают следующие факторы: поступление обильных количеств воды (обычно в перио-

¹ В русской литературе такие потоки чаще называются селями (или селевыми).—
Прим. ред.



Фиг. 6. Грязекаменный поток на конусе выноса Спарклаг-Каньона; западный склон гор Уайт, Калифорния.

ды интенсивных дождей) на протяжении коротких периодов, следующих друг за другом через неравные интервалы времени; наличие крутых склонов с растительным покровом, недостаточным для того, чтобы воспрепятствовать быстрой эрозии отложений, и, наконец, поступление глинистого материала, который составляет основную массу потока. Отложения потоков высокой вязкости в большинстве случаев залегают вблизи вершин конусов выноса [27, 15].

Соотношение отложений водных потоков и грязекаменных сильно меняется от одного конуса выноса к другому, а также может меняться на протяжении периода осадконакопления в пределах одного и того же конуса выноса. Там, где условия области питания неблагоприятны для формирования грязекаменных потоков, конусы выноса полностью сложены осадками, отложенными водными потоками. Другие конусы выноса целиком представлены отложениями грязекаменных потоков. Большинство же конусов выноса сложены переслаивающимися осадками грязекаменных и водных потоков.

На фиг. 6 показана часть мощного вязкого грязекаменного потока. Видные на переднем плане резкие очертания языковидных лопастей свидетельствуют об очень высокой вязкости потока. Выступы размером от 1 до 2,5 м, видные в верхней части склона конуса выноса, представляют собой покрытые илом валуны. Гладкая поверхность характерна для свежих отложений грязекаменных потоков, отложившихся в пределах пролювиальных конусов выноса. Поверхность более древних отложений грязекаменных потоков неровная (обнажены углубления и намывные валы), сложена булыжниками и валунами, поскольку дожди смывают большую часть глинистого материала. В дальнейшем водные потоки могут расчленить эти отложения. Грязекаменные валы примыкают к руслам некоторых водных потоков [52]. Максимальная мощность грязекаменных отложений, показанных на фиг. 6, составляет 1,2—2,0 м [2].

Грязевой поток, являясь разновидностью грязекаменного потока, переносит в основном песчаный и более мелкозернистый материал. Многие иссле-



Фиг. 7. Грязевой поток на конусе выноса Сантьяго-Крик; северный склон гор Сан-Эмигдио, Калифорния.

дователи пользуются термином «грязевой поток» в генетическом смысле, подразумевая под ним все типы потоков, несущих обломочный материал, поскольку глинистая основа этих потоков является их отличительным и обязательным признаком в противоположность водным потокам.

Грязевой поток, показанный на фиг. 7, состоит из плохо отсортированного глинистого песка. Вязкость такого потока невелика; об этом свидетельствуют тонкие края лопастных языков. Мощность отложений быстро увеличивается при удалении от их краев и составляет 1—1,3 м (место, где видна лопата). Грязевой поток практически не содержит материала с частицами размером больше 4 мм, и поэтому можно думать, что видимые в правой части фотографии гальки были привнесены более ранним грязекаменным потоком. Полигональная система трещин усыхания характерна для отложений грязевых потоков, содержащих большое количество глины и немного гравия.

Слоистость отложений грязекаменных потоков обычно видна нечетко, однако при тщательном рассмотрении в обнажениях можно различить плоскости, отделяющие осадки одних потоков от других [3]. Слои грязекаменных осадков становятся отчетливо видны при чередовании их с водными осадками.

Существует несколько характерных признаков, которые помогают выявить в разрезе осадки грязекаменных потоков. Покровные отложения в обнажениях можно узнать по постоянной мощности их центральных частей. Сведения о вязкости того или иного потока можно получить при изучении местоположения и ориентировки более крупных обломков. При отложении обломков, переносимых жидким потоком, будет образовываться сортированная, или градационная, слоистость, а плитчатые обломки займут горизонтальное положение или отложатся черепицеобразно (*imbricated orientation*). Чем больше вязкость потока, тем крупнее равномерно распространенные по всему разрезу обломки. В наиболее вязких потоках наблюдается не только равномерное распределение обломочного материала, характерно также вертикальное, перпендикулярное направлению потока положение плоских обломков.

Плохая сортированность является характерной особенностью осадков грязекаменных потоков. Многие толщи, образованные потоками обломочного

материала, представлены настолько грубозернистыми осадками, что при изучении распределения частиц по их размерам бывает трудно подобрать типичный образец. В связи с этим было проведено лишь несколько гранулометрических анализов этих отложений [14, 54]; еще меньше было проведено

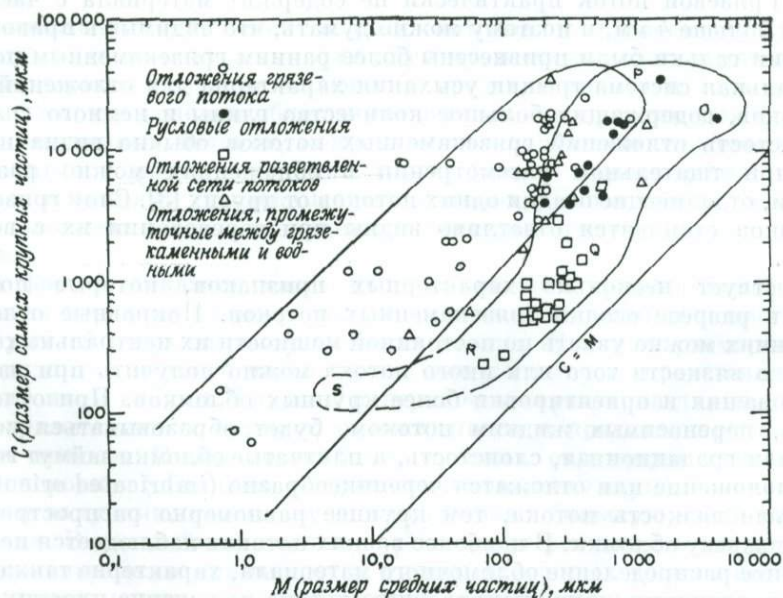
Таблица 1

Сортировка пролювиальных отложений конусов выноса хребта Дьябло, Калифорния

	S_0	σ_ϕ	QD_ϕ
Отложения разветвленной системы потоков	1,1—2,7	0,48—2,4	0,15—1,4
пределы значений			
средние значения	1,5	1,0	0,56
Русловые отложения	1,3—4,8	0,82—3,4	0,42—2,3
пределы значений			
средние значения	2,1	2,0	1,1
Отложения грязевых потоков	5,0—25,0	4,1—6,2	2,3—4,7
пределы значений			
средние значения	9,7	4,7	3,1

исследований, позволяющих сравнить отсортированность отложений грязекаменных и водных потоков из одного источника сноса. Автор [8] провел 50 гранулометрических анализов отложений грязевых потоков; средние показатели сортированности образцов приведены в табл. 1. Среднее содержание глины в образцах отложений грязевых потоков составляет 31%.

Распределение максимальных и медианных частиц. Логарифмический график распределения максимальных (C), соответствующих 1% на кумулятивной кривой, и медианных размеров (M), согласно предыдущим исследованиям [48, 49], дает возможность определить, в какой обстановке происходило отложение осадка. Автор [7], используя параметры C и M , полученные гранулометрическим анализом по 102 образцам из обнаже-



Фиг. 8. График распределения максимальных (C) и медианных (M) размеров частиц покровных отложений конуса выноса в западной части округа Фресно, Калифорния.

Объяснения в тексте.

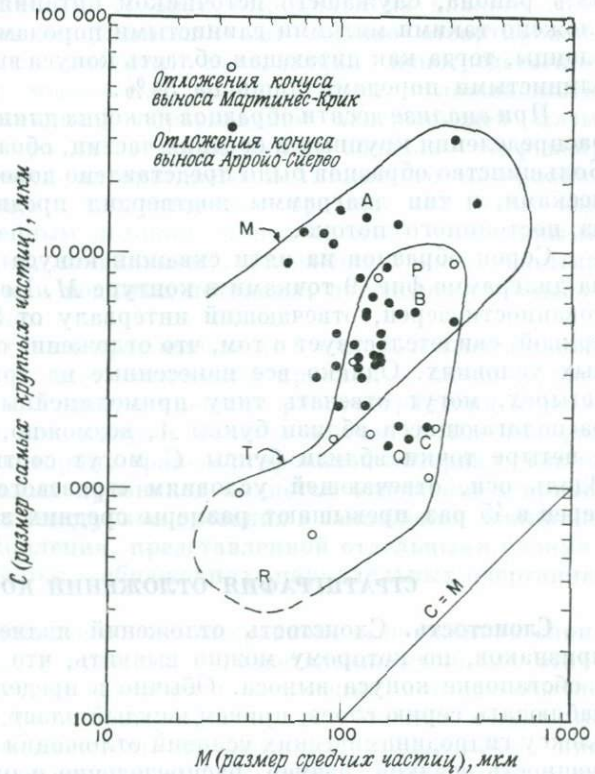
ний и 50 образцам керна скважин, взятым из отложенных конусов выноса, выявил особенности, которые могут характеризовать определенные условия осадкообразования в пределах конусов.

Способ отложения был установлен в процессе полевых наблюдений при изучении образцов, из обнажений на фиг. 8 приведены параметры SM для этих образцов. Было установлено [48, 49], что синусоидальный характер распределения точек на графике отвечает отложению осадка в условиях непрерывного движения в текущих реках. Прямолинейный характер распределения точек, объединенных в сегмент, который вытянут почти параллельно линии, отвечающей условию $C = M$, характерен для отложений турбидитных потоков. Аналогичные условия отложения осадков, очевидно, имеются и в пределах конусов выноса засушливых районов.

Три из четырех приведенных на фиг. 8 сегментов, отвечающие поступательному виду движения по Пассега, свидетельствуют о том, что отложение осадков происходило в условиях водного потока. Сегмент, отвечающий условиям накопления осадков в пределах глубоких устойчивых русел рек (по Пассега, RS), на фигуре отсутствует; это свидетельствует о том, что осадконакопление в таких условиях нехарактерно для районов пролювиальных конусов выноса, отложения которых образуются в условиях временно существующих мелководных потоков.

Характер распределения SM отложений грязевых потоков такой же, как и для турбидитных потоков [48, 49]; это свидетельствует о том, что и турбидитные, и грязевые потоки переносят тонкозернистый материал. Основные различия между грязевыми и турбидитными потоками заключаются в градационной сортированности той части осадка, которая представлена самыми крупными частицами. Пассега [48, 49] отмечает, что вдоль осей участков, представляющих на графике условия турбидитных потоков, размер самых крупных частиц превышает размеры средних частиц в 2,3—4,2 раза, а в грязевых потоках в 40—80 раз. Худшая сортированность осадков грязевого потока свидетельствует о его гораздо большей плотности и вязкости по сравнению с турбидитным потоком, изученным Пассега.

Характер распределения крупных и средних зерен может использоваться для выяснения условий отложения осадков конусов выноса при анализе образцов из обнажений. На фиг. 9 показан характер распределения крупных и средних частиц (SM) на основе анализа кернов из отложений двух конусов выноса, которые примыкают к хребту Дьябло в Калифорнии. Около



Фиг. 9. График распределения максимальных (C) и медианных (M) размеров частиц в пролювиальных отложениях; западная часть округа Фресно, Калифорния.

Объяснение в тексте.

68% района, служащего источником питания для конуса Арройо-Сьерво, сложено такими мягкими глинистыми породами, как аргиллит и глинистые сланцы, тогда как питающая область конуса выноса Мартинес-Крик сложена глинистыми породами лишь на 34%.

При анализе десяти образцов из керна длиной 21 м был выявлен характер распределения крупных и средних частиц, обозначенный на фиг. 9 буквой *T*. Большинство образцов было представлено довольно хорошо сортированными песками, и тип диаграммы подтвердил предположение об отложении их из постоянного потока.

Сорок образцов из пяти скважин конуса Арройо-Сьерво представлены на диаграмме фиг. 9 точками в контуре *M*. Более широкий диапазон сортированности зерен, отвечающий интервалу от 50 до 99% на кумулятивной кривой, свидетельствует о том, что отложение осадка происходило в смешанных условиях. Однако все нанесенные на график точки, за исключением четырех, могут отвечать типу прямолинейных грязевых потоков. Точки, располагающиеся вблизи буквы *A*, возможно, отвечают грязевым потокам, а четыре точки вблизи буквы *C* могут соответствовать водным осадкам. Вдоль оси, отвечающей условиям «грязевого потока», размеры крупных зерен в 45 раз превышают размеры средних зерен.

СТРАТИГРАФИЯ ОТЛОЖЕНИЙ КОНУСОВ ВЫНОСА

Слоистость. Слоистость отложений является одним из самых четких признаков, по которому можно выявить, что осадконакопление проходило в обстановке конуса выноса. Обычно в пределах одного обнажения можно наблюдать серию слоев, причем каждый пласт отвечает определенному комплексу гидродинамических условий отложения осадков, которые определяли мощность осадков, размер, распределение и ориентировку частиц, а также контакт с подстилающими пластами. Даже в пределах конусов, полностью сложенных водными осадками, различия в характере потока приводят к образованию существенных отличительных особенностей в литологии слоев (фиг. 3, *B*).

Наиболее отчетлива слоистость толщ в конусах, сложенных как водными



Фиг. 10. Слоистость нижнетретичных пролювиальных отложений; южный склон гор Санта-Катарина, штат Аризона.

так и грязекаменными отложениями. Плохо отсортированные массивные пласты отложений грязекаменных потоков резко отличаются от слоев, отложенных из водных потоков. Таким образом, одним из отличительных признаков отложений конусов выноса является широкое разнообразие типов осадков.

В связи с тем что большая часть осадков конусов выноса отлагалась как покровы или лопастевидные тела, разные типы отложений, включая и грязекаменные, в большинстве обнажений имеют обычно одинаковую мощность. Мощность отложений водных потоков обычно является функцией высоты рельефа местности, т. е. суммы высоты валов и глубины проток, а также функцией степени эрозионных изменений послеседиментационными потоками.

На фиг. 10 показан пример разнообразия слоистости. Массивный мощный пласт постоянной мощности (вы-

ше шляпы), сложенный глинистым гравием, отложился из вязкого грязекаменного потока. Под этими осадками залегают хорошо отсортированные пески, отложенные водным потоком. Залегающий непосредственно на песках глинистый слой мощностью около 1,2 см, отложившийся в водной среде, является типичным образованием завершающей фазы эфемерного кратковременного разлива, когда поток обладал энергией, достаточной лишь для переноса алевритового и глинистого материала. Слой плохо отсортированного алевритового гравия залегают над слоем, отложенным грязекаменным потоком, и под слоями, отложенными водными потоками. Эти осадки, по-видимому, отложены грязекаменными потоками с низкой вязкостью или водными потоками, переносившими неоднородный по размеру материал.

Если отдельные слои могут быть прослежены не в одном, а в нескольких обнажениях, появляется другой диагностический признак — площадь распространения отдельных слоев. Размеры площади распространения отдельных слоев покровных отложений конусов выноса обычно в 10—100 раз превышает ширину русла, по которому транспортировался материал. Таким образом, одним из отличительных признаков является отношение ширины главных русел, представленных текстурами врезания и заполнения, к ширине прежней зоны покровного накопления, представленной отдельными слоями. Эта связь лучше всего проявляется в обнажениях, параллельных очертанию бывшего края конуса.

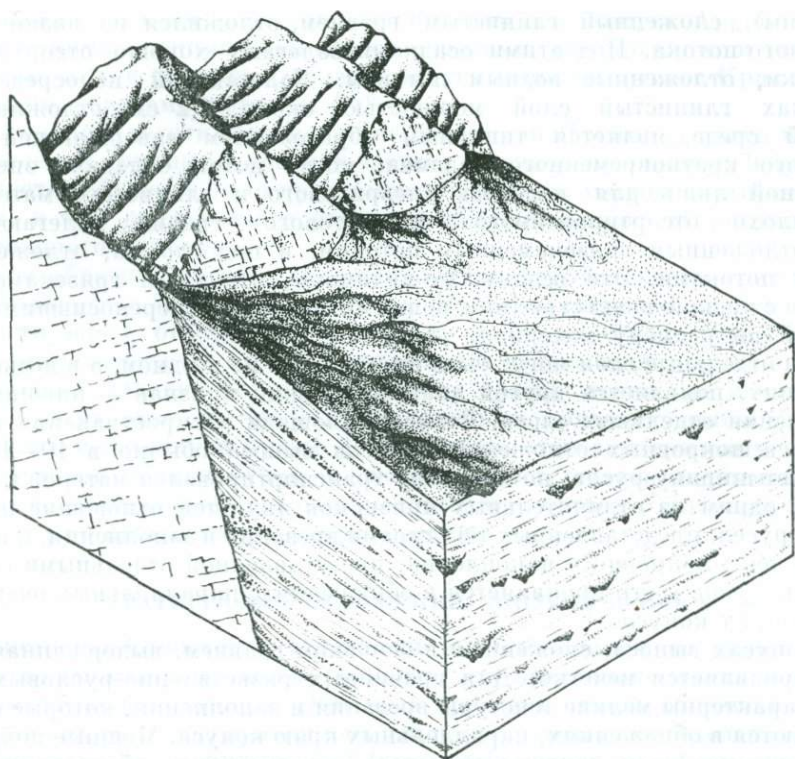
В конусах выноса, сложенных в основном гравием, выдержанная слоистость проявляется нечетко. Для гравийных разветвленно-русловых отложений характерны мелкие текстуры врезания и заполнения, которые обычно наблюдаются в обнажениях, параллельных краю конуса. Мощные покровные пласты гравия (если таковые имеются), по-видимому, образовались при больших разливах, в результате переработки больших объемов ранее отложенного материала.

Тела покровных и лопастевидных водных и грязекаменных отложений современных конусов выносов обычно имеют длину, превышающую их ширину в 5—20 раз. Длина покровов колеблется от нескольких метров до многих километров. Установить протяженность наиболее крупных покровов не представляется возможным из-за недостаточной обычно обнаженности. Однако изучение слоев малой протяженности показывает, что они обычно узки по сравнению с площадью распространения тех же пластов.

Несмотря на то что местами потоки меняют свои направления более чем на 30° [11], в целом в пределах конуса выноса меандрирования русел не происходит, в связи с чем наблюдается исключительное постоянство направлений движения потоков. Результаты статистического анализа [30, 47] свидетельствуют о постоянстве направления потоков в обстановке конусов выноса.

Некоторые текстуры изученных отложений [47] представлены косыми слоями, наклоненными против течения, что указывает на направление течения, противоположное большинству потоков. Вместо того чтобы на основании этого сделать вывод, что направленные вверх по течению падения слоев есть результат ошибки измерений, Нильсен [47] утверждает, что такие падения обусловлены сохранением формы слоев антидюн, которые были описаны в литературе [23].

Строение конуса выноса. Строение полно развитого конуса выноса отражает накопление огромного числа слоев различной протяженности и мощности, а также смены мест накопления осадков, вызванной вторжением питающих потоков и последующим заполнением их русел осадками. На фиг. 11 показан типичный район, где воздымание участка вдоль пограничного сброса вызвало интенсивное накопление пролювиальных осадков у подножия гор. Поверхность конуса выноса не изрезана меандрами, а пересекается развет-



Фиг. 11. Строение пролювиального конуса выноса.

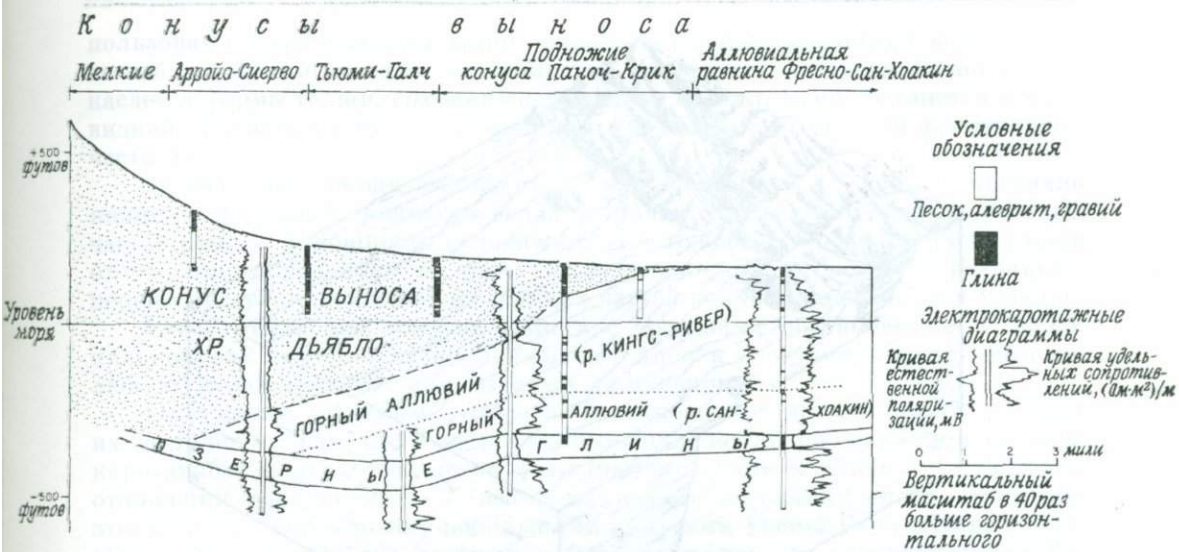
вленной сетью потоков; с одним из них связан самый поздний эпизод осадко-накопления.

Взаимосвязь между радиальными и поперечными разрезами толщи отложений конуса выноса очень разнообразна. В радиальных разрезах конуса выноса можно проследить отдельные пласты, протягивающиеся на большие расстояния; отложения, заполняющие каналы, встречаются редко.

В противоположность этому в поперечных разрезах конуса выноса видны перекрывающие друг друга слои ограниченной протяженности, которые прерываются отложениями с текстурой врезания и заполнения. В связи с тем что некоторые потоки распространялись от вершины конуса выноса вниз по склону на небольшое расстояние, а другие достигали лишь его средней части, текстуры врезания и заполнения чаще всего распространены недалеко от вершины конуса выноса и редко встречаются или вообще отсутствуют близ края конуса.

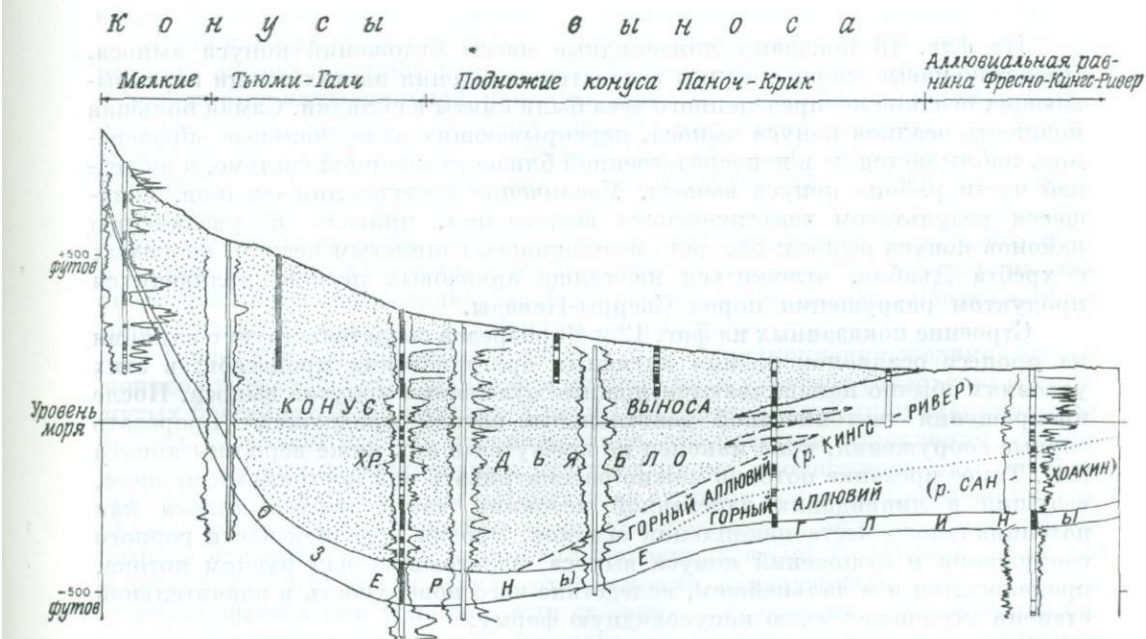
В разрезе могут сохраняться три основные формы конусов выноса. Их поперечные разрезы приведены на фиг. 12, 13 и 14. На фиг. 12 и 13 показаны наблюдавшиеся при полевых исследованиях разрезы конусов выноса; форма толщи отложений конусов выноса рассматривается по отношению к временной линии, приуроченной к кровле озерных глин.

На фиг. 12 показана толща отложений клиновидной формы, наибольшая мощность которой приурочена к предгорьям. В этом районе воздымание горной системы произошло в основном до отложения озерных глин Коркоран, которые деформированы лишь в незначительной степени. С поднятием горного сооружения увеличилось количество материала в районе источника сноса, в связи с чем протяженность конусов выноса, составляющих к концу существования озерных условий лишь 4 км, увеличилась до 22,8 км.



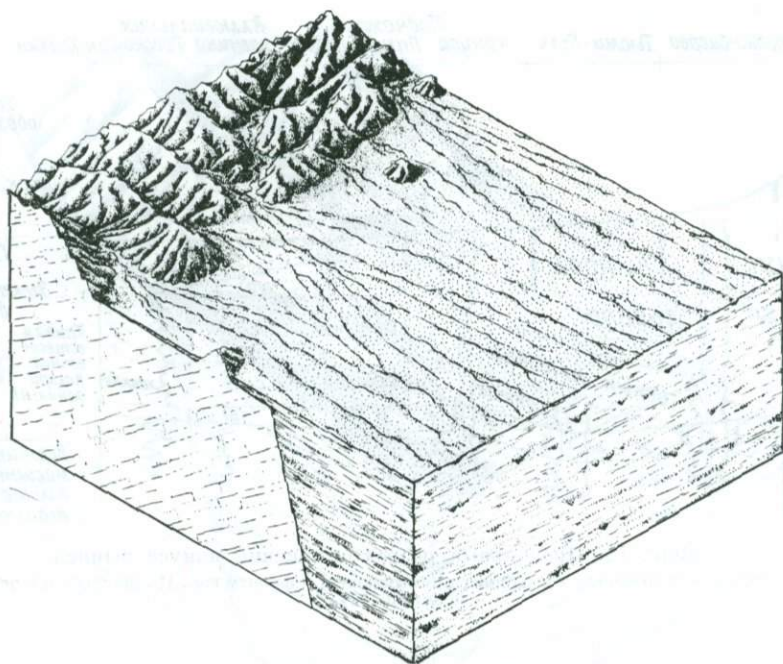
Фиг. 12. Продольный разрез отложений конуса выноса.

Наибольшая мощность отмечается в районе, примыкающем к фронту гор. По Маглеби и Клейну, с изменениями [38].



Фиг. 13. Продольный разрез отложений конуса выноса, имеющих линзообразный характер.

По Маглеби и Клейну, с изменениями [38]. Условные обозначения те же, что на фиг. 12.



Фиг. 14. Продольный разрез отложений конуса выноса.
Мощность увеличивается при удалении от гор.

На фиг. 13 показаны линзовидные массы отложений конуса выноса. Плейстоценовые озерные глины вследствие давления на них толщи перекрывающих осадков неопределенного веса были смяты в складки. Самая большая мощность осадков конуса выноса, перекрывающих аллювиальные образования, наблюдается не в непосредственной близости к горной системе, а в средней части района конуса выноса. Увеличение поступления осадков, явившееся результатом тектонического воздымания, привело к увеличению районов конуса выноса; это дало возможность глинистым пескам, сносимых с хребта Дьябло, отложиться на толще аркозовых песков, являющихся продуктом разрушения пород Сьерры-Невады.

Строение показанных на фиг. 12 и 13 разрезов свидетельствует о влиянии на процесс осадконакопления активных орогенических процессов; в этих условиях обычно накапливаются мощные отложения конусов выноса. После прекращения тектонической деятельности потоки продолжают прорезать горные сооружения, пока наконец не врежутся в них ниже вершины конуса [21]. Такое врезание потоков можно рассматривать как постоянный процесс, ведущий к ликвидации изрезанной потоками части конуса выноса как потенциального места накопления осадков. Эрозия передней части горного сооружения и отложений конуса выноса, залегающих над руслом потока, продолжается и в дальнейшем, вследствие чего поверхность в значительной степени утрачивает свою конусовидную форму.

При смене обстановки накопления осадков на эрозионную десятки и даже сотни футов поверхностных отложений конуса выноса могут быть смыты. Если этот процесс сопровождается отступлением разрушаемой эрозией передней части горного сооружения, то формируется предгорная равнина (падимент), склон которой поднимается вверх от участка, некогда представлявшего собой фронтальную часть гор (фиг. 14). Для того чтобы отнести отложения, образовавшиеся у прежнего фронта гор, к пролювиальным и рассматривать их как часть бывшего конуса выноса, можно по-прежнему

пользоваться приведенным выше описанием стратиграфических взаимоотношений и литологических особенностей отложений конусов выноса. Что касается формы толщи, сохранившейся после эрозии, то она останется клиновидной, а мощность будет увеличиваться в сторону от бывшей фронтальной части гор.

Форма всей толщи отложений, сохранившихся в разрезе, частично является функцией мощности осадков, накопленных до эрозии вершинных частей конуса, и мощности отложений, уничтоженных эрозией. Часть толщи отложений, показанная на фиг. 14, возможно, образовалась в результате перераспределения осадков из верхних частей конуса выноса в более нижние.

Связь отложений конусов выноса с соседними обстановками. Отложения конусов выноса обычно примыкают либо к соседним конусам выноса, либо к аллювиальным или озерным отложениям.

Отложения отдельных конусов вклиниваются друг в друга в зонах их соединения. Там, где имеются данные анализов керна скважин и электрокаротажные диаграммы, легко выявляются четкие различия в литологии отложений конусов выноса, имеющих разные источники сноса. Примером этого служит связь между небольшими конусами Тьюми-Галч и Паноч-Крик (фиг. 13), каждый из которых можно выделить по электрокаротажным диаграммам.

Исходя из данных электрокаротажа (фиг. 12 и 13), можно предположить, что в процессе накопления осадков происходит лишь незначительное увеличение площади конусов выноса. Скорость накопления осадков в пределах конуса выноса с течением времени может либо увеличиваться, либо уменьшаться, но, поскольку скорости привноса материала в смежных дренажных бассейнах, вероятно, сходны между собой, границы примыкающих друг к другу конусов выноса с течением времени изменяются незначительно.

Если нижний край конуса примыкает к протекающему ниже транзитному речному потоку, осадки конуса выноса, вероятно, будут контактировать с отложениями аллювиальной равнины (фиг. 12 и 13). Если скорость накопления осадков конуса превышает скорость накопления осадков аллювиальной равнины, площадь конуса выноса будет расширяться за счет территории равнины до тех пор, пока скорости не сравняются. На территории округа Западный Фресно увеличение скорости накопления осадков, наблюдавшееся в течение последних 600 тыс. лет (возраст кровли озерных глин [32]), и тенденция к достижению состояния равновесия в результате выравнивания скоростей накопления осадков привели к тому, что отложения конуса выноса перекрывают отложения аллювиальной равнины.

Тенденция к выравниванию скоростей осадконакопления соединяющихся конусов выноса, а также конусов и мелководных участков (плейасов) в замкнутых бассейнах была описана Хуком [26]. Созданная Хуком стационарная модель позволяет сделать предположение, что площади накопления осадков конусов выноса и мелководных участков прямо пропорциональны объемам поступающего в их пределы материала за единицу времени. Согласно модели Хука, контакт между плейасовыми отложениями и отложениями конуса выноса относится к типу взаимовклинивающихся (*intertonguing*); такой же контакт наблюдается и между отложениями сливающихся друг с другом конусов выноса при условии, если скорость поступления осадков меняется.

В замкнутых бассейнах, по-видимому, могли образоваться дождевые озера, которые затопляли участки конусов выноса. Слои озерного происхождения, отложившиеся в периоды мелководья, образуют обширные покровные осадки, встречающиеся в разрезе конусов в виде прослоев. Там, где на глубине можно установить границы распространения какого-то пласта озерного происхождения, его продолжение вверх по склону определяет не только положение береговой линии, но и очертание конуса выноса в этот период.

Некоторые исследователи описывают отложения конусов выноса в ассоциации с брекчией осыпей. Блиссенбах [4] отмечает, что в направлении к источнику сноса происходит взаимовклинивание отложений конусов выноса и осыпей, а Дрюс [19] описывает грубые неслоистые брекчии, распространенные в районе, смежном с бывшей передовой частью горной системы. Отсутствие слоистости отложений, устойчивые типы пород и отсутствие, как правило, мелкозернистого материала свидетельствуют о том, что отмеченные этими исследователями типы грубозернистых отложений, возможно, относятся к водным просеянным осадкам, какие были описаны Хуком [25]. В поле осыпные накопления можно отличить от просеянных отложений на основании того, что в первых размеры частиц увеличиваются вниз по склону и в этом же направлении наклонены слои.

Сравнение отложений конусов выноса с грубозернистыми осадками других обстановок. Некоторые исследователи рассматривают грубые обломочные отложения континентального происхождения как образования конусов выноса. Отложения конусов выноса можно легко отличить от грубозернистых осадков других обстановок, например от гравия, русел рек, гравия подножий гор и морских конгломератов.

Морские конгломераты распространены широко, особенно у береговых линий трансгрессивного или регрессивного типов, где из них со временем образуются покровы гравия с более мелкозернистым заполнителем. Все они отличаются от большинства отложений, развитых в пределах конусов выноса, определенными особенностями: 1) Литоральный гравий имеет серую, зеленую или голубую окраску, свидетельствующую о его отложении в восстановительных условиях. 2) Межгранулярное пространство заполнено хорошо отсортированным песком. В отложениях конусов выноса также встречается гравий с песчаным заполнителем, однако он более характерен для отложений русел рек, причем в пределах как конусов выноса, так и русел рек не образует покровов, столь характерных для литорального типа. 3) Степень окатанности как больших, так и малых обломков в морских грубозернистых отложениях гораздо выше, чем в отложениях конусов выноса.

Большинство различий, которые можно заметить между морскими и пролювиальными обстановками, присущи также литоральным и озерным обстановкам.

Несмотря на то что и русловые, и пойменные аллювиальные отложения являются континентальными образованиями, они значительно отличаются от отложений конусов выноса. Большую часть аллювиальных толщ аккумулярующих (агррадирующих) рек слагают отложения прирусловых валов (pointbar deposits). В противоположность этому лишь незначительный объем толщ отложений конусов выноса представлен осадками каналов заполнения; большая же часть разреза сложена линзовидными покровами разливов и грязекаменных потоков. Как в пойменных, так и в русловых аллювиальных отложениях обычно не встречаются осадки грязекаменных потоков; паводковые воды обычно размывают грязекаменные осадки, отложенные в горах. Смена эрозионной обстановки аккумулятивной у конечного отрезка русла потока в нижней части конуса отвечает идеальным условиям, в которых накапливаются отложения мощностью сотни и тысячи футов, частично состоящие из грязекаменных осадков.

Аллювиальные отложения предгорий отличаются от отложений конусов выноса тем, что они представлены маломощными толщами осадков, отложившихся в водной среде, но скорее в пределах зоны их переноса, чем в области накопления. Конечно, это не исключает возможности захоронения таких предгорных осадков под мощной толщей отложений конусов выноса [58]. Даже некоторые временно существующие толщи аллювиальных отложений у подножия гор в поперечном разрезе имеют форму, характерную для небольших по размерам конусов выноса [37].

ОТЛОЖЕНИЯ КОНУСОВ ВЫНОСА В СТРАТИГРАФИЧЕСКОМ РАЗРЕЗЕ

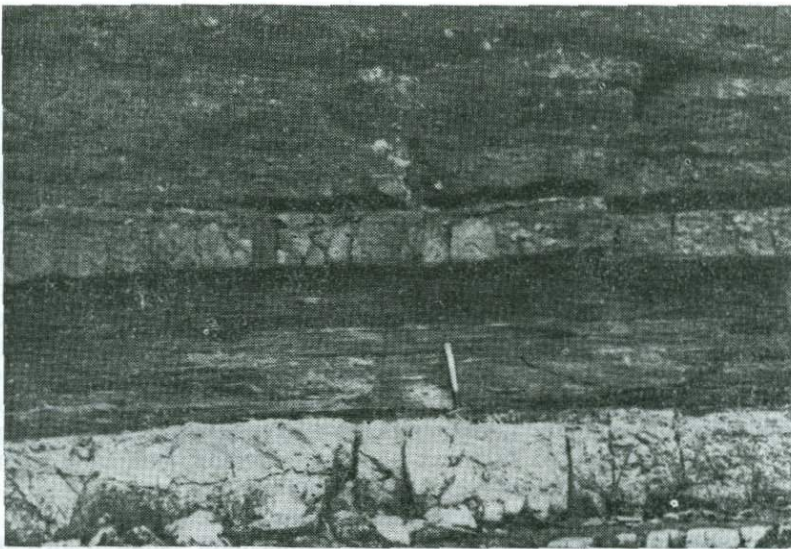
Мощные отложения конусов выноса являются орогенными образованиями и не только потому, что воздымания приводят к образованию горных районов, из которых поступает обломочный материал, увеличивающий нагруженность потоков, но и потому, что скорость и амплитуда воздымания смежной горной области в значительной степени обуславливают местоположение центров накопления осадков в пределах пояса конусов выноса [9]. Оптимальные условия для накопления мощных толщ осадков конусов выноса существуют там, где скорость воздымания горной системы превышает скорость врезания питающих потоков в пределы фронтальной части горной системы.

Небольшие конусы выноса встречаются не только в тектонически активных районах, но и, например, там, где река или ледник эродируют свое ложе с большей скоростью, чем все их притоки [55, 13]. Изменение способа и места накопления осадков в пределах конусов выноса в зависимости от климатических изменений описано Лустигом [36].

Образование мощных толщ отложений конусов выноса происходило на протяжении многих орогенических периодов. Примерами этого являются развитые на Канадском щите красноцветы Кивино позднего докембрия, девонские отложения конусов выноса Норвегии, связанные с послекаледонскими свальбардийскими дислокациями [45, 46, 47], породы формации Фаунтин пенсильванского возраста в Колорадо [56, 31, 30] и породы группы Ньюарк триасового возраста, связанные с Аппалачской орогенией [20, 34, 50, 33].

Торридонские отложения конусов выноса Шотландии. В геологической литературе приводится описание протерозойских отложений конусов выноса, которые залегают на архейских гнейсах вдоль северо-западного побережья Шотландии [39, 57, 58]. Отмечалось [39], что ардеслейгские фации состоят из «грубослоистых, плохо стратифицированных, очень крупных, слабо отсортированных конгломерато-брекчий. Они неравномерно переслаиваются с тонко- и грубослоистыми средне- и грубозернистыми, плохо отсортированными, полевошпатовыми песчаниками».

Редко встречающиеся прослой глинистых пород рассматриваются как мелководные (плейасовые) отложения. Показанные на фиг. 15 плейасовые



Фиг. 15. Докембрийские торридонские фангломераты, перекрывающие мелководные отложения в Шотландии.

Фото И. Мейкока, Компания «Континентал ойл».

отложения сохранились в разрезе в виде красных глинистых сланцев и пластов тонкозернистого песчаника. На плейасовых отложениях залегают грубо-слоистые красные фангломераты. Установлено [39], что в докембрийское время, по-видимому, существовали обширные территории, лишенные поверхностной растительности, это способствовало образованию грязекаменных потоков.

Уильямс [57] констатирует, что при наводнениях отлагались горизонтально-слоистые конгломераты, а водные осадки представлены: 1) отложениями разветвленной системы потоков и 2) отложениями прирусловых валов, свидетельствующих об обстановке речных долин. На основании данных о направлениях движения палеопотоков Уильямс [57] считает, что две системы потоков радиального направления указывают на существование двух крупных соединяющихся между собой торридонских конусов выноса.

Аналогичный анализ направлений палеопотоков в период отложения осадков формации Фаунтин, Колорадо, сделанный Говардом [30], дал возможность установить положение вершин конусов выноса в пределах баджайды пенсильванских конусов выноса.

В отложениях конусов выноса в нескольких районах были установлены седиментационные текстуры, характерные для флювиальных, течениевых отложений. В табл. 2 перечислены текстуры, общие для докембрийских и палеозойских отложений конусов выноса Норвегии, Шотландии и Колорадо.

Таблица 2

**Седиментационные текстуры, обычно встречающиеся
в отложениях конусов выноса
и описанные при изучении стратиграфических разрезов**

Седиментационные	В отложениях русел рек	В покровных отложениях
Мульдовая косая слоистость	Н., Ш., К.	
Плоскостная косая слоистость	Н., Ш., К.	
Сортированная слоистость	Н., Ш., К.	
Горизонтальная слоистость	Н.	Н., Ш.
Первичная течениевая линейность	Н.	Н., Ш.
Знаки течений		К.
Слоистость гребневидных знаков ряби		Н., Ш.
Косая слоистость		К.

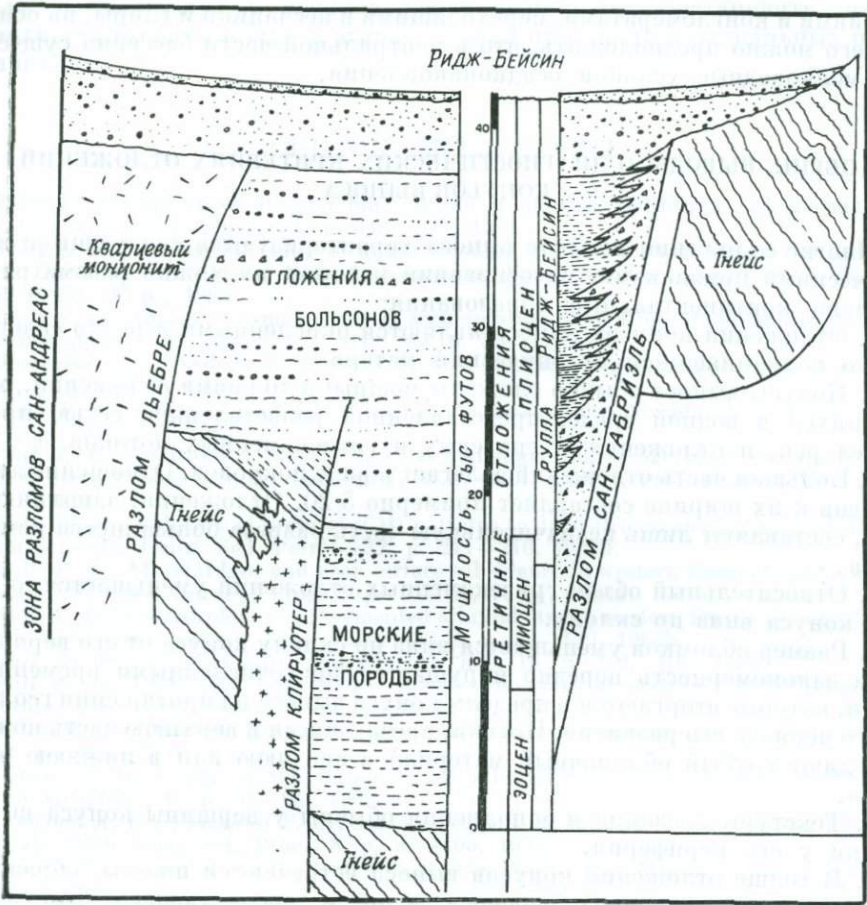
Н.— девонские конусы выноса Норвегии [45, 46];

Ш.— докембрийские конусы выноса Шотландии [58];

К.— пенсильванские конусы выноса Колорадо [30].

Отложения конуса выноса района бассейна Ридж, Калифорния. Для того чтобы охарактеризовать замкнутый межгорный бассейн, который в течение позднемезоценового и плиоценового времени был заполнен кластическими осадками мощностью более 8000 м, Кроуэлл [15] приводит описание района бассейна Ридж, расположенного в Южной Калифорнии. Отложения группы Ридж-Бейсин обладают признаками, характерными для многих отложений конусов выноса. Отложения характеризуются неоднородностью строения вниз по склону от бывших вершин конусов, большой мощностью и тесной связью с тектонически активными районами.

На фиг. 16 приведен схематический разрез бассейна Ридж. На фигуре видно, что отложения, примыкающие к сбросовой зоне Сан-Габриэль, состоят из плохо слоистых галечных и валунных конгломератов с глинистым заполнителем, что свидетельствует об отложении из грязекаменных потоков. Грязекаменные отложения при удалении от зоны сброса сменяются водными



Фиг. 16. Схематический разрез пролювиальных отложений больсонов, бассейн Ридж, Калифорния.

По Кроуэду, с изменениями [15].

осадками. Этот факт соответствует данным, полученным ранее [27] при лабораторных и полевых исследованиях, показавших, что отложение осадков грязекаменных потоков происходит преимущественно в верхних, а водных потоков — в нижних частях конусов; это объясняется тем, что при разливах вода способна транспортировать обломки вниз по склону на большие расстояния.

Измеренная в разрезе мощность конгломератов и песчаников близ уступа, образованного сбросом Сан-Габриэль, составляет 8200 м [15]. Обычная мощность отложений конуса выноса превышает 3000 м. Мощность отложений группы Ньюарк в Аппалачах превышает 6000 м, а максимальная мощность девонских отложений конусов выноса в Норвегии равна 5160 м. Даже в останцах докембрийских торридонских конусов выноса в Шотландии отложения достигают мощности 2430 м.

Большая мощность конгломератов, выполняющих район бассейна Ридж, а также значительный временной диапазон отложения явно свидетельствуют о том, что районы источника сноса неоднократно претерпевали воздымание [15].

В целом весь разрез отложений бассейна Ридж, от сбросового уступа Сан-Габриэль до центральной части бассейна осадконакопления, сложен

брекчиями и конгломератами, переходящими в песчаники и глины, на основании чего можно предположить, что в центральной части бассейна существовали мелководные условия осадконакопления.

ОБЩИЕ ВЫВОДЫ О ДИАГНОСТИЧЕСКИХ КРИТЕРИЯХ ОТЛОЖЕНИЙ КОНУСОВ ВЫНОСА

Многие отложения конусов выноса характеризуются следующими диагностическими признаками, на основании которых их можно рассматривать как явно континентальные образования:

1. Отложения конусов выноса являются окисленными и редко содержат хорошо сохранившийся органический материал.

2. Конусы выноса обычно сложены мощными толщами отложений, образовавшихся в водной среде, представленной разветвленной сетью протоков и русел рек, и отложениями грязевых и грязекаменных потоков.

3. Большая часть отложений залегает в виде покровов. Отношение длины покровов к их ширине составляет примерно 5/20. Отложения, заполняющие русла, составляют лишь незначительную часть разреза большинства конусов выноса.

4. Относительный объем грязекаменных отложений уменьшается от вершины конуса вниз по склону.

5. Размер обломков уменьшается вниз по склону конуса от его вершины, но эта закономерность нередко нарушается многочисленными временными реками, которые вторгаются в пределы конуса выноса на протяжении геологического периода его развития. Потоки, врезающиеся в верхнюю часть конуса, доставляют грубый обломочный материал в среднюю или в нижнюю часть конуса.

6. Текстуры врезания и заполнения обычны у вершины конуса выноса и редки у его периферии.

7. В толще отложений конусов выноса встречаются пласты, образовавшиеся в разных условиях переноса водой и последующего отложения. В результате этого в разрезе сильно варьируют размер частиц и сортированность и мощность отложений.

8. На логарифмическом графике распределения размеров частиц, максимальных (C), самых крупных частиц отложений, соответствующих 1% на куммулятивной кривой, и медианных (M), отчетливо видны две формы распределения. Синусоидальный характер распределения точек обычно отвечает отложению осадка в условиях временных потоков, обладающих большой транспортирующей силой. Прямолинейный характер распределения точек, объединенных в контур, который приблизительно параллелен линии, отвечающей условиям $C = M$, типичен для отложений грязекаменных потоков. Прямолинейный характер распределения точек отличается от подобного ему в турбидитных отложениях: размер максимальных частиц в грязекаменных потоках превышает медианные размеры зерен в 40—80 раз, т. е. эта разница между величинами частиц в 10 раз больше, чем в турбидитных потоках.

9. Отложения конусов выноса обычно трансгрессивны по отношению к аллювиальным, озерным и другим, или же отложения взаимно вклиниваются друг в друга.

10. Строение отложений конусов выноса отражает радиальные направления потоков, расходящихся от его вершины. Отдельные слои в этих направлениях прослеживаются на большие расстояния, тогда как в поперечных разрезах наблюдается перекрытие пластов ограниченного распространения, часто прерывающихся врезанными отложениями. Данные о направлениях движения палеопотоков, например следы желобов потоков на поверхности горизон-

тально напластованных осадков, дают возможность установить, что по поверхности бывших конусов выноса потоки протекали в радиальных направлениях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Beaty C. B.*, Origin of alluvial fans, White Mountains, California and Nevada, *Ann. Assoc. Am. Geographers*, **53**, p. 516—635, 1963.
2. *Beaty C. B.*, Sequential study of desert flooding in the White Mountains of California and Nevada, U.S. Army Natic Laboratories, Earth Science Laboratory, Tech. Rept. 68-31-ES, 96 p., 1968.
3. *Beaty C. B.*, Age and estimated rate of accumulation of an alluvial fan, White Mountains California, U.S.A., *Am. Journ. Sci.*, **268**, p. 50—77, 1970.
4. *Blissenbach E.*, Geology of alluvial fans in semiarid regions, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **65**, p. 175—190, 1954.
5. *Bluck B. J.*, Sedimentation of an alluvial fan in southern Nevada, *Journ. Sed. Petrol.*, **34**, p. 395—400, 1964.
6. *Bull W. B.*, Relations of alluvial-fan size and slope to drainage-basin size and lithology in western Fresno County, California, U.S. Geol. Survey, Prof. Paper 450-B, p. 51—53, 1962a.
7. *Bull W. B.*, Relation of textural (CM) patterns to depositional environment of alluvial-fan deposits, *Journ. Sed. Petrol.*, **32**, p. 211—216, 1962b.
8. *Bull W. B.*, Alluvial fans and near-surface subsidence in western Fresno County, California, U.S. Geol. Survey, Prof. Paper 437-A, 70 p., 1964a.
9. *Bull W. B.*, Geomorphology of segmented alluvial fans in western Fresno County, California, U.S. Geol. Survey, Prof. Paper 352-E, p. 89—129, 1964b.
10. *Bull W. B.*, Alluvial fans, *Journ. Geol. Ed.*, **16**, p. 101—106, 1968.
11. *Bull W. B.*, Prehistoric near-surface subsidence cracks in western Fresno County, California, U.S. Geol. Survey, Prof. Paper 437-C, 1971.
12. *Buwalda J. F.*, Transportation of coarse material on alluvial fans, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **62**, p. 1497, 1951.
13. *Carrier S. J.*, A note on the formation of alluvial fans, *New Zealand Journ. Geol. and Geophys.*, **9**, p. 91—94, 1966.
14. *Crawford A. C.*, *Thackwell F. E.*, Some aspects of the mudflows north of Salt Lake City, Utah, *Utah Acad. Sci. Proc.*, **8**, p. 97—105, 1931.
15. *Crowell J. C.*, Geology of the Ridge Basin Area, Calif. Div. Mines, Bull. 170, map sheet № 7, 1954.
16. *Denny C. S.*, Alluvial fans in the Death Valley region, California and Nevada, U.S. Geol. Survey, Prof. Paper 466, 62 p., 1965.
17. *Doeglas D. J.*, The structure of sedimentary deposits of braided rivers, *Sedimentology*, **1**, p. 167—190, 1962.
18. *Drew F.*, Alluvial and lacustrine deposits and glacial records of the upper Indus basin, *Geol. Soc. London Quart. Journ.*, **29**, p. 441—471, 1873.
19. *Drewes H.*, Geology of the Funeral Peak Quadrangle, California, on the east flank of Death Valley, U.S. Geol. Survey, Prof. Paper 413, 78 p., 1963.
20. *Dunbar C. O.*, *Historical Geology*, New York, John Wiley and Sons, 573 p., 1949.
21. *Eckis R.*, Alluvial fans in the Cucamonga district, Southern California, *Journ. Geol.*, **36**, p. 111—141, 1928.
22. *Gile L. H.*, *Peterson F. F.*, *Grossman R. B.*, Morphological and genetic sequences of carbonate accumulation in desert soils, *Soil Science*, **101**, p. 347—360, 1966.
23. *Harms J. C.*, *Fahnestock R. K.*, Stratification, bed forms, and flow phenomena, in: Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation, *Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists Spec. Publ.*, № 12, p. 84—115, 1965.
24. *Hawley J. W.*, *Wilson W. E.*, Quaternary geology of the Winnemucca area, Nevada, Nevada Univ. Desert Res. Inst. Tech. Rept. № 5, 1965.
25. *Hooke R. L. B.*, Processes on arid-region alluvial fans, *Journ. Geol.*, **75**, p. 438—460, 1967.
26. *Hooke R. L. B.*, *ibid.*, p. 456, 609—621, 1968.
27. *Hooke R. L. B.*, *ibid.*, p. 453—456, 1967.
28. *Hooke R.L.B.*, Steady-state relationships on arid-region alluvial fans in closed basins, *Am. Journ. Sci.*, **266**, p. 609—629, 1968.
29. *Hoppe G.*, *Ekman S.-R.*, A note on the alluvial fans of Ladtjovagge, Swedish Lapland, *Geografiska Annaler*, **46**, p. 338—342, 1964.
30. *Howard J. D.*, Patterns of sediment dispersal in the Fountain Formation of Colorado, *Mountain Geologists*, **3**, p. 147—153, 1966.
31. *Hubert J. F.*, Petrology of the Fountain and Lyons Formations, Front Range, Colorado, Colorado School of Mines Quart., **55**, № 1, p. 1—242, 1960.

32. *Janda R. J.*, Quaternary alluvium near Friant, California, *Internat. Assoc. Quart. Res.*, 8th Cong., U.S.A., Guidebook for field conf. 1, p. 128—133, 1965.
33. *Klein G. DeV.*, Triassic sedimentation, Maritime Provinces, Canada, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 73, p. 1127—1146, 1962.
34. *Krynine P. D.*, Petrology, stratigraphy, and origin of Triassic sedimentary rocks of Connecticut, *Conn. Geol. and Nat. Hist. Survey Bull.*, 73, 247 p., 1950.
35. *Legget R. F.*, *Brown R. J. E.*, *Johnston G. H.*, Alluvial-fan formation near Aklavik, Northwest Territories, Canada, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 77, p. 15—30, 1966.
36. *Lustig L. K.*, Clastic sedimentation in Deep Springs Valley, California, *U.S. Geol. Survey Prof. Paper* 352-F, p. 131—192, 1965.
37. *Mabbutt J. A.*, Mantle-controlled planation of pediments, *Am. Journ. Sci.*, 264, p. 78—91, 1966.
38. *Magleby D. C.*, *Klein I. E.*, Ground-water conditions and potential pumping resources above the Corcoran Clay — an addendum to the ground-water geology and resources definite plan appendix, 1963, U.S. Bur. Reclamation open-file report, 24 Plates, 1965.
39. *Maycock I.*, The Torridonian Sandstone, Round Loch, Torridon, Wester Ross. Unpubl. Ph.D. thesis, Univ. Reading, England, 305 p., 1962.
40. *Mckee E. D.*, Primary structures of some recent sediments, *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 41, p. 1704—1747, 1957.
41. *Meade R. H.*, Petrology of sediments underlying areas of land subsidence in central California, *U.S. Geol. Survey Prof. Paper* 497-C, 83 p., 1967.
42. *Melton M. A.*, The geomorphic and paleoclimatic significance of alluvial deposits in southern Arizona, *Journ. Geol.*, 73, p. 1—38, 1965.
43. *Miller R. E.*, *Green J. H.*, *Davis G. H.*, Geology of the compacting sediments in the Los Banos-Kettleman City subsidence area, California, *U.S. Geol. Survey Prof. Paper*, 497-E, 1971.
44. *Murata T.*, A theoretical study of the forms of alluvial fans, *Geogr. Rept.*, Tokyo Metropolitan Univ., 1, p. 33—43, 1966.
45. *Nilsen T. H.*, Old red sedimentation in the Solund District, western Norway, *Internat. Symposium on the Devonian System*, Calgary, Canada, Sept. 1967, 2, p. 1101—1115, 1968a.
46. *Nilsen T. H.*, The relationship of sedimentation to tectonics in the Solund Devonian district of southwestern Norway, *Universitetsforlaget, Oslo Norges Geolgiske Undersokelse*, № 359, 108 p., 1968b.
47. *Nilsen T. H.*, Old Red sedimentation in the Buelandet-Vaerlandet Devonian district, western Norway, *Sedimentary Geol.*, 3, p. 35—57, 1969.
48. *Passega R.*, Texture as characteristic of clastic deposition, *Am. Assoc. Petrol. Geologists Bull.*, 41, p. 1952—1984, 1957.
49. *Passega R.*, *Sedimentologie et recherche de petrole*, *Inst. Francais petrole Rev. et Annales combustibles liquides*, 15, p. 1731—1740, 1960.
50. *Reinemund J. A.*, Geology of the Deep River Coal Field, North Carolina, *U.S. Geol. Survey, Prof. Paper* 246, 159 p., 1955.
51. *Ruhe R. V.*, Landscape morphology and alluvial deposits in southern New Mexico, *Annals, Assoc. Am. Geographers*, 54, p. 147—159, 1964.
52. *Sharp R. P.*, Mudflow levees, *Journ. Geomorphol.*, 5, p. 222—227, 1942.
53. *Sharp R. P.*, Early Tertiary fanglomerate, Big Horn Mountains, Wyoming, *Journ. Geol.*, 56, p. 1—15, 1948.
54. *Sharp R. P.*, *Nobles L. H.*, Mudflow of 1941 at Wrightwood, Southern California, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 64, p. 547—560, 1953.
55. *Suggate R. P.*, The fan surfaces of the central Canterbury Plain, *New Zealand Journ. Geol. and Geophys.*, 6, p. 281—287, 1963.
56. *Tieje A. J.*, The red beds of the Front Range of Colorado, a study in sedimentation, *Journ. Geol.*, 31, p. 192—207, 1923.
57. *Williams G. E.*, Paleogeography of the Torridonian Applecross Group, *Nature*, 209, № 5030, p. 1303—1306, 1966.
58. *Williams G. E.*, Characteristics and origin of a Pre-Cambrian pediment, *Journ. Geol.*, 77, p. 183—207, 1969.
59. *Winder C. G.*, Alluvial cone construction by alpine mudflow in a humid temperate region, *Canadian Journ. Earth Sciences*, 2, p. 270—277, 1965.

Г. Вишер

Университет города Талса, США

ВВЕДЕНИЕ

Процессы, происходящие в аллювиальной обстановке, и речные отложения являлись предметом изучения на протяжении многих столетий, однако современный этап исследований начинается с появления более пятидесяти лет назад фундаментальной работы Гилберта. Это было началом периода проведения детальных измерений и сбора данных, необходимых для математически обоснованного предсказания режима потока. Для того чтобы получить более точные математические выражения, отвечающие различным режимам потоков, данные полевых наблюдений проверялись в лаборатории на специальных желобах. Эти исследования привели к появлению новой дисциплины, получившей название *флювиальной гидрологии*. Центры по гидрологическим исследованиям образовались во многих технических школах США и по всему земному шару. Строительство судоходных водных путей, плотин, каналов и водосливов являлось стимулом для развертывания исследований в области физических явлений, обуславливающих процессы эрозии, мощность наносов, отложение осадков, паводки и устойчивость русел.

Одновременно с этими работами, продолжая исследования Гилберта, геоморфологи и литологи изучали процессы меандрирования, переноса осадков, структуры и текстуры осадков. Однако сопоставление результатов инженерных и геологических изысканий проводилось редко, и попыток обобщения материалов этих двух направлений было мало. Насколько мне известно, первый шаг в этом направлении был сделан Сандборгом [24], который продемонстрировал связь между гидрологическими процессами и осадочными образованиями реки Кларалвен. Другие исследователи, включая Леопольда, Уолмена и Мэккина, глубоко изучали вопросы строения русел, развития пойменных равнин и переноса осадков, что значительно способствовало познанию флювиальных процессов.

Два гидролога, специалиста по флювиальным процессам, Кеннеди [12] и Симонс [22], опубликовали независимо друг от друга с интервалом в несколько месяцев сходные результаты исследования связи между движущимся потоком и подвижными песчаными слоями. Эти работы явились связующим звеном между параллельно проводившимися исследованиями флювиальных процессов. Вскоре ряду ученых стало ясно, что гидрология потоков, рельеф дна, структура и текстура осадков взаимосвязаны. После этого было легко воспользоваться данными геоморфологических исследований, чтобы создать рациональную модель аллювиального осадкообразования. За период 1963—1965 гг. пять исследователей представили свои модели; при этом они подходили к решению задачи с несколько разных позиций. В целом же в результате их исследований было получено достаточно данных, на основании которых построили единую модель осадкообразования в флювиальной среде.

МОДЕЛИ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОБСТАНОВОК

Модель прируслового вала. Первая физическая модель аллювиального осадкообразования была представлена Бернардом и Мейером [4]. Они выполнили большой объем полевых и лабораторных исследований, изучив ряд

¹ В американской литературе употребляется термин «флювиальные отложения». — Прим. ред.

Режим малого расхода (слабый поток) Режим большого расхода (сильный поток)

Формы рельефа дна		Режим малого расхода (слабый поток)				Режим большого расхода (сильный поток)						
		Знаки ряби		"Дюны" со знаками ряби		"Дюны"		Транзитный перенос	Плоское дно	Стоячие волны	"Антидюны"	
Движение частиц	Песок	Прерывистое ($d < 0,6 \text{ мм}$)		Прерывистое ($d < 0,6 \text{ мм}$)		Прерывистое		Прерывистое или непрерывное	Непрерывное		Непрерывное	Прерывистое
	Галька	Перекачивание в промыве		Перекачивание в промыве		Перекачивание в промыве		Перекачивание в промыве	Непрерывное или перекачивание в промыве		Непрерывное	Прерывистое или непрерывное
Характер поверхности воды, глубина и турбулентность		Поверхностная рябь		Поверхностные бурлящие волны		Поверхностные бурлящие волны		Поверхностные бурлящие волны	Ровная поверхность воды		Поверхностные бурлящие волны	Поверхностные обрушивающиеся волны
		Глубина потока и амплитуда ряби не связаны		Глубина воды над сводом "дюны" приблизительно равна высоте "дюны"		Глубина воды над сводом "дюны" приблизительно равна высоте "дюны"		Глубина воды и высота "дюны" слабо связаны	Крупной турбулентности нет		Крупной турбулентности нет	Крупная турбулентность в момент обрушивания волны
Уклон песчаного дна		Высокий 0,019-0,035				0,018-0,035			0,010-0,015 Низкий		0,012-0,015	0,013-0,020
Тип напластования		Слойки, наклоненные по течению под углом 20-35° Небольшие мульдовые серии Очень тонкая слоистость				Слойки, наклоненные по течению под углом 10-35° Крупные мульдовые серии Очень тонкая слоистость			Горизонтальные слойки Плоские серии Слоистость от тонкой до грубой		Слойки, наклоненные против течения под углом 0-10° Плоские или мульдовые серии Крупная слоистость или отсутствие ее	
		Слойки, падающие по направлению поверхности обрушения		Слойки, наклоненные по течению под углом 25-35° Плоские серии Тонкая слоистость								

Фиг. 1. Связь гидравлических параметров с формами рельефа дна, седиментационными текстурами и переносом частиц.

Результаты исследований реки Рио-Гранде [10].

структур и текстур отложений прируслового вала реки Бразос (табл. 1). Кроме этого, они описали процесс образования пойменной равнины и связь между прирусловым валом и отложениями долин.

Установление типовой последовательности текстур и уменьшения вверх по разрезу размеров зерен явилось критерием распознавания аллювиальных

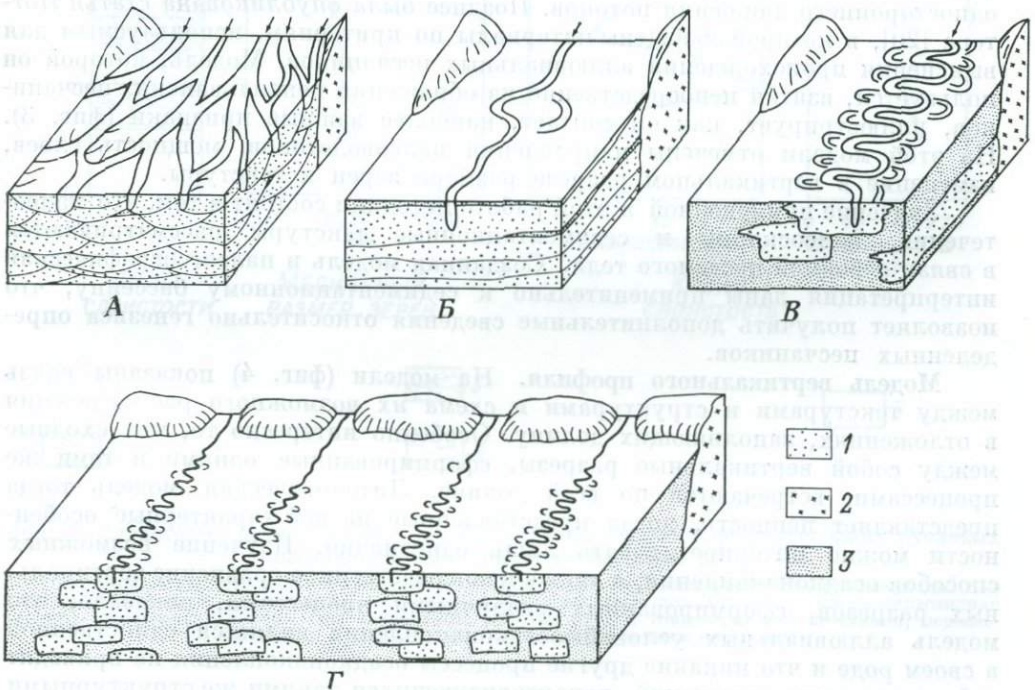
Таблица 1

Характеристика аллювиальных отложений реки Бразос [4]

Размеры зерен вниз по разрезу меняются от мелких к крупным
В разрезе толщи от кровли к подошве выделяются четыре класса седиментационных текстур
Мелкая косоволнистая слоистость
Горизонтальная слоистость
Гигантские знаки ряби и средняя косая слоистость
Плохо выраженная слоистость
Разрез на отломом берегу — регрессивный
Мощность отложений равна средней максимальной глубине паводковых вод
Ширина аллювиальных отложений в долине в 18—20 раз превышает ширину потока

отложений в обнажениях и кернах. Они установили связь между величиной форм рельефа дна и размером косой слоистости, выявили наличие горизонтальной слоистости и важность морфологии ложа, где отлагаются осадки. Хотя по этой модели было получено мало количественных данных по гидравлике потоков, все же удалось выявить генетическую связь между определенными формами ложа и текстурами.

Модель режима потока. Хармс и Фанесток [10] привели дополнительные детали сведения о распределении в отложениях русел специфических



Фиг. 2. Модели строения речного русла [2].

1 — грубозернистые осадки конусов выноса, русловых валов и меандр; 2 — коренные породы; 3 — отложения верхней части толщи. А — разветвленный поток; Б — слабоизвилистый поток; В — сильно меандрирующий поток; Г — аллювиальная равнина.

текстур, а также показали их связь с гидравликой транспортировки осадка и потока жидкости (фиг. 1). Ранее [9] было дано описание текстур отложений прируслового вала Ред-Ривер.

До этого никто не занимался вопросом связи между формами рельефа дна, седиментационными текстурами и режимом потока реки в естественных условиях. Поэтому важность проведенной этими исследователями работы заключается в том, что они установили взаимосвязь отдельных литологических типов и их текстур с режимами потоков, что дало возможность проводить общую оценку процесса накопления осадков в условиях движущегося потока. Так, например, было показано, что горизонтальное наложение осадков является следствием их плоскопараллельного переноса в условиях режима максимального расхода потока.

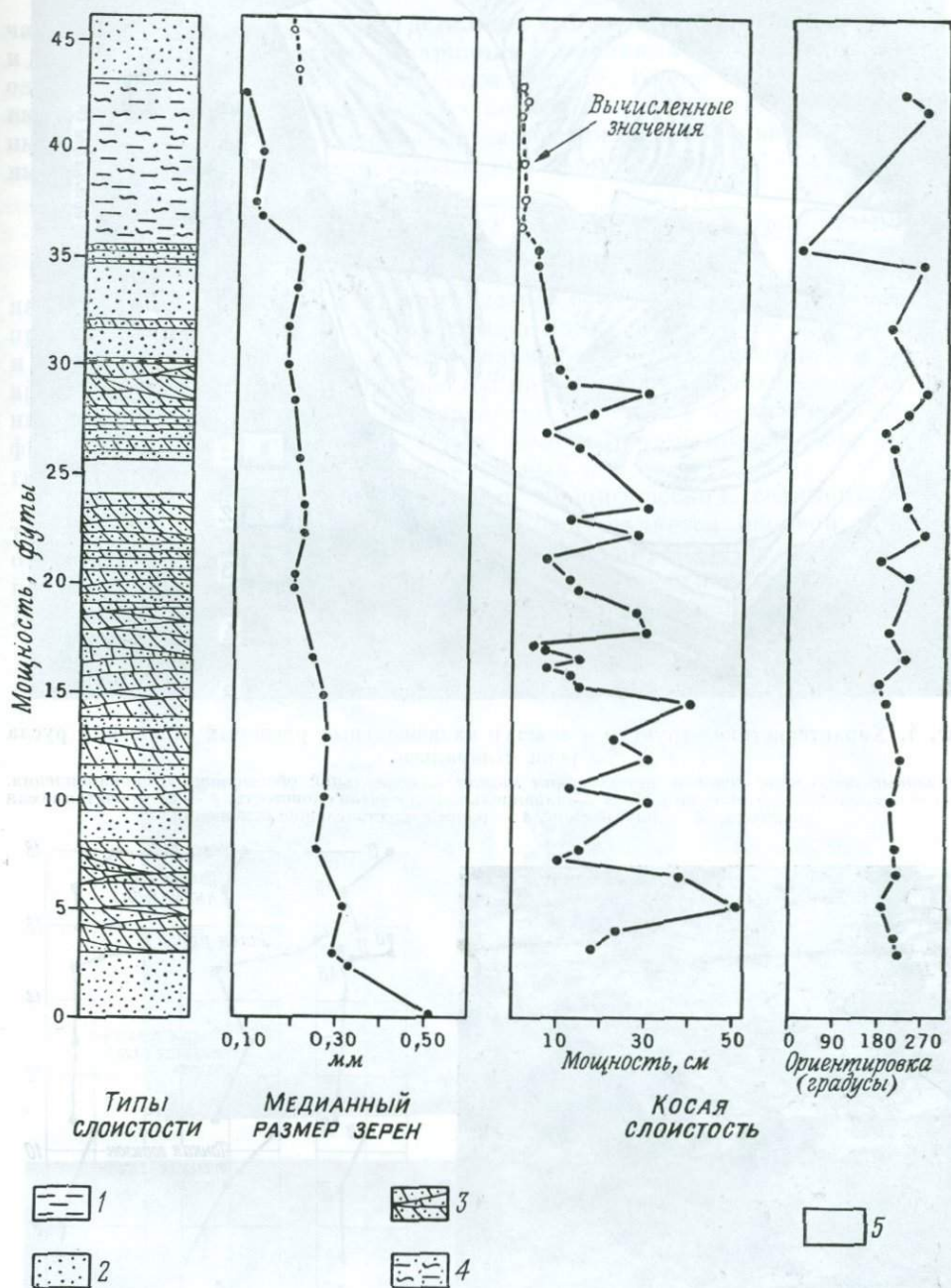
Геоморфологическая модель. Наиболее полные данные по аллювиальным отложениям были опубликованы Алленом [2]. Его обобщающая статья до сих пор является лучшей среди работ по морфологии аллювиальных отложений, им выделено семь гипотетических геометрических моделей для различных условий. Четыре из этих моделей показаны на фиг. 2. Считается, что эти четыре модели являются самыми важными, так как аллювиальные отложения таких типов сохранились в древних толщах. Модели убеждают в существовании песчаных тел аллювиального происхождения и различного геометрического строения, а если имеется больше сведений относительно их формы и внутреннего строения, то генетические построения облегчаются. Метод Аллена позволяет при анализе аллювиальных отложений пользоваться еще и геоморфологическими критериями.

Модель на основе палеотечений. Тщательное исследование песчаной толщи, проведенное как по поверхностным обнажениям, так и на глубине, было выполнено Поттером [19]. На аллювиальное происхождение этих песчаных тел указывают форма тел, текстуры и, что самое важное, признаки одностороннего движения потоков. Позднее была опубликована статья Поттера [20], в которой обобщены материалы по критериям, используемым для выяснения происхождения аллювиальных песчаников. Модель, которой он пользуется, взятая непосредственно из обнажений пенсильванских песчаников, иллюстрирует, как он считает, наиболее важные признаки (фиг. 3). На этой модели отмечены направления палеоводотоков, мощность слоев, изменение в вертикальном разрезе размера зерен и текстуры.

Значение примененной в этой работе методики состоит в том, что палеотечения, палеосклоны и седиментационные текстуры рассматриваются в связи с формой песчаного тела. Созданная модель и палеогеографическая интерпретация даны применительно к седиментационному бассейну, что позволяет получить дополнительные сведения относительно генезиса определенных песчаников.

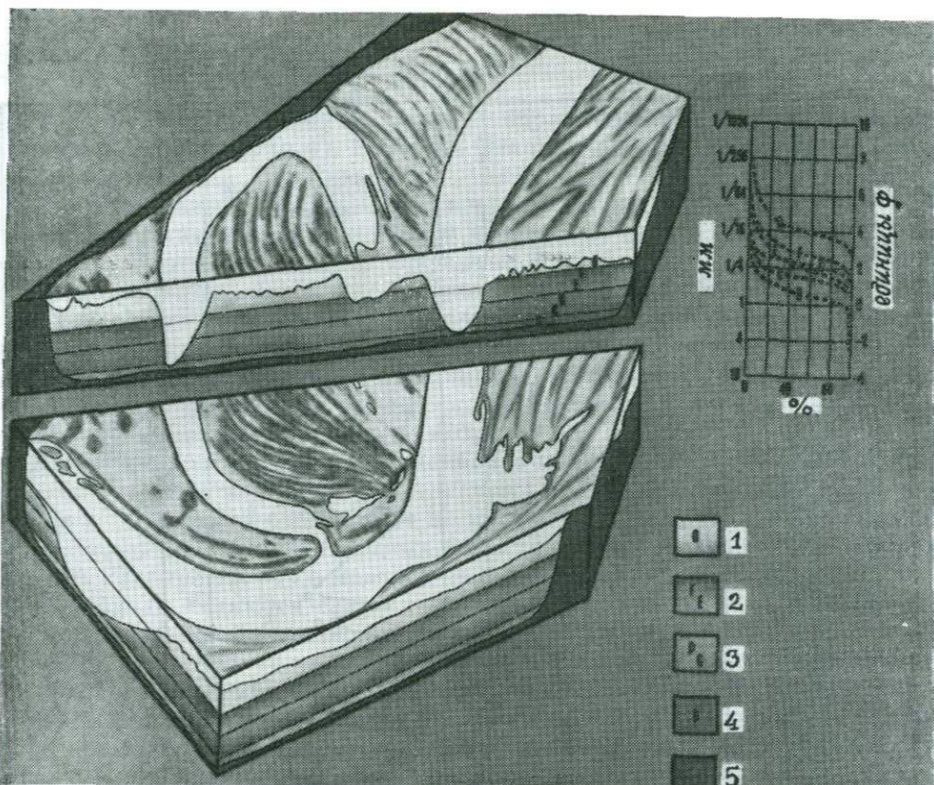
Модель вертикального профиля. На модели (фиг. 4) показаны связь между текстурами и структурами и схема их возможного распределения в отложениях, заполняющих долину. Особенно интересно то, что сходные между собой вертикальные разрезы, сформированные одними и теми же процессами, встречаются по всей долине. Литологическая модель тогда представляет ценность, когда представленные на ней характерные особенности можно интерпретировать лишь однозначно. Изучение возможных способов осадконакопления, а также непосредственное сравнение вертикальных разрезов, сформированных различными процессами, показало, что модель аллювиальных условий осадконакопления является единственной в своем роде и что никакие другие процессы осадконакопления не приводят к формированию отложений, характеризующихся такими же структурными и текстурными особенностями [26, 27].

В дальнейшем были разработаны и другие стороны модели аллювиального осадконакопления [28]. Первоначально методика исследований заклю-



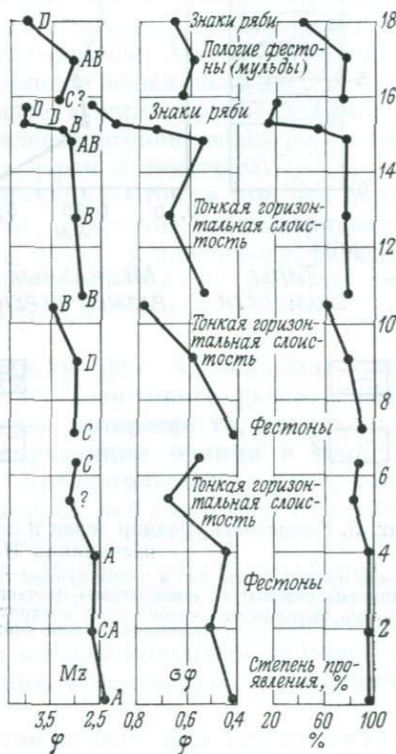
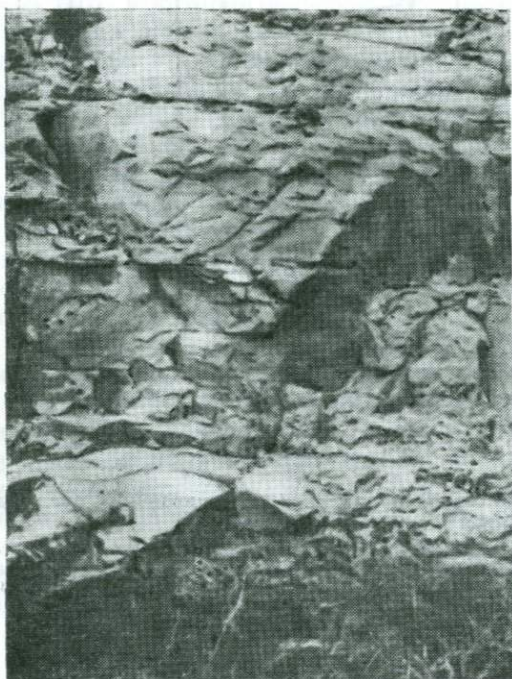
Фиг. 3. Слоистость, размер зерен и данные о транспортировке пенсильванских русловых песчаников Иллинойского бассейна [20].

Можно предполагать, что в целом данная толща представлена мощными русловыми отложениями. 1 — глинистые породы; 2 — «массивные» песчаники; 3 — косослоистые песчаники; 4 — плосколинзовидная текстура (флазерная): тонкие слои алеврита со знаками ряби и тонкозернистые песчаники, переслаивающиеся с глинами; 5 — отложения перекрыты наносами.



Фиг. 4. Характеристика структур и текстур аллювиальных русловых отложений русла реки Кларалвен.

Эти данные послужили основой для создания модели аллювиальной обстановки осадконакопления. 1 — косая слоистость со знаками ряби; 2 — параллельно-полосчатая слоистость; 3 — фестончатая косая слоистость; 4 — донные слои; 5 — ранее существовавшие отложения.



Фиг. 5. Структура, слоистость и седиментационные текстуры древнего руслового песчанника.

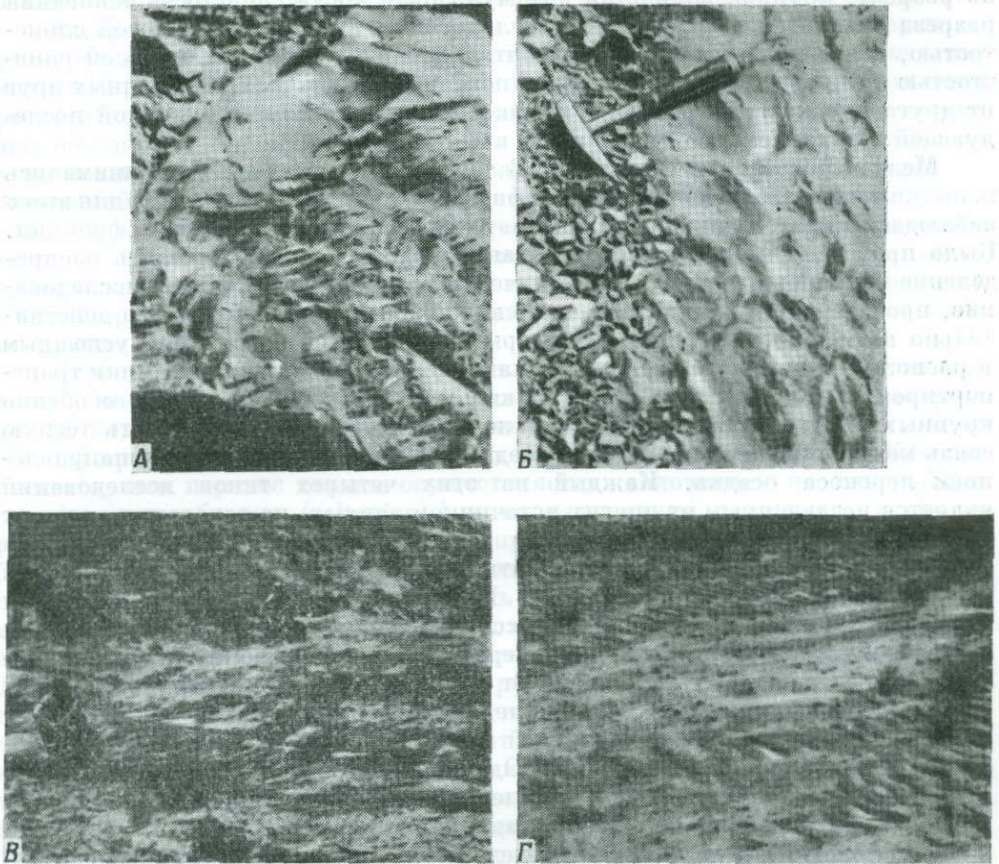
Этот древний русловый комплекс сопоставим с современными речными песками.

чалась в том, чтобы как можно детальнее выявить разновидности слоистости и других текстур, структурные вариации в отдельных вертикальных разрезах одного и того же руслового комплекса (фиг. 5). Кроме того, более детально изучались структура аллювиальных песков и ее взаимосвязь с разнообразными текстурами. Эти исследования дали возможность показать вертикальные и горизонтальные изменения в русловом комплексе.

ФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Представленные выше модели осадконакопления были созданы на основе наблюдаемых физических характеристик осадков. Сводная модель была принята большинством литологов, однако детали физической характеристики и их интерпретация все еще активно изучаются и обсуждаются. В настоящее время ведутся многочисленные работы по вопросу о происхождении и значении разнообразия структур, минералогии осадков, о происхождении специфических седиментационных текстур; выясняется также значение морфологии и текстур поверхности слоев наносных песков.

Седиментационные текстуры. Ряд специфических седиментационных текстур аллювиальных отложений все еще является основой выделения отложений, образованных в условиях однонаправленного ограниченного потока. На фиг. 6 приведены четыре наиболее распространенных типа текстур. Все эти текстуры могут сформироваться и в других условиях, однако только



Фиг. 6. Типичные седиментационные текстуры аллювиального происхождения.

А — косая слоистость знаков ряби и линейность; Б — рябь течений; В — мульдовая косая слоистость; Г — линейность течения и косая слоистость знаков ряби.

в пределах русел рек образуются специфические сочетания этих текстур и наблюдается особый характер их распределения в вертикальном разрезе.

Тем не менее все еще продолжается спор относительно распространения фестончатой или мульдовой косой слоистости. В недавно опубликованной работе Мак-Ки [16] показано, что эти текстуры в дюнах встречаются редко. Не имеется также сведений о том, что они могут формироваться не в условиях ограниченного однонаправленного потока. Следовательно, они могут развиваться только в условиях приливных потоков и разветвленных речных протоков и в руслах рек. Если это обобщение правильно, то исследователи получили ценный индикатор процесса осадконакопления.

Другие типы текстур менее четки. Рябь течений и волнений развиты как в морских, так и в аллювиальных осадках. Параллельно-плоскостная и диагональная косая слоистости встречаются во всех породах осадочного происхождения и поэтому не являются диагностическими. Горизонтальная ламинарная слоистость или слои течений, по-видимому, образуются лишь при режиме больших расходов потока, однако не только в условиях узкого однонаправленного потока. Этот тип текстур может также встречаться в отложениях пляжей, мелководно-морских баров, пойменных равнин и районов, подверженных действию приливов.

Характер распределения текстур в вертикальном разрезе отложений, выполняющих речное русло, по-видимому, прежде всего зависит от его глубины, что и показано на фиг. 5 [28]. Амплитуда текстур уменьшается вверх по разрезу: крупная волнистая или мульдовая косая слоистость основания разреза сменяется кверху мелкой мульдовой или фестончатой косой слоистостью, а затем — течениевой горизонтальной слоистостью или косой слоистостью ряби [3]. Каждый тип может повторяться в пачках, отделенных друг от друга плоскостями размыва, однако масштаб текстуры в каждой последующей пачке немного меньше.

Мелкая текстура и структура. В течение многих лет предпринимались попытки выявить четкие палеогеографические признаки, используя для этого наблюдаемый на практике характер распределения обломочной фракции. Было проведено множество исследований для того, чтобы выявить распределение размеров зерен или статистические коэффициенты. Новое исследование, проведенное в данной области, свидетельствует о том, что это действительно возможно. Изучение структуры поверхностей зерен было успешным в распознавании обстановок осадконакопления. Познаванию динамики транспортровки осадка способствует также изучение формы зерен, особенно крупных. Исследование ориентировки зерен позволило установить тесную связь между ориентировкой зерен, седиментационной текстурой и направлением переноса осадка. Каждый из этих четырех типов исследований является независимым от других источником данных, на основании которых можно установить, какие процессы обусловили отложение осадков, что в свою очередь позволяет установить тип обстановки осадконакопления.

Структуры поверхностей зерен. Исследования, проведенные Кринсли и др. [13, 14], показали, что в процессе отложения пляжевых, гляциальных и эоловых песков образуются характерные поверхностные структуры. Предварительные данные свидетельствуют также о том, что поверхности зерен аллювиальных песков обычно гладкие, без существенных трещин или царапин. Отсутствие других особенностей может быть очень важной характеристикой аллювиального процесса. Однако дополнительные исследования в этой области могут привести к выявлению более прямых признаков, необходимых для понимания динамики осадконакопления.

Морфология зерен. Многие исследования посвящены изучению окатанности и сферичности обломочных частиц. В настоящее время считается, что сферичность — это прежде всего унаследованная черта строения зерна и она не свидетельствует об обстановке осадконакопления [15]. Окатанность зерен,

наоборот, указывает на способ переноса осадка. Для непосредственного сравнения окатанности зерен обломочного материала из различных обстановок осадконакопления имеется мало данных. Исследования в этом направлении могут оказаться плодотворными.

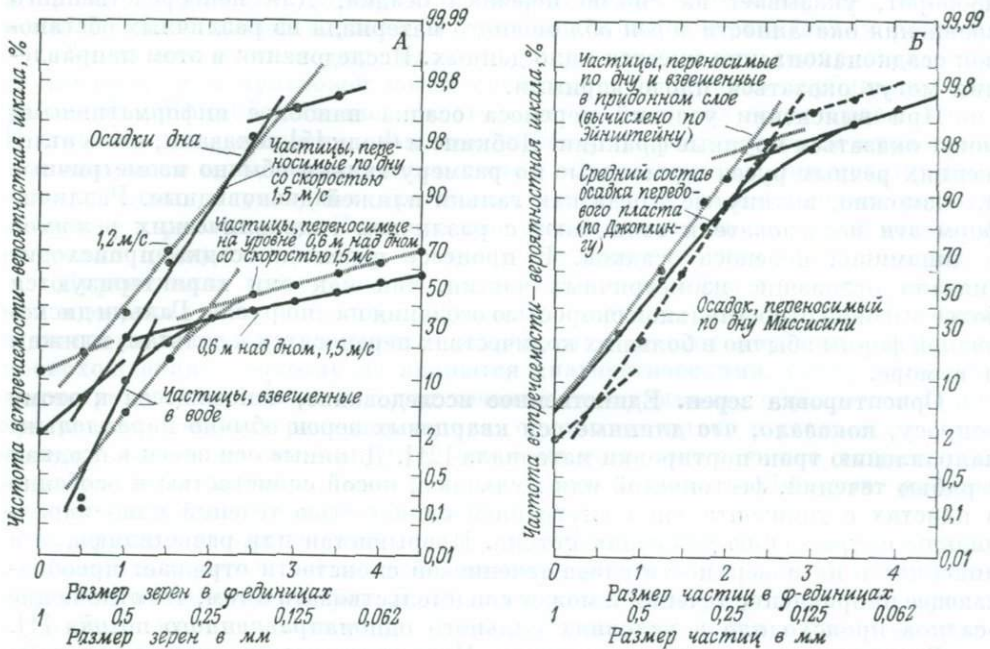
При выяснении условий переноса осадка наиболее информативными могут оказаться крупные фракции. Добкинс и Фолк [5] показали, что в отложениях речных русел одинаковые по размеру гальки обычно изометричны и, возможно, вытянутые, тогда как гальки пляжей дисковидные. Различие форм эти исследователи связывают с различием гидравлических режимов и динамикой переноса осадков. В процессе переноса осадка происходит сначала отложение изометричных частиц, так как они характеризуются более высокой относительной скоростью оседания на дно русла. Гальки дисковидной формы обычно в больших количествах переносятся к дельтам, пляжам и в море.

Ориентировка зерен. Единственное исследование, относящееся к этому вопросу, показало, что длинные оси кварцевых зерен обычно параллельны направлению транспортировки материала [21]. Длинные оси зерен в осадках с рябью течений, фестончатой или мульдовой косой слоистостью и особенно в пластах с горизонтальной внутренней слоистостью течений явно параллельны направлению движения потока. Прерывистая или разветвляющаяся линейность на поверхности слоев теченияевой слоистости отражает преобладающее направление течения и может свидетельствовать о том, что отложение осадков происходило в условиях сильного однонаправленного потока [4].

Распределение зерен по размерам. Изучением распределения зерен по размерам применительно к некоторым обстановкам осадконакопления занимались Фридман [7] и Фолк [6]. На основании статистических подсчетов распределения зерен различных размеров они выделили критерии, определяющие обстановки осадконакопления. Эти критерии довольно успешно использовались при анализе современных осадков, однако при изучении древних отложений полученные результаты не отличались согласованностью. Другие опубликованные данные также свидетельствуют о том, что статистический метод выяснения схемы распределения зерен в осадках аллювиального происхождения не дает возможности выделить диагностические критерии и анализ распределения зерен по их размерам необходимо проводить с каких-то других позиций.

Перенос обломков потоком воды являлся предметом изучения на протяжении многих лет; на основании данных этих исследований наметился новый подход к выяснению сущности процесса осадконакопления. Мосс [17, 18] предложил использовать в этих целях структурные данные. Предполагается, что перенос осадка осуществляется: волочением по дну (surface creep), скачкообразно (saltation)¹ и во взвешенном состоянии; характер распределения зерен одного размера определяется тем, каким именно способом происходил перенос осадка. Предполагается также, что количество, объем, диапазон размеров, смешанность и отсортированность зерен при этих видах движения систематически меняются в зависимости от происхождения зерен, типа процесса осадконакопления и динамики отложения осадка [30]. Данные, полученные при изучении реки Миссисипи (экспериментальная станция США по изучению водных путей, 1939), а также материалы исследований Джоплинга [41] иллюстрируют взаимосвязь переноса осадка и отложившихся слоев (фиг. 7). На логарифмическом графике распределения параметров для Миссисипи показано наличие трех видов движения частиц (популяции А, В и С). Видно, что нагрузка взвешенного материала (популяция С) быстро увеличивается над поверхностью отложения осадка. Следует также

¹ Когда скорость потока возрастает, число пришедших в движение частиц увеличивается и некоторые частицы поднимаются над дном, описывая короткие траектории (сальтация) перед тем, как снова упасть на дно. — Прим. перев.



Фиг. 7. Распределения зерен по размеру.

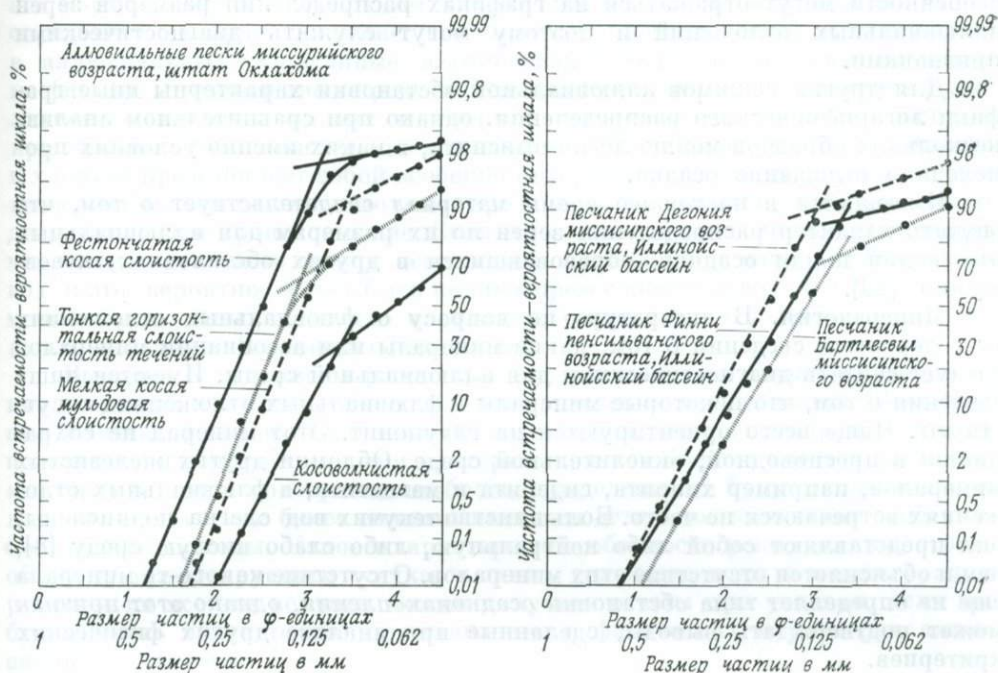
А — распределение зерен, лежащих дно и находящихся в взвешенном состоянии; Б — показано сходство между теоретическим распределением зерен по размеру и в древних русловых осадках. Данные подтверждают выводы о существовании процесса, сделанные при анализе логарифмических графиков распределения зерен по размеру.

отметить, что, по данным из работы Джолинга, распределение зерен по размеру, подсчитанное по формуле Эйнштейна для данных осадков и для образца из фронтальных слоев дельты, вполне сравнимо с данными по донным осадкам Миссисипи.

Три кривые отражают приблизительно одинаковые скорости переноса осадка при сходных размерах зерен, что дает возможность непосредственно сравнивать их друг с другом. Особенно важным является то, что отложенный слой и осадок, находящийся в состоянии переноса на уровне поверхности отложения, исключительно сходны между собой.

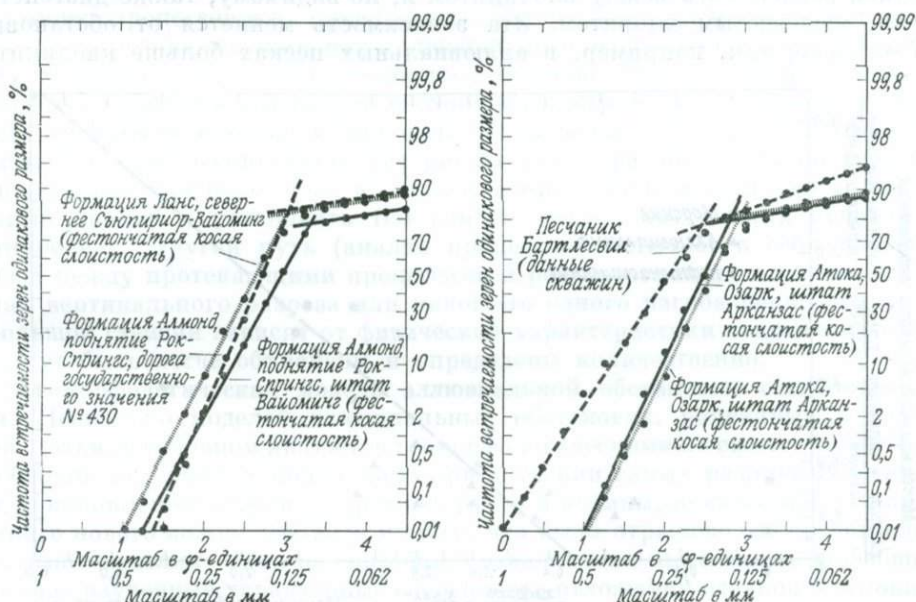
Сравнение распределений зерен по их размерам в осадках из разных обстановок [29, 30], представленных в виде логарифмических графиков, показывает, что они систематически отличаются друг от друга. Различия, по-видимому, обусловлены процессами отложения осадка, что дает возможность выяснить происхождение отдельных песков. На основании собранных данных можно предположить, что основная масса песка, отлагавшегося в условиях мощного потока, представлена двумя основными популяциями, или фракциями (фиг. 8 и 9). Перенос осадка скачками (сальтация) и перенос во взвешенном состоянии являлись преобладающими видами движения для всех осадков, за исключением особо крупнозернистых. Скачкообразно переносятся осадки, имеющие размеры зерен от 1,75 до 3,0 ϕ^1 . Во взвешенном состоянии переносятся осадки с размером зерен от 2,75 до 2,5 ϕ , т. е. наблюдается резко выраженная разница между величинами зерен, переносимых скачкообразно и во взвешенном состоянии. Путем волочения по поверхности осадка обычно переносятся зерна размером крупнее 0,5 ϕ . В условиях двух других видов движения зерна этих размеров не переносятся. Рассмотренные

¹ Схема перевода диаметра зерен из единиц ϕ в миллиметры приведена в работе D. Inman, Measures for describing the size of sediments, Journ. of sedim. petrol., 22, No. 3, 1952.—Прим. перев.



Фиг. 8. Примеры логарифмического распределения данных о структурах древних аллювиальных песчаников.

Сходство графиков свидетельствует об идентичности процессов осадконакопления.



Фиг. 9. Примеры логарифмического распределения данных о структурах древних аллювиальных песчаников.

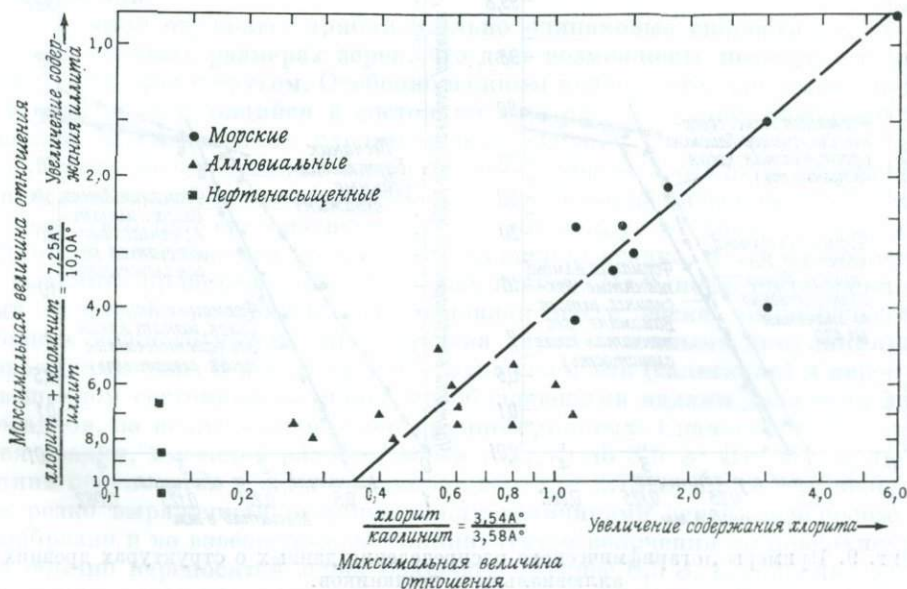
особенности могут отражаться на графиках распределения размеров зерен аллювиальных отложений и поэтому могут служить диагностическими признаками.

Для других режимов аллювиальной обстановки характерны иные графики логарифмического распределения, однако при сравнительном анализе нескольких образцов можно легко выяснить, в каких именно условиях происходило отложение осадка.

Имеющийся в настоящее время материал свидетельствует о том, что спутать характер распределения зерен по их размерам для аллювиальных отложений и для осадков, образовавшихся в других обстановках, невозможно [29].

Минералогия. В литературе по вопросу о флювиальных отложениях не содержится сведений о том, какие минералы или ассоциации минералов следует считать диагностическими для аллювиальной среды. Имеются лишь сведения о том, что некоторые минералы в флювиальных отложениях отсутствуют. Чаще всего ориентируются на глауконит. Этот минерал не сохраняется в пресноводной, окислительной среде. Обломки других железистых минералов, например хлорита, сидерита и магнетита, в флювиальных отложениях встречаются не часто. Большинство текучих вод слегка подкислены; они представляют собой либо нейтральную, либо слабо кислую среду [8], чем и объясняется отсутствие этих минералов. Отсутствие какого-то минерала еще не определяет типа обстановки осадконакопления, однако этот признак может подтверждать выводы, сделанные при анализе других физических критериев.

Более прямым признаком, определяющим тип обстановки осадконакопления, является наличие глинистых минералов. Систематическое рентгенографическое изучение более 70 образцов керна песчаника Блуджакет-Бартлесвил, отлагавшегося в различных обстановках, показало, что существует обратная зависимость между каолинитом и, по-видимому, также диагнетическим, железистым хлоритом. Эта зависимость меняется от обстановки к обстановке; так, например, в аллювиальных песках больше каолинита,



Фиг. 10. Минеральный состав аллювиальных и дельтовых песчаников формации Блуджакет-Бартлесвил.

Данные свидетельствуют о том, что иллит и хлорит, по-видимому, связаны с морскими песчаниками, а каолинит — с пресноводными.

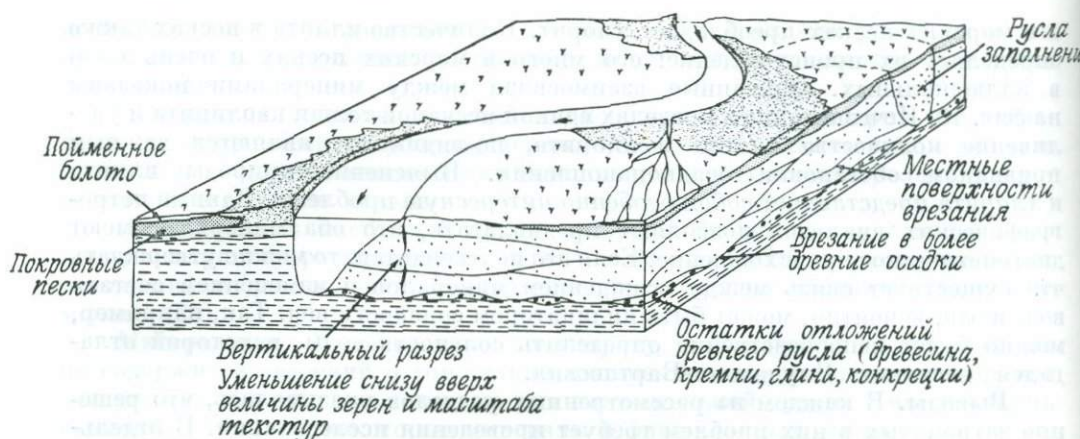
а в морских песках преобладает хлорит. Количество иллита в песках также определяет их происхождение: его много в морских песках и очень мало в аллювиальных. Описанные взаимосвязи между минералами показаны на фиг. 10. Исчезновение в пределах единой песчаной толщи каолинита и увеличение количества иллита и хлорита, по-видимому, являются важным признаком обстановки осадконакопления. Выяснение природы иллита и хлорита представляет собой особенно интересную проблему. Данные петрографических анализов позволяют предполагать, что оба минерала имеют диагенетическое происхождение. Если это подтвердится, то можно утверждать что существует связь между осаждением минералов и изменением состава вод, и это, вероятно, может быть индикатором солености вод. Так, например, можно будет непосредственно определить соленость воды, в которой отлагался песчаник Блуджакет-Бартлесвил.

Выводы. В каждом из рассмотренных разделов указывалось, что решение затронутых в них проблем требует проведения исследований. В отдельных случаях для распознавания обстановки осадконакопления приходится пользоваться дополнительными критериями, и чем больше имеется независимых друг от друга критериев, тем более определенными будут окончательные выводы. Однако еще более важным является детальное выяснение особенностей речной системы. Каковы характерные особенности реки, долины, стока, объем транспортируемого осадка, а также соленость воды и конфигурация русла — на все эти вопросы можно получить ответы при условии, если мы будем иметь более точное представление о физических параметрах аллювиальной системы.

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ СУЩНОСТЬ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ПРОЦЕССОВ

Возможны два метода изучения модели аллювиальной системы: с геоморфологических позиций и путем анализа протекающих в аллювиальной обстановке процессов и их производных. Каждый из этих методов дает новые сведения о различных сторонах аллювиального осадконакопления и физических характеристиках образовавшихся осадков. При геоморфологическом методе исследования изучаются тектоническое строение территории, наклон русла, мощность наносов и величина стока воды, а также климатические циклы. Это дает возможность установить схему развития речной системы. Однако лишь для некоторых из этих факторов удалось провести количественный анализ и установить тем самым, какая между ними существует взаимосвязь. Другой путь (анализ процессов) включает в себя изучение связей между протекающими процессами и результатами их действия в пределах вертикального разреза или какого-то одного изгиба реки. Эти связи в большой степени зависят от физической характеристики открытого потока и могут быть легче объяснены и определены количественно.

Геоморфологическая модель аллювиальной обстановки осадконакопления. Несколько моделей аллювиальных обстановок, описанных в начале этой статьи, в основном являются геоморфологическими по своему характеру. Обобщение материалов, полученных при изучении самых различных условий осадконакопления в пределах речных русел и долины, показывает, что лишь немного нового можно добавить к тому, что было отражено на представленных выше моделях. Один из способов, позволяющих представить в обобщенном виде изученные характерные особенности отложения осадков в условиях меандрирующих русел и во время сезонных разливов рек, предложен на фиг. 11. На представленной модели показана взаимосвязь между покровными песками, русловыми отложениями, прирусловыми валами и остаточными отложениями. Показано также отчасти и внутреннее строение разреза отложений долины, а также типы преобладающих седиментационных структур и текстур. Формы рельефа дна, режимы потоков и детальные вертикаль-



Фиг. 11. Геоморфологическая модель аллювиальной обстановки осадконакопления. Предполагается, что каждый тип отложений, по-видимому, связан с определенным процессом накопления и местом его проявления в пределах аллювиального руслового комплекса.

ные разрезы толщи осадков на этой модели не могут быть показаны. Причины и значение разнообразия условий осадконакопления в отдельных районах не установлены, так как при построении модели такой цели не преследовалось. Более полные данные о разнообразных типах аллювиальных осадков, а также детальное изучение различных характерных особенностей отложений одного и того же русла в разных районах, возможно, позволит глубже понять их природу и создать более современные модели.

Модель «процессы — результаты их действия». Некоторые процессы всегда сопровождают отложение осадков в аллювиальной среде и редко протекают в других обстановках. Эти процессы и их материальные результаты должны служить основой при выяснении генезиса песчаного тела. В табл. 2 перечислены некоторые характерные для аллювиальной обстановки процессы, а также их обязательные физические производные.

Речная система должна непременно состоять из потоков, текущих в одном направлении; типичным является развитие проток, большинство которых меандрирует в своих нижних течениях. Для подавляющего числа рек характерны также сезонные изменения расхода воды, различные скорости потока и специфический состав вод. Эти шесть описанных в таблице процессов приводят к результатам, которые характерны для аллювиальной среды осадконакопления.

Образование русел. Русла являются следствием размыва; в результате повторяющихся разливов в пределах речных долин периодически образуются поверхности размыва. К этим поверхностям приурочены скопления остаточного материала, который представляет собой продукт размыва ранее отложившихся осадков. При изучении обнажений одной из первоочередных задач является определение положения и пределов распространения поверхностей размыва. Эти поверхности образуют основание отдельных литологических комплексов, и вполне логично, что именно они являются отправным пунктом при восстановлении истории осадконакопления.

Меандрирование. Многие особенности, присущие аллювиальным отложениям, связаны с меандрированием. В изгибах рек образуются наклонные поверхности, на которых отлагаются осадки. Меандрирование обуславливает различие глубин русел, а следовательно, и изменение скорости потока, размеров зерен и текстур осадков. Несколько лет назад, разрабатывая модель аллювиальной обстановки осадконакопления, искали из того, что ее формирование определяется именно процессом меандрирования.

В процессе расширения и смещения вниз по течению петляющих меандр формируются комплексы долинных отложений.

Глубина, скорость потока, его режим и накопление осадка зависят от мощности потока и сдвигающего усилия [23]. Форма и размеры поперечного профиля русла меандрирующего потока определяют специфическую последовательность седиментационных структур и текстур заполнивших его отложений. Эти взаимосвязи между формой русла и особенностями строения толщи осадков в первую очередь определяют существо созданной модели, которую нельзя применить к немеандрирующим руслам. Следовательно, необходимо выработать другие критерии, отобрав среди них наиболее важные.

Однонаправленный поток. Из всех процессов, происходящих в аллювиальной обстановке, только однонаправленный поток дает отложения с неизменными признаками. Единственной обстановкой, где осадконакопление происходит преимущественно в условиях однонаправленных течений, является аллювиальная; правда, ряд других типов осадков, например отложения флюкстурбидитов, субаквальных конусов выноса и, возможно, некоторых разветвленных проток, также могут образовываться в условиях однонаправленных потоков. И все же, стремясь выяснить, происходило осадконакопление в аллювиальной или в какой-то другой среде, прежде всего необходимо проанализировать те особенности осадка, которые обусловлены процессами, протекающими в условиях однонаправленного потока.

В условиях действия однонаправленного потока образуются три специфические формы рельефа дна: 1) дюны¹, 2) языковидные знаки ряби (lingoid ripples) и 3) знаки ряби, осложняющие дюны (climbing ripples). Другие формы, например песчаные волны, песчаные валы, плоское дно, также возникающие при однонаправленных течениях, могут иногда образовываться и в других обстановках. Формы рельефа дна, которые запечатлены в аллювиальных отложениях, характеризуются определенными текстурами.

Механизм переноса обломочного материала контролирует также структурные особенности осадка.

В результате смещения ложка русла под воздействием речного течения в толще потока образуются подвижные слои зерен с простейшим видом распределения по размерам. Сортировка и диапазон размеров зерен, транспортируемых в виде движущегося слоя или скачкообразно (сальтация),¹ меняются, но не в широких пределах: размер зерен обычно варьируется от 100 до 750 мкм, причем зерна этой величины составляют 70—98% общего количества. Диапазон размеров зерен, переносимых в виде этого подвижного слоя, в значительной степени определяет сортированность отложенных песков. Кроме того, все потоки характеризуются турбулентностью, и поэтому определенная часть осадка переносится во взвешенном состоянии. Большинство аллювиальных осадков содержит тонкозернистую фракцию, которая переносилась во взвешенном состоянии. Зерна этой фракции обычно заполняют поры между зернами более крупной фракции. О количестве зерен этой фракции (популяции) можно судить по степени положительной скошенности кривой распределения.

Необратимость течения и линейная зависимость между переносом частиц и протяженностью реки выражаются в характерных мелких текстурах (fabric), форме зерен и поверхностных текстурах. Наиболее примечательным является преимущественная направленность ориентировки песчаных зерен. С этим связана направленная проницаемость песков, что в свою очередь приводит к направленной цементации. Изометричные и удлиненные зерна осаждаются преимущественно в руслах, так как обладают наибольшей скоростью осаждения. И наконец, гладкая поверхность зерен отражает

¹ Дюнами называют более крупные, чем рябь, аккумулятивные формы рельефа дна — асимметричные в поперечном профиле валы, в общем перпендикулярные руслу, возникающие при увеличении интенсивности течения реки. — Прим. ред.

малые углы столкновения частиц, что связано с тем, что частицы переносятся с большими расстояниями переноса и низкой энергией их столкновения в движущемся слое зерен.

Сезонные максимумы стока. Периодические разливы приводят к тому, что в пределах русла происходит последовательное наслоение одних осадков на другие. Мощность аллювиальных песков определяется глубиной среднего по величине лаводкового канала. Во время больших разливов осадки отлагаются выше берегов и распространяются за их пределы, формируя обширную плоскую пойменную равнину. Типичным для аллювиального режима является раздельное отложение осадков в руслах рек и на пойме. Так или иначе, но накопление отдельных песчаных пластов в русле происходит быстро. После периодов максимального стока воды образуются довольно крупные тела линзовидной формы и ограниченной протяженности. Линзовидная форма одноактно отложенных осадков — одна из самых отличительных особенностей аллювиальной обстановки. Все режимы потоков обязательно характеризуются частыми изменениями (пульсацией) их скоростей.

Пульсации скоростей потока. Пульсации скоростей течения приводят к изменениям гранулометрии движущегося слоя зерен, в результате чего зерна, не находящиеся в равновесном состоянии, смываются или, наоборот, осаждаются. Поэтому для аллювиальных отложений характерно переслаивание грубозернистых и тонкозернистых осадков. В период уменьшения скорости потока отложение зерен определенного размера будет продолжаться до тех пор, пока не прекратится их поступление или не изменится скорость потока. Тогда резко меняется размер зерен, с чем и связано формирование нового слоя и образование слоистости. Но если слой отложен, требуется значительное увеличение скорости потока, чтобы его размыть. Следовательно, наращение осадков происходит тогда, когда скорость потока остается неизменной или уменьшается.

Химизм вод. Химический состав воды зависит от стабильности минералов, биологической активности и формы переноса тонких частиц. Речная вода слабокислая, или кислая с малым содержанием солей, поэтому она окисляет закисные соединения железа, вызывает гидролиз магния и калия в молекулах хлоритов и иллитов, что приводит к их разрушению, способствует диспергации глинистых минералов, растворяет тонкозернистые карбонаты. Другой особенностью является то, что вследствие стабильности кремнистых, алюминиевых, железистых и органических коллоидов в пресной воде они не могут быть отложены в аллювиальных осадках, а переносятся в воды с большей соленостью. Этим можно объяснить наблюдаемое резкое различие между комплексами диагенетических минералов морских и аллювиальных отложений.

ОБЩИЕ ВЫВОДЫ

В данной статье была предпринята попытка выявить связь между характерными особенностями аллювиальных отложений и геоморфологическими и гидрологическими процессами их формирования (табл. 2). Без физического объяснения специфических особенностей аллювиальных отложений их познание будет субъективным, и лишь опытные исследователи смогут надлежащим образом истолковать присущие им черты. Для того чтобы дать однозначное объяснение фактам, нужно иметь в своем распоряжении не только эмпирические данные; необходимо создать физические модели и связать их с динамикой осадкообразования. Достигнутые успехи в области выявления аллювиальных отложений являются непосредственной заслугой их глубокого изучения гидрологами и геоморфологами. Представленный обзор характерных особенностей аллювиальных процессов и результатов их действия может служить основой при анализе аллювиальных отложений.

Таблица 2

Процессы	Производные процессов
Образование проток и русел	Поверхности размыва. Остаточные отложения — глиняная щебенка, древесина, конкреции, грубый обломочный материал, переотложенная фауна
Меандрирование	Прирусловые валы. Изменение глубины поверхности осадконакопления: изменение размеров зерен в вертикальном разрезе, изменение размеров текстур в вертикальном разрезе. Долинные отложения
Однонаправленный поток	Формы рельефа дна: песчаные волны и валы — слои с плоскостным типом косой слоистости, дюны — мульдовая косая слоистость, знаки ряби: языковидные и осложняющие (chimbing). Перенос обломочного материала: скачкообразно (сальтация, размер зерен от 100 до 750 мкм), интенсивная турбулентность во взвешенном состоянии, положительная скошенность — высокая степень сортированности. Мелкая текстура (fabric) и поверхностные структуры: расположение частиц, некоторые следы столкновения, частицы изометричной и удлиненной формы
Сезонные максимумы стока	Песчаная пачка, мощность которой равна глубине русла. Быстрое отложение осадков вслед за периодом максимального стока. Раздельное отложение осадков в пределах русел и пойменной равнины
Периодические изменения скорости осадконакопления	Тонкая горизонтальная слоистость. Прирост осадков
Химизм вод pH ~ 6,8 Eh ~ +0,4 Минерализация < 50/00	Дисперсия глин. Разрушение обломков, представленных закисными соединениями железа. Гидролиз калия и магния. Разрушение иллита и хлорита. Железистые, кремнистые, алюминийсодержащие, железистые и органические коллоиды. Ограниченные количества организмов

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Allen J. R. L., Primary current lineation in the Lower Old Red Sandstone (Devonian), Anglo-Welsh basin, *Sedimentology*, 3, № 2, p. 89—108, 1964.
2. Allen J. R. L., A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments, *Sedimentology*, 5, № 2, p. 9—191, 1965.
3. Allen J. R. L., Depth indicators of clastic-sequences, *Marine Geology*, 5, № 5—6, p. 429—446, 1967.

4. Bernard H. A., Major C. F., Jr., Recent meander belt deposits of the Brazos River: An alluvial «sand» model (Abst.), Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 47, № 2, p. 350—351, 1963.
5. Dobkins J. E., Jr., Folk R. L., Pebble shape development on Tahiti — Nui (Abst.), Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 52, № 3, p. 525, 1968.
6. Folk R. L., A review of grain-size parameters, *Sedimentology*, 6, № 2, p. 73—93, 1966.
7. Friedman G. M., Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distributions of beach and river sands, Journ. Sediment. Petrol., 37, № 2, p. 327—354, 1967.
8. Garrels R. M., Christ C. L., *Solutions, Minerals, and Equilibria*, New York, Harper and Row, 450 p., 1965.
9. Harms J. C., MacKenzie D. B., McCubbin D. G., Stratification in modern sands of the Red River, Louisiana, Journ. Geol., 71, № 5, p. 566—580, 1963.
10. Harms J. C., Fahnestock R. K., Stratification, bed forms, and flow phenomena, in: Middleton G. V., ed., *Primary Sedimentary Structures and their Hydrodynamic Interpretation*, Soc. Econ. Paleontol. and Mineralog., Spec. Pub., № 12, p. 84—115, 1965.
11. Jopling A. V., Some principles and techniques used in reconstructing the hydraulic parameters of a paleo-flow regime, Journ. Sediment. Petrol., 36, № 1, p. 5—49, 1966.
12. Kennedy J. F., Stationary waves and antidunes in alluvial channels, Calif. Inst. of Tech., W. M. Keck Lab. of Hydraulics and Water Res., Rept. KH-R-2, 146 p., 1961.
13. Krinsley D. H., Takahashi T., Applications of electron microscopy to geology, New York Acad. of Sci. Trans., ser. 2, 25, № 1, p. 3—22, 1962.
14. Krinsley D. H., Donahue J., Environmental interpretation of sand grain surface textures by electron microscopy, Geol. Soc. Am. Bull., 79, № 6, 743—748, 1968.
15. Krumbein W. C., Measurement and geologic significance of shape and roundness of sedimentary particles, Journ. Sediment. Petrol., 11, p. 64—72, 1941.
16. McKee E. D., Structures of dunes at White Sands National Monument, New Mexico, *Sedimentology*, 7, № 1, p. 1—69, 1966.
17. Moss A. J., The physical nature of common sandy and pebbly deposits, Part I, Am. Journ. Sci., 260, № 5, p. 337—373, 1962.
18. Moss A. J., The physical nature of common sandy and pebbly deposits, Part II, Am. Journ. Sci., 261, № 4, p. 297—343, 1963.
19. Potter P. E., Late Paleozoic sandstones of the Illinois basin, Ill, Geol. Survey, Rept. Invest., № 217, 92 p., 1963.
20. Potter P. E., Sand bodies and sedimentary environments: a review, Am. Assoc. Petroleum Geol. Bull., 51, № 3, p. 337—365, 1967.
21. Potter P. E., Mast R. F., Sedimentary structures, sand shape fabrics, and permeability, Part I, Journ. Geol., 71, № 4, p. 441—471, 1963.
22. Simons D. B., Richardson E. V., Forms of bed roughness in alluvial channels, Am. Soc. Civil Engineers Proc., 88, № HY 3, p. 87—105, 1961.
23. Simons D. B., Richardson E. V., Nordin C. F., Jr., Sedimentary structures generated by flow in alluvial channels, in: Middleton G. V., *Primary Sedimentary Structures and their Hydrodynamic Interpretation*, Soc. Econ. Paleontol. and Mineralog., Spec. Pub., № 12, p. 34—52, 1965.
24. Sundborg A., The River Klaralven, a study of fluvial processes, *Geograf. Annal.*, 38, p. 127—316, 1956.
25. U. S. Waterways Experiment Station, Study of materials in suspension, Mississippi River, Tech. Memo. 122—1, Vicksburg, Miss., 27 p., 1939.
26. Visher G. S., Use of the vertical profile in environmental reconstruction (Abst.), Am. Assoc. Petroleum Geol. Bull., 47, № 2, p. 374, 1963.
27. Visher G. S., Use of the vertical profile in environmental reconstruction, Am. Assoc. Petroleum Geol. Bull., 49, № 1, p. 41—61, 1965a.
28. Visher G. S., Fluvial processes as interpreted from ancient and recent fluvial deposits, in: Middleton G. V., ed., *Primary Sedimentary Structures and their Hydrodynamic Interpretation*, Soc. Paleontol. and Mineralog., Spec. Pub., № 12, p. 116—132, 1965b.
29. Visher G. S., Grain size distributions and depositional processes, Pre-print VII Internat. Sedimentol. Congr., Reading and Edinburg, England, 4 p., 1967.
30. Visher G. S., Grain size distributions and depositional processes, Journ. Sedimentary Petrol., 39, p. 1074—1106, 1969.

С. Шамм

Университет штата Колорадо

ВВЕДЕНИЕ

Множество детальных исследований современных речных систем проведено геоморфологами, инженерами-строителями и литологами, и можно было бы предположить, что изучение разрезов речных русел в обнажениях дало в руки исследователей материалы, с помощью которых можно восстановить форму в трех измерениях некогда существовавших палеорусел, а также представить себе их гидрогеологический режим. Однако это лишь оптимистические надежды, которые остались неосуществленными по двум основным причинам. Во-первых, имеющиеся в распоряжении исследователей статистические данные о зависимости между морфологией русла и дебитом воды недостаточно точны. Например, по расчетам Моды-Стюарта [12], дебит воды девонских палеорек на Шпизбергене составлял от 1400 до 2 800 000 л/с. При определении дебита за основу расчета была взята глубина русла. Во-вторых, исследователь, занимающийся изучением современных речных систем, часто обнаруживает, что размеры палеорек, которые определяют его коллегами-геологами, гораздо больше всех известных ему. Большинство современных рек течет в широких долинах по поверхности отложений, мощность которых может достигать сотен метров. Но в одном случае это могут быть русловые отложения, а в другом — долинные [включающие и пойменные.— *Ред.*]. Так, например, сравнение речных и долинных меандр показывает, что длина дуги излучины долины примерно в десять раз превышает длину дуги излучины реки, протекающей по этой долине [4]. Исследования речных геоморфологов облегчаются тем, что предмет их изучения полностью обнажен. Это дает возможность собрать исчерпывающие данные, касающиеся морфологии русла, однако лишь в редких случаях они могут видеть в одной толще вместе отложения аллювиальных равнин и отложения долин [констративного и престративного аллювия.— *Ред.*]. Наоборот, палеоруслу обычно изучаются только в поперечном разрезе или (менее детально) по данным каротажа скважин. Таким образом, выявление палеорусел в мощной толще долинных отложений может оказаться трудной задачей, поэтому геоморфологам редко удается установить количественные взаимосвязи.

Несмотря на пессимистические рассуждения, ниже будут изложены методы оценки и пространственных построений палеорусел (уклон русла, длина излучин, кривизна русел) и гидрологии системы (средний годовой дебит воды, среднегодовая величина разлива).

МОРФОЛОГИЯ РЕЧНОЙ СИСТЕМЫ

Морфология русел рек и зависимость ее от гидрологических и гидравлических условий давно интересовали человека. Обзор большей части имеющейся по этому вопросу литературы приводится в работах Леопольда и др. (1959) и Морисава [13]. Все проведенные исследования подтверждают тот факт, что чем большее количество воды протекает по руслу, тем больше будут его размеры. В общем можно сказать, что с увеличением дебита, или расхода воды (Q_w)¹, увеличиваются ширина и глубина русла, а также длина дуги

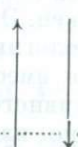
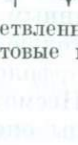
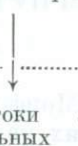
¹ Список употребляемых обозначений см. в конце статьи.

излучин, тогда как уклон реки уменьшается. Обычно при увеличении дебита воды вниз по течению реки увеличиваются ширина и глубина русла [8]. Однако если увеличения расхода вниз по течению не происходит, ни ширина, ни глубина русла не увеличиваются. Примером такой обратной зависимости размеров русла от дебита воды в низовье является река Финк в центральной Австралии. Недалеко от истоков западнее Алис-Спрингс ширина реки составляет 115 м при глубине 1,8 м, тогда как примерно в 400 км ниже по течению ширина русла составляет 75 м, а глубина 1,2 м. Уменьшение размеров русла продолжается далее вниз по течению до тех пор, пока река совсем не исчезает в пустыне Симпсон. Таким образом, изменение размеров русла вниз по течению рек действительно зависит от расхода воды. Если по мере прохождения реки по все более засушливым районам расход воды уменьшается, размеры русла также будут уменьшаться.

Характер переносимого рекой материала также оказывает значительное влияние на морфологию русла. В связи с этим была предпринята попытка создать классификацию русел, исходя из типа переносимого по руслу осадка [18]. В табл. 1 выделяются три типа русел: 1) относительно узкие, глубокие и синусоидальные русла, переносящие в основном взвешенный материал

Классификация речных русел

Таблица 1

Способ транспортировки осадка	Осадки русла (содержание алеврита и глины), %	Количество осадка переносимого по дну, в процентах от общего количества транспортируемого материала	Типы рек	
			простое русло (определенного типа)	сложное русло
Осадок переносится во взвешенном или в растворенном состоянии	20	< 3	Русло, по которому поток переносит осадок во взвешенном состоянии. Отношение ширины русла к его глубине меньше 10; кривизна русла больше 2,0; уклон русла относительно небольшой	Система то сходящихся, то расходящихся протоков 
Осадок переносится по дну волочением и в виде взвеси	5—20	3—11	Осадки переносятся комплексным способом. Отношение ширины русла к глубине больше 10, но меньше 40; кривизна русла меньше 2,0, но больше 1,3; уклон русла средний. Русло может разветвляться	Разветвленные дельтовые протоки  Протоки аллювиальной равнины
Осадок переносится по дну	5	> 11	Русло, переносящее осадок по дну. Отношение ширины к глубине больше 40; кривизна меньше 1,3; уклон относительно крутой. Русло может разветвляться	Протоки аллювиальных конусов выноса 

(содержание песчаных и более крупных частиц в среднем составляет менее 3% твердого стока); 2) относительно широкие, неглубокие и прямые русла, в которых осадок переносится по дну, причем более крупные песчаные зерна составляют более 11%; 3) русла, в которых осадок переносится как тем, так и другим способом (смешанный вид переноса), причем и морфология русла, и размер транспортируемых частиц являются промежуточными между теми, которые характерны для первых двух типов.

Анализ данных, полученных при изучении 36 поперечных разрезов рек Австралии и Великих равнин в западной части США, подтверждает данную классификацию. Так, оказалось, что форма русла, выражаемая в виде отношения ширины русла к его глубине F , и кривизна русла P первично определяются типом твердого стока; например, при переносе осадка по дну величина отношения ширины русла к его глубине больше, а кривизна русла меньше [17]. Результаты других многочисленных исследований показали, что ширина русла (w), его глубина (d), уклон (s) и длина дуги излучин (l) зависят от дебита потока. Эта зависимость выражается формулой

$$Q_w \propto \frac{w, d, l}{s} \quad (1)$$

Согласно формуле, ширина и глубина русла, а также длина дуги излучин увеличиваются с увеличением дебита потока, а уклон русла уменьшается. Однако при постоянном расходе зависимость между морфологией русла и средним количеством перемещаемого по дну осадка, составляющего часть всего переносимого потоком материала, выражается формулой

$$Q_s \propto \frac{w, l, s}{dP} \quad (2)$$

Уравнение (2) свидетельствует о том, что с увеличением количества песчаного материала, т. е. осадка, переносимого по дну (Q_s), увеличиваются ширина русла (w), длина излучины (l) и уклон русла (s), тогда как глубина (d) и кривизна (P) русла уменьшаются. Отношение ширины русла к его глубине увеличивается.

Приведенные выше обобщения, которые основаны на данных статистического анализа рек весьма различного типа [18], свидетельствуют о том, что изменение дебита потока и типа переносимого материала приводит к заметной перестройке морфологии русла. Изменение величины дебита приводит к изменению типа переносимого потоком осадка. Реакция русла на подобные изменения бывает сложной. Так, например, если происходит одновременное увеличение расхода воды и количества материала, переносимого потоком по ложу русла (знаки $+$ и $-$ указывают, в какую сторону изменяется каждая из переменных величин), то морфология русла изменяется согласно выражению

$$Q_w^+ Q_s^+ \propto \frac{w^{+l^+E^+}}{P^-} s \pm d \pm \quad (3)$$

Одновременное увеличение дебита и процентного содержания осадка, переносимого по ложу русла, приводит к увеличению ширины русла, длины дуги излучин, отношения ширины русла к его глубине и к уменьшению кривизны русла. Однако результаты действия каждого из этих факторов в отдельности противоположны друг другу: так, увеличение дебита приводит к уменьшению уклона русла и увеличению его глубины, тогда как увеличение количества материала, переносимого потоком по дну, приводит к увеличению уклона русла и уменьшению его глубины. Результирующие изменения морфологии русла зависят от степени изменения дебита и типа переносимого осадка, однако следует учитывать, что уменьшение кривизны русла должно привести к увеличению его уклона, а если увеличиваются ширина русла и отношение ширины его к глубине, глубина должна уменьшиться или

остаться прежней. Разумеется, если происходит уменьшение дебита потока и количества материала, переносимого по ложу русла, то возникающие в результате этого изменения будут противоположны тем, которые выражены уравнением (3). Возможные изменения морфологии русла в зависимости от другого рода изменений в дебите потока и количестве переносимого потоком материала описаны в другой работе Шамма [19].

Влияние дебита потока и типа переносимого им осадка на морфологию русла продемонстрировано на примере анализа данных по рекам Великих равнин в США и по реке Маррамбиджи в Новом Южном Уэльсе в Австралии. В этих исследованиях [18, 19] в качестве показателя типа переносимого потоком осадка (Q_s) принята величина процентного содержания алеврита и глины (осадки с размером частиц менее 0,074 мм) в отложениях, скопившихся по периметру русел (M). Была установлена обратная зависимость, выражающаяся в том, что с уменьшением относительного количества осадка, переносимого по дну русла, количество алевритисто-глинистого материала увеличивается (табл. 1). Были выведены эмпирические уравнения, которые очень важны при проведении статистических анализов. С помощью этих формул, зная величину дебита воды, а также процентное содержание глины и алеврита в осадках, слагающих ложе и берега русла, можно составить представление о морфологии русла. Эмпирические уравнения были выведены на основании данных, полученных при изучении рек, транспортирующих только песок, алеврит и глину в пределах стабильных (где не наблюдается прогрессирующих процессов аккумуляции или размыва) речных русел, выполненных осадками, которые переносились по этому руслу. Кроме того, для анализа выбирались те реки, которые располагались вдали от побережья, и все они приурочены к субвлажным или семиаридным обстановкам.

РАСЧЕТ МОРФОЛОГИИ И ГИДРОЛОГИИ ПАЛЕОРУСЕЛ

Независимыми переменными, которые влияют на морфологию как современных, так и древних русел, являются вода (Q_w) и тип переносимого потоком осадка (Q_s). Вполне очевидно, что дебит воды палеорек и тип переносимого ими материала неизвестны, поэтому необходимо вычислить значения этих переменных при изучении разрезов палеорусел. Один из возможных способов решения этой задачи следующий: величина отношения ширины русла к его глубине (F) для современных русел тесно связана с количеством содержащегося в русловых отложениях алевритисто-глинистого вещества, согласно следующей формуле:

$$F = 225M^{-1,08} \quad (4)$$

Следовательно, отношение ширины русла к его глубине можно заменить величиной M , что дает возможность показать, какими осадками сложено русло, и определить тип переносимого потоком материала. Площадь поперечного сечения русла должна служить полезным показателем при определении дебита потока, конечно, если она используется совместно с отношением ширины русла к его глубине. Для тех рек, по которым были собраны основные данные, оказалось, что ширина русла в значительной степени зависит от его поперечного сечения и величины дебита потока [8]. Несмотря на то что ширина и глубина русла не являются независимыми переменными, они в значительной степени связаны с другими морфологическими параметрами русла и его гидрологией. В связи с этим расчет длины палеорусла, параметров меандрирования и гидрологического режима осуществляется определением ширины русла, являющейся показателем величины расхода воды, а также отношения ширины русла к его глубине, служащего показателем типа осадка, переносимого потоком.

Были проведены также многократные регрессионные анализы для определения влияния отношения ширины русла к глубине (F) и ширины русла от одного берега до другого (w) на длину дуги излучины русла (l) и величину ее уклона (s). В результате были выведены следующие формулы для l и s :

$$l = 18 (F^{0,53} \cdot w^{0,69}), \quad (5)$$

или в логарифмической форме

$$\begin{aligned} \lg l &= 1,27809 + 0,52822 \lg F + 0,68774 \lg w, \\ r &= 0,91, \\ Se &= 0,21; \\ s &= 30 \left(\frac{F^{0,95}}{w^{0,98}} \right), \end{aligned} \quad (6)$$

или в логарифмической форме

$$\begin{aligned} \lg s &= 1,48085 + 0,94774 \lg F - 0,87937 \lg w \\ r &= 0,84, \\ Se &= 0,16. \end{aligned}$$

В вышеприведенном уравнении предполагается, что отношение ширины русла к глубине прямо пропорционально длине излучины и уклону русла. Ширина русла непосредственно зависит от длины излучины, а с величиной уклона русла она связана обратной зависимостью. Таким образом, возрастание величины отношения ширины русла к его глубине отражает увеличение количества осадка, переносимого потоком по ложу русла, что в свою очередь связано с увеличением длины дуги излучины и уклона русла. Увеличение ширины русла происходит по мере увеличения дебита потока, что наблюдается при увеличении длины дуги излучины и уменьшения величины уклона русла.

Для того чтобы показать графически точность уравнений, по которым должны определяться соответствующие параметры русел, на диаграмму (фиг. 1 и 2) были нанесены точки, соответствующие вычисленным и измеренным длинам дуг излучин и величинам уклона русел. Нанесенные точки оказались в пределах полулогарифмического цикла, и вряд ли можно получить более точную зависимость при современном уровне знаний морфологии рек.

Были также выведены многократные регрессионные уравнения, отражающие зависимость отношения ширины русла к его глубине (F) и полной ширины русла (w) от величины среднегодового паводка Q_{ma} и среднегодового дебита реки:

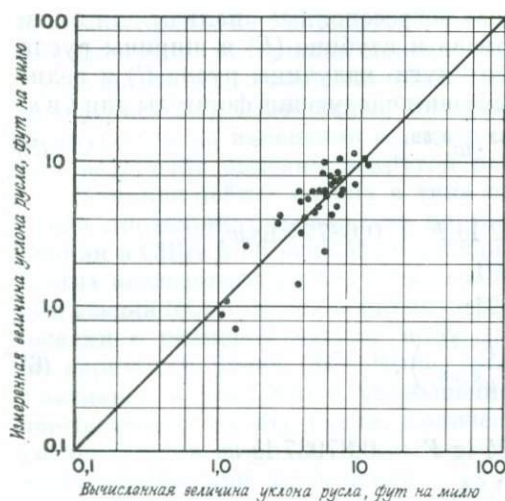
$$Q_{ma} = 16 \left(\frac{w^{1,56}}{F^{0,66}} \right), \quad (7)$$

или в логарифмической форме

$$\begin{aligned} \lg Q_{ma} &= 1,19416 - 0,66227 \lg F + 1,55584 \lg w, \\ r &= 0,90, \\ Se &= 0,20, \\ Q_m &= \frac{w^{2,43}}{18F^{1,13}}, \end{aligned} \quad (8)$$

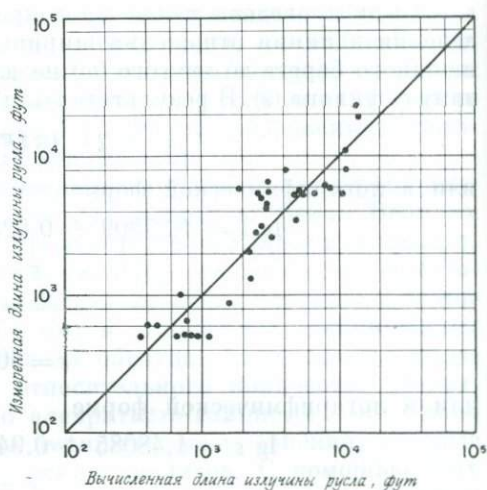
или в логарифмической форме

$$\begin{aligned} \lg Q_m &= -1,24661 - 1,13327 \lg F + 2,42853 \lg w, \\ r &= 0,90, \\ Se &= 0,31. \end{aligned}$$



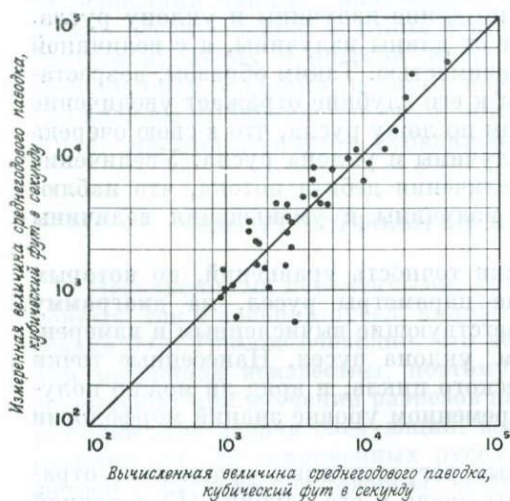
Фиг. 1. Соотношение измеренной и вычисленной длин излучин русла.

Длины излучин вычислены по формуле (5).



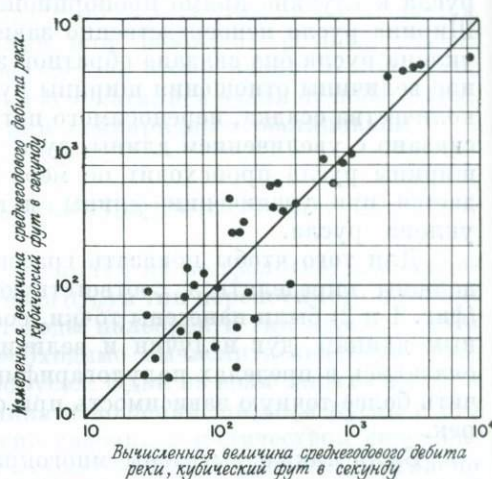
Фиг. 2. Соотношение измеренной и вычисленной величин уклона.

Величины уклона вычислены по формуле (6).



Фиг. 3. Соотношение измеренной и вычисленной величин среднегодовых паводков (повторяющихся с интервалом в 2,33 года).

Величина паводков вычислена по формуле (7).



Фиг. 4. Соотношение измеренной и вычисленной величин среднегодового дебита реки.

Среднегодовой дебит вычислен по формуле (8).

Как и предполагалось, дебит воды непосредственно зависит от ширины русла [уравнения (7) и (8)]. Поскольку раньше не было установлено, что величина отношения ширины русла к его глубине в значительной степени зависит от дебита воды, выраженная в уравнениях (7) и (8) обратная зависимость этих величин требует объяснения. Оба уравнения выведены для аппроксимированной площади поперечного сечения русла, которая тесно связана с величиной дебита воды.

График, на котором для сравнения нанесены как вычисленные, так и замеренные величины, производит поистине большое впечатление (фиг. 3). В целом можно согласиться с тем, что за формирующий русло реки можно принять такой дебит, при котором происходит заполнение русла от кромки одного берега до кромки другого; в связи с этим величина среднегодового

паводка должна быть тесно связана с размерами русла. Эта зависимость показана на фиг. 3; не укладывается лишь одна точка, расположенная в нижней части графика. В приведенном примере вычисленная величина среднегодового паводка в пять раз превышает измеренную среднегодовую величину. Объяснением этому, по-видимому, служит то, что питание этой реки, стекающей с холмов Санд-Хилс, в Небраске, происходит главным образом за счет грунтовых вод. Дебит этого русла очень постояен, и величина каждого паводка соответствует величине среднегодового паводка. Такую ошибку при подсчете можно сделать, по-видимому, лишь при изучении необычных рек, питание которых происходит в основном за счет грунтовых вод, а бассейн сложен породами с высокой проницаемостью.

График сравнения вычисленных и измеренных среднегодовых дебитов воды в руслах (фиг. 4) менее выразителен и, по-видимому, отражает влияние климата на величину дебита воды. Если, согласно сделанному выше заключению, размеры русла определяются главным образом паводковыми процессами, то морфология русла больше зависит от величины среднегодового паводка, чем от среднегодового дебита. Вследствие этого два русла, одно из которых несет непостоянные, периодически возникающие потоки воды, а другое полноводно круглый год, могут иметь сходные размеры, так как они определяются полным дебитом реки. В нижней части графика (фиг. 4) наблюдается наибольший разброс точек. В верхней части графика все точки концентрируются у прямой, они соответствуют постоянным потокам. Точки, расположенные под диагональю в нижней половине графика, относятся к временным потокам в семиаридных районах. Вычисленная по уравнению величина среднегодового дебита реки с постоянным водотоком намного превышает величину дебита, свойственную руслам временных потоков. В связи с этим, если известно, что расчет среднегодового дебита, производимого по уравнению (8), ведется для палеорусла реки, которая протекала в районе с сухим климатом, полученную величину дебита следует уменьшить вдвое.

Выявленные статистические зависимости свидетельствуют о том, что если при изучении палеорусел в обнажениях или по скважинам можно установить ширину и глубину палеорусла, то можно будет вычислить величину его уклона, различные параметры, характеризующие меандры, а также гидрологический режим.

Можно также получить дополнительные сведения о гидравлике палеорусел. Так, например, если считать, что среднегодовая величина паводка (Q_{ma}) приблизительно равна величине дебита, при котором русло заполняется водой по кромки берегов, при делении величины паводка на площадь русла (A) даже максимальные полученные значения будут невысокими. Тем не менее это русло будет характеризоваться довольно большой шириной и высоким отношением ширины к глубине, что обусловлено транспортировкой большого количества песчаного материала. При таком сочетании параметров в результате расчета по формуле

$$V = \frac{Q_{ma}}{A} \quad (9)$$

получается ошибочно завышенная величина скорости (V) паводковых вод.

Можно также получить сведения о долине, по которой проходило палеорусло. Кривизна русла (P) выражается отношением уклона долины (S_v) к уклону русла (s). Расчет кривизны русла, исходя только из величины отношения ширины русла к его глубине, производится по следующей формуле:

$$P = 3,5F^{-0,27} \quad (10)$$

Любой расчет кривизны русла включает в себе ошибки, которые обусловлены историей развития реки [17]. Однако если уклон (s) вычисляется по урав-

нению (6), то уклон долины (S_v) можно вычислить по следующей формуле:

$$S_v = s \cdot P. \quad (11)$$

Кроме этого, рассчитывая по формуле (5) длину излучины, определяют и расстояние между меандрами. По данным о длине дуг излучин и кривизне русла можно представить себе четкую схему развития палеорула.

Определение размеров палеорула. Главной проблемой является выделение палеорула среди отложений, заполняющих долины [т. е. пойменных.— *Ред.*], так как пока нет данных о размерах палеорула, нельзя использовать при его изучении количественные характеристики современных рек.

Один из способов, какими, по-видимому, можно установить пределы размеров речных палеорул, основан на сравнении. Самой крупной из существующих на земном шаре рек является Амазонка. Она протекает на территории площадью 5,98 млн. км², на которой ежегодно выпадает 2000 мм осадков. Ширина русла Амазонки на протяжении 1400 км ее нижнего течения варьирует от 1,6 до 4,8 км, а глубина от 6 до 91 м. Близ Обидус глубина русла составляет 60 м, а ширина около 2280 м [14].

В противоположность этому ширина русла четвертой по величине реки мира Миссисипи [13] у Виксберга равна 608 м при глубине 18 м. Размеры этих русел огромны, а средний дебит их должен достигать 156 млн. л/с и 21 млн. л/с соответственно. Амазонка действительно переносит 15% всех пресных вод, транспортируемых в океаны. Вряд ли в прошлом существовало много палеорек с таким дебитом; большинство из них, вероятно, были гораздо меньше: шириной несколько сотен метров и глубиной около 6 м.

Таблица 2

Размеры палеорул

Русло	Ширина, км	Глубина, м
Русло «J» [6]	0,5	15,0
Русло Роктаун [16]	0,8	7,5 (4,5—30)
Русла в штате Индиана [5]		
Нью-Гошен	0,8	12
Терре-Хот	0,4	12
Уинслоу	0,8	15,0
Русло Энглвейл [7]	0,8	18,0
Доупенсильванское русло [20]	6	60,0+
Русло Буш-Сити [1]	0,3—0,6	16,5
Русло Тонганокси [10]	22,4	300

Размеры некоторых палеодолин (табл. 2) свидетельствуют о том, что большинство рек были меньше Амазонки и Миссисипи; однако если предположить, что отложения этих долин русловые, то придется сделать вывод, что палеореки дренировали гигантские площади с огромным количеством осадков. Однако таких громадных областей питания не существовало.

В связи с вышесказанным вряд ли приходится сомневаться в том, что многие отложения, относимые к палеоруловым, на самом деле представляют собой накопления долин заполнения, отложенные блуждающими и(или) аккумулярующими руслами; примеры этого даны в работах ряда исследователей [16, 5, 7, 20, 1, 10]. Дж. Хармс [6] ясно показал, что песчаники «J», залегающие в виде полосы шириной 739 м и имеющие мощность до 20 м, представляют собой отложения долины заполнения. Но в этом случае возникает вопрос, как определить размеры палеорула реки и как установить зависимость между размерами палеорула и палеогидрологией речной систе-



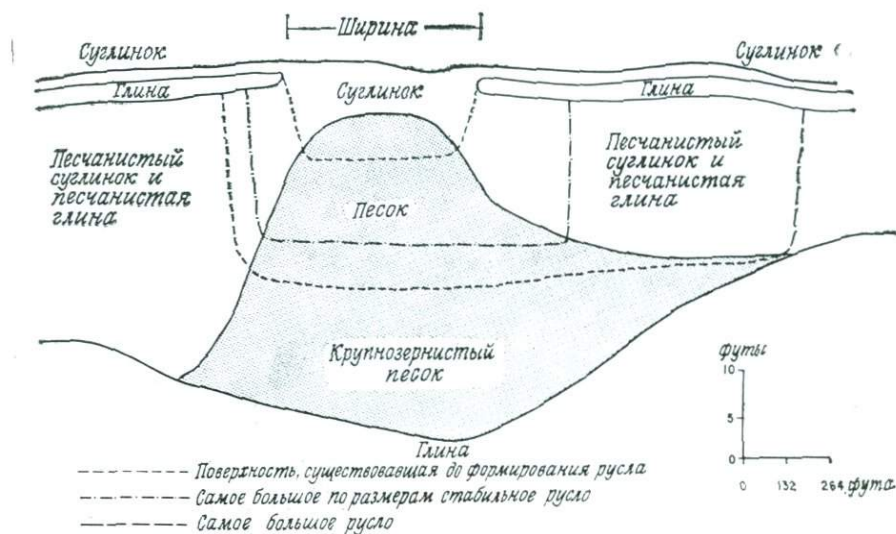
Фиг. 5. Аэрофотоснимок палеоруслу реки, протекающей по равнине Риверайн в Новом Южном Уэльсе, в Австралии.

Ширина русла на поверхности равнины составляет около 150 м. Поперечный разрез толщи отложений русла приведен на фиг. 6.

мы? Отвечая на этот вопрос, следует исходить из неизменности законов гидравлики. И прежде, и теперь поток воды мог и может переносить только определенное количество осадка, состоящего из частиц определенных размеров. Основой для расчета количества переносимого во время паводков песка и степени размыва ложа русла в период разливов служит работа Колби [2, 3], в которой он утверждает, что степень размыва ложа русла в период разливов невелика. Данные изучения палеорусел, где слагающие их косослоистые пласты имеют мощность около 30 см, свидетельствуют о том, что поток не может привести в движение ранее отложенные осадки, залегающие на значительной глубине. Поэтому палеоруслу должно занимать в долине несколько позиций. В какой-то этап река протекала почти по ложу долины, размывая слагающие его коренные породы, но после накопления слоя осадков мощностью несколько десятков сантиметров река стала протекать по их поверхности, как это наблюдается и в современных реках, которые протекают по долинным осадкам мощностью до 30 м и более. И тем не менее остается проблемой установить и очертить в долинных отложениях поперечные разрезы палеорусел.

Приведем пример, который показывает, как можно вычислить ширину и глубину палеоруслу. На аэрофотоснимках (фиг. 5) видно палеоруслу реки, которое протекало в голоценовое время по равнине Риверайн в Новом Южном Уэльсе, в Австралии. При разбуривании участка палеоруслу было выделено линзовидное песчаное тело, очень напоминающее отложения, которые были описаны геологами, изучавшими более древние палеоруслу (фиг. 6). Хотя максимальная ширина этого песчаного тела составляет около 450 м, ширина самого русла, которое проходило по поверхности отложений и прослеживается на поверхности равнины даже в настоящее время (фиг. 5), составляла около 150 м.

Различные данные указывают на то, что глубина палеоруслу равнины Риверайн по крайней мере на поздней стадии ее существования не превышала 3 м [48]. Так, например, на поворотах при миграции русла происходил смыв тяжелых глин аллювиальной равнины; глубина размыва была значительно меньше максимальной мощности песчаного тела. Последнее состоит из косослоистых серий мощностью в среднем около 30 см. Это свидетельствует о том, что, когда река протекала почти по поверхности равнины, ее глубина была такой, что дно русла располагалось лишь на несколько футов ниже контакта между вышележащими тонкозернистыми осадками и русло-



Фиг. 6. Схематический поперечный разрез палеорула реки, протекающей по равнине Риверайн.

Построен по данным, полученным Стеннардом при бурении скважин [19]. Разрез расположен в непосредственной близости к восточному краю территории (фиг. 5). Пунктирными линиями обозначены три возможных поперечных разреза русла. Верхний относится к руслу, которое видно на поверхности равнины. Средний и нижний соответственно показывают максимальный разрез стабильного русла и разрез максимально возможных по площади русловых отложений. В каждом случае глубина разреза значительно меньше глубины песчаного тела.

выми отложениями (на 2,5—4 м ниже поверхности равнины, фиг. 6). Глубина притоков была около 3 м [15].

Палеореки Австралийского континента имели широкие мелководные русла, которые транспортировали относительно большие количества песка. Согласно приведенной в табл. 1 классификации, это были русла, в которых осадки переносились по дну или комбинированным способом (по дну и во взвешенном состоянии). Результаты количественного анализа морфологии русла свидетельствуют о том, что в австралийских палеорулах находит свое подтверждение установленная для рек Великих равнин США зависимость между типом переносимого осадка, гидрологией и морфологией русла. Эти соотношения указывают на то, что лишь часть долинных отложений может быть отнесена к потоку, который переносил осадки (фиг. 6). Поэтому в большинстве случаев площадь поперечного сечения, ширина и мощность линзовидного песчаного тела больше размеров потока, который переносил эти осадки. Если поверхность толщи отложений палеорула плоская, то ширина русла может быть равной ширине песчаного тела, а если верхняя поверхность толщи выпуклая, то ширина русла будет, вероятно, вдвое меньше ширины песчаного тела (фиг. 6). Поскольку отношение ширины русла к его глубине для рек с донным переносом обычно больше 40, глубина русла, по-видимому, составляет $1/40$ ширины песчаного тела.

Возможно, могут быть найдены другие признаки, помогающие выявить палеорула. Так, например, слой гальки может указывать глубину, на которую обычно размывается толща отложений [11]; разное же изменение структуры осадка в кровле песчаного тела может свидетельствовать о наступлении завершающего периода накопления русловых осадков [8].

Вслед за этим стратиграфу надо установить границы распространения русла как по площади, так и по разрезу толщи флювиальных отложений. После того как это сделано, воспользовавшись соответствующими уравнениями, можно определить гидрологию палеорула, вычислить его уклон и параметры, характеризующие процесс меандрирования.

ВЫВОДЫ

Выше были рассмотрены некоторые проблемы восстановления трехмерной геометрической формы и гидрологии палеорусел, однако на одной из важных сторон этой проблемы следует остановиться еще раз.

Дело в том, что кажущаяся точность выведенных уравнений может ввести исследователей в заблуждение: можно подумать, что эти уравнения хороши для чего угодно, но только не для расчетов, с помощью которых можно дать совершенную характеристику палеорусел. Геологи не раз оказывались напуганными тем, что при использовании, казалось бы, убедительных данных других наук для решения геологических проблем получались сбивающие с толку результаты. Для выяснения дебита, уклона и формы русла целесообразно пользоваться приведенными выше уравнениями, но если получаемые результаты расходятся с геологическими наблюдениями, последние должны рассматриваться как более весомые.

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

- A — площадь поперечного сечения русла в квадратных футах;
 d — максимальная глубина русла в футах;
 F — отношение ширины русла к его глубине;
 l — длина дуги излучины русла в футах;
 M — количество алеврита и глины по границам (периметру), содержащееся в отложениях русла; размеры частиц менее 0,074 мм в %;
 P — кривизна русла, выраженная в виде отношения длины русла к длине долины;
 Q_w — дебит (расход) воды в кубических футах в секунду;
 Q_s — общее количество переносимого рекой песчаного и более крупного осадка (донный перенос);
 Q_{ma} — среднегодовая величина разлива в кубических футах в секунду;
 Q_m — среднегодовой дебит в кубических футах в секунду;
 s — уклон русла в футах на милю;
 S_v — уклон долины в футах на милю;
 V — скорость потока в футах в секунду.
 w — ширина русла.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Charles H. H., Bush City Oil Field, Anderson County, Kansas, in: Stratigraphic Typ of Oil Fields, Am. Assoc. Petroleum Geol., Tulsa, Okla., p. 43—56, 1941.
2. Colby B. R., Discharge of sands and mean-velocity relationships in sand-bed streams, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 462-A, 47 p., 1964a.
3. Colby B. R., Scour and fill in sand-bed streams, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 462-D, 32 p., 1964b.
4. Dury G. H., Principles of underfit streams, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 452-A, 67 p., 1964.
5. Friedman S. A., Channel-fill sandstones in the Middle Pennsylvanian rocks of Indiana, Indiana Geol. Survey, Report of Progress 23, 59 p., 1960.
6. Harms J. C., Stratigraphic traps in a valley fill, western Nebraska, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 50, p. 2419—2449, 1966.
7. Howard L. W., Schoewe W. H., The Englevalle channel sandstone, Kansas Acad. Sci. Trans., 68, p. 88—106, 1965.
8. Leopold L. B., Maddock Th., Jr., The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 252, 57 p., 1953.
9. Leopold L. B., Wolman M. G., Miller J. P., Fluvial Processes in Geomorphology, W. H. Freeman and Co., 511 p., 1964.
10. Lins T. W., Origin and environment of the Tonganoxie sandstone in northeastern Kansas, Kansas Geol. Survey Bull. 86, p. 105—140, 1950.
11. Livesey R. H., Channel armoring below Fort Tandall Dam. U.S. Sept. Agriculture Misc. Pub. 970, p. 461—469, 1963.

12. *Moody-Stuart M.*, High and low sinuosity stream deposits with examples from Devonian of Spitsbergen, *Journ. Sed. Pet.*, **36**, p. 1101—1117, 1966.
13. *Morisawa M.*, Streams — their dynamics and morphology, McGraw-Hill Book Co., New York, 175 p., 1968.
14. *Oltman R. E.*, *Sternberg H. O'R.*, *Ames F. C.*, *Davis L. C., Jr.*, Amazon River investigations reconnaissance measurements of July 1963, U.S. Geol. Survey Circular 486, 15 p., 1964.
15. *Pels S.*, Quaternary sedimentation by prior streams on the Riverine Plain, southwest of Griffith, New South Wales, Royal Soc. New South Wales, *Journ. and Proc.*, **97**, p. 107—115, 1964.
16. *Rubey W. W.*, *Bass N. W.*, Geology of Russell County, Kansas, *Geol. Survey Kansas, Bull.* **10**, p. 1—86, 1925.
17. *Schumm S. A.*, Sinuosity of alluvial channels on the Great Plains, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **74**, p. 1089—1100, 1963.
18. *Schumm S. A.*, River adjustment to altered hydrologic regimen — Murrumbidgee River and paleochannels, Australia, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 598, 65 p., 1968.
19. *Schumm S. A.*, River metamorphosis, *Journ. Hydraulics Div., Proc. Am. Soc. Civil Eng. HY 1*, p. 255—273, 1969.
20. *Siever R.*, The Mississippian Pennsylvanian unconformity in southern Illinois, *Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **35**, p. 542—581, 1951.

М. Пижард

Геолого-геофизический факультет Университета штата Юта, Солт-Лейк, Юта

Л. Хай мл.

Геологический факультет Оберлинского колледжа, Оберлин, Огайо

ВВЕДЕНИЕ

Озера встречаются в разных геологических условиях и варьируют от небольших, временно существующих водоемов до распространяющихся на тысячи квадратных километров крупных озер, приуроченных к тектоническим впадинам.

Режим озер исключительно тесно связан с условиями их существования, прежде всего такими, как климат и источники питания (область сноса). Состав вод в озерах весьма разнообразен. В них могут откладываться как обломочные, так и органические и эвапоритовые осадки. Дно озер может непрерывно подвергаться действию течений или же находиться в условиях застойных вод. Биологическая активность в озерах меняется от интенсивной до слабой. Одним словом, озерные отложения характеризуются сбивающим с толку комплексом физических и биологических условий, которые, на первый взгляд, невозможно систематизировать.

По своему происхождению озера исключительно разнообразны. Они возникают в результате всевозможных процессов, которые приводят к формированию впадин, окаймленных со всех сторон уступом. Процессы, непосредственно приводящие к образованию озера, называются *конструктивными*, если под их действием активно формируется уступ, *деструктивными*, если озеро образуется в результате экскавации поверхности и, наконец, *обструктивными*, если происходит запруживание ранее существовавшей долины [33, 70]. Для удобства Хатчинсон [70] предложил классифицировать озера, исходя из общего характера процессов, обуславливающих формирование уступа, экскавацию поверхности и запруживание долин. Основные группы озер в классификации Хатчинсона: тектонические, вулканические, ледниковые, прибрежные, оползневые; озера, возникшие при процессах растворения, вследствие флювиальных процессов, под действием ветра, при накоплении органического вещества, в результате деятельности высших организмов, и озера, возникшие при падении на землю метеоритов. Эта классификация включает семьдесят шесть самостоятельных типов озер, однако большинство из них обычно существует не настолько долго, чтобы в них могли накопиться и сохраниться мощные толщи осадков.

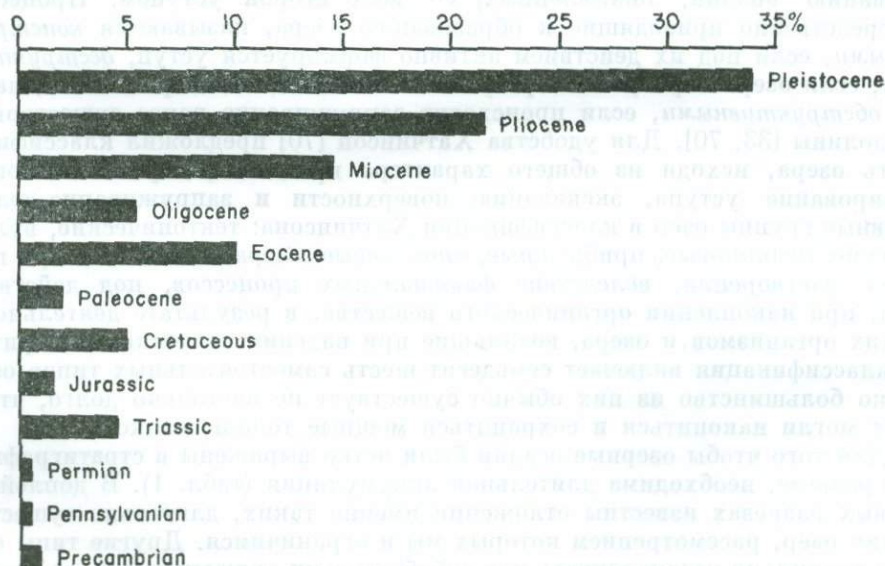
Для того чтобы озерные осадки были четко выражены в стратиграфическом разрезе, необходима длительная аккумуляция (табл. 1). В доплейстоценовых разрезах известны отложения именно таких, длительно существовавших озер, рассмотрением которых мы и ограничимся. Другие типы озер более правильно рассматривать как субобстановки аллювиальной, дельтовой или гляциальной обстановок.

На основании имеющихся данных пока невозможно достоверно определить, какой объем осадочного чехла представлен озерными отложениями. Однако, по-видимому, этот объем невелик и составляет всего лишь несколько процентов. Озер древнего происхождения известно мало. Это отчасти является следствием того, что геологи не могут распознавать озерные отложения,

Площади типичных озер и примерная продолжительность их существования [164, 17, 111 и данные авторов]

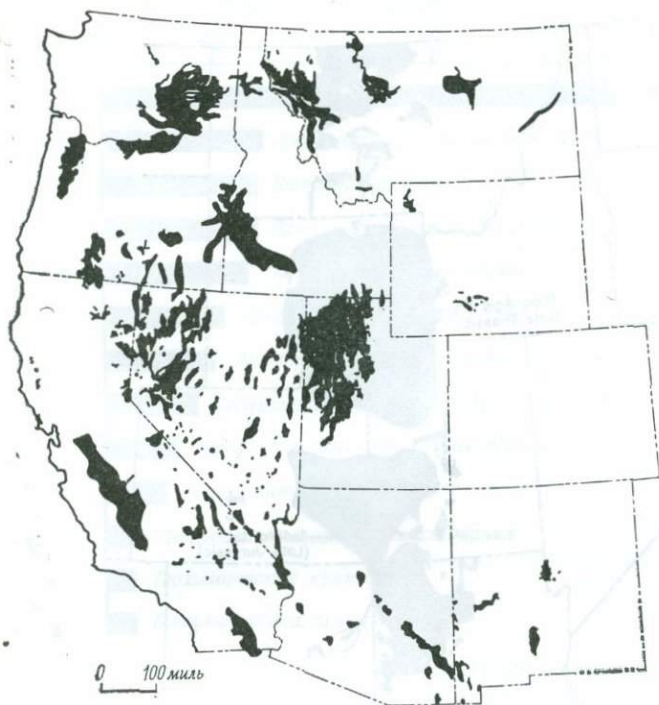
Название озера, стратиграфический комплекс	Местоположение (штаты)	Возраст	Площадь, км ²	Продолжительность существования, млн. лет
Озеро Бонвилл	Юта, Невада, Айдахо	Плейстоцен	51 150 (макс.)	1,0
Озеро Серлс	Калифорния	»	1 000	0,17 (?)
Озеро Сан-Огастин	Нью-Мексико	»	385	0,65
Озеро Юинта (формация Грин-Ривер, Юинта)	Юта	Эоцен	20 000	13,3
Озеро Гозиут (формация Грин-Ривер)	Вайоминг, Колорадо	»	44 200 (макс.)	4,0
Известняк Флагстафф	Юта	Палеоцен — эоцен	18 200	2,75
Известняк Тодилто	Нью-Мексико, Колорадо, Аризона	Поздняя юра	90 000	0,02
Формация Попо-Эйджи	Вайоминг, Юта	Поздний триас	130 000 (+)	3,0 (?)
Формация Лакатонг	Нью-Джерси, Пенсильвания	То же	5 630	5,1

несмотря на опыт некогда великолепно проведенных исследований на озерах Бонвилл [52] и Лахонтан [134]. Даже в плейстоценовое и третичное время, когда существовало наибольшее количество озер, а их размеры были самыми крупными (фиг. 1—3), они занимали лишь незначительную часть поверхности. Древние озера существовали также и в дочетичное время, причем



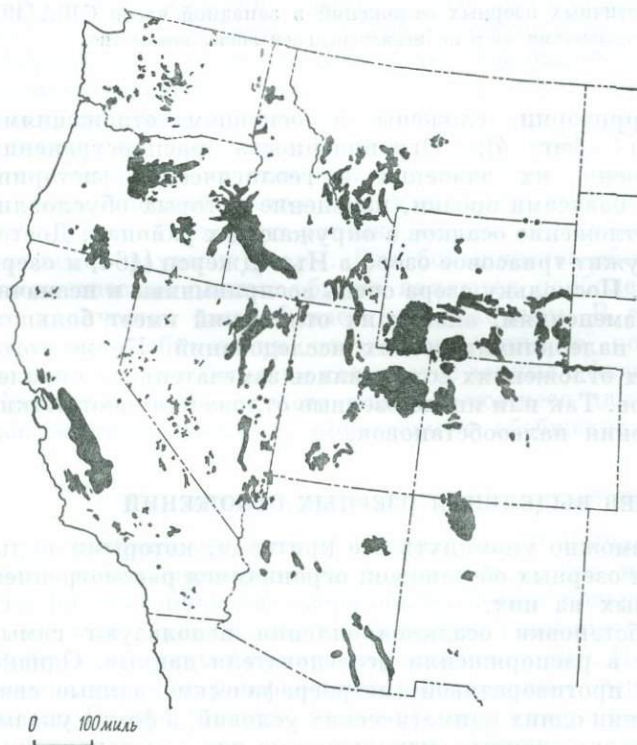
Фиг. 1. Распределение озерных отложений, развитых в западной части США, по возрасту [49].

Уменьшение процентного содержания озерных отложений в более древних толщах наводит на мысль о том, что много древних озер еще не выявлено. Некоторые из стратиграфических комплексов, отнесенных к эоцену, возможно, частично являются палеоценовыми, однако определение возраста связано с проблемой установления границы между отложениями эоценовой и палеоценовой эпох. Трудно также провести возрастную границу между меловыми и палеоценовыми толщами. Триасовых озерных отложений выделено больше, чем юрских, и они изучены более полно.



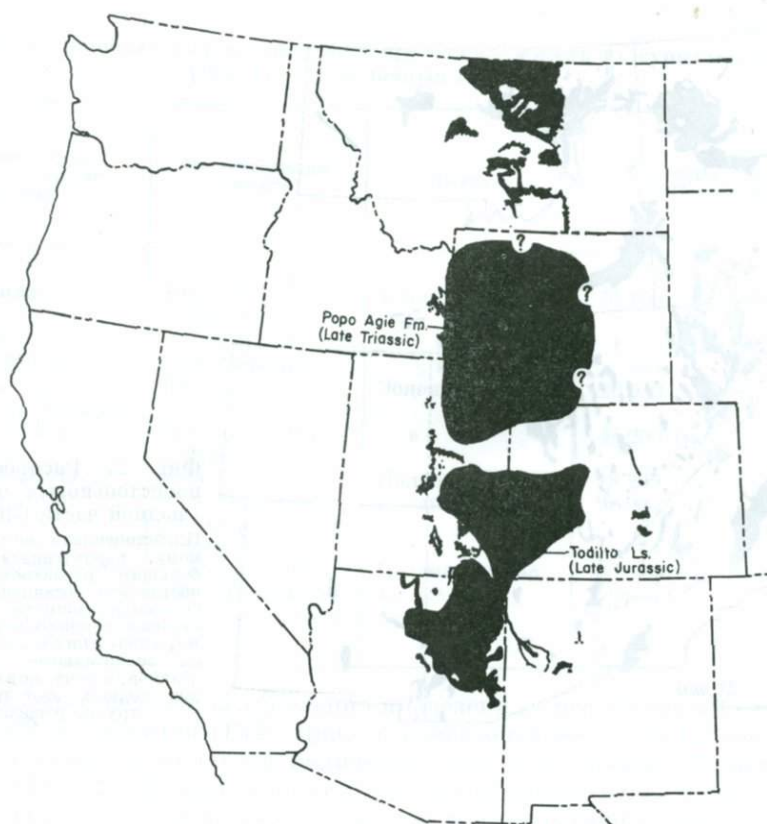
Фиг. 2. Распространение плейстоценовых озер в западной части США [47].

Плейстоценовая эпоха, по-видимому, характеризовалась наибольшим развитием озерных обстановок осадконакопления. Однако большинство озер существовало слишком короткое время, чтобы в них могли отложиться значительные количества осадков, к тому же в более древних толщах этот тип осадков трудно распознать.



Фиг. 3. Распространение третичных озерных отложений в западной части США [48].

В третичное время воздымание Кордильерской геосинклинали, сопровождавшееся сбросообразованием, привело к созданию многочисленных межгорных бассейнов, характеризующихся внутренней системой стока. Впоследствии в пределах некоторых из этих бассейнов образовались крупные озера.



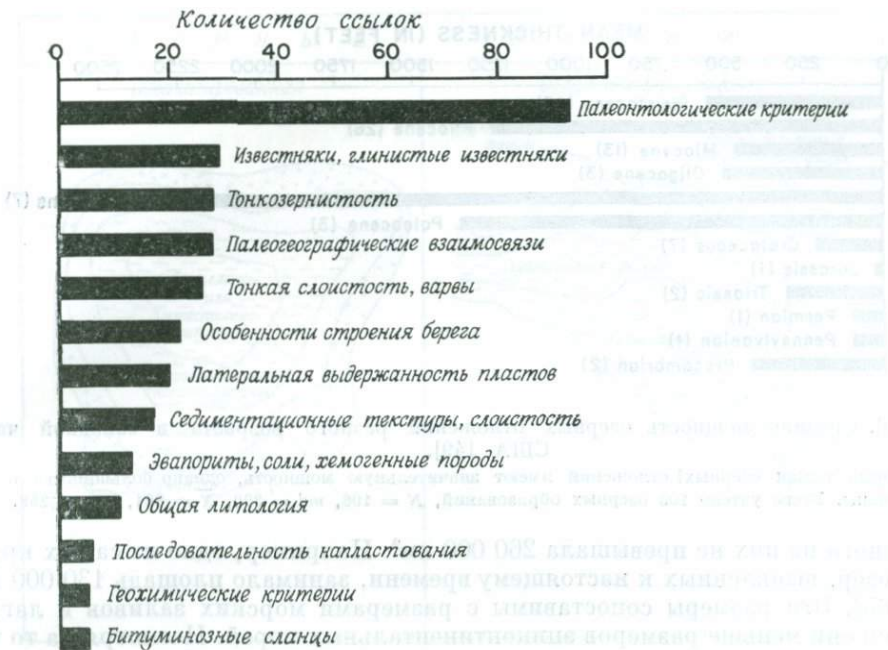
Фиг. 4. Распространение дотретичных озерных отложений в западной части США [49]. Других столь ярких примеров' расположения озер по меридиональной линии неизвестно.

некоторые крупные территории сложены в основном отложениями озерного происхождения (фиг. 4). Ограниченность распространения озер не уменьшает степень их значения в геологической истории. Озера являются местными базами эрозии, изменение которых обуславливает разрушение пород и отложение осадков в окружающих районах. Достоверным примером этого служит триасовое озеро в Нью-Джерси [164] и озеро Юинта (эоцен) в Юте [122]. Поскольку озера очень восприимчивы к незначительным климатическим изменениям, анализ их отложений имеет большое значение при проведении палеоклиматических исследований. Кроме того, во многих древних озерных отложениях сохранились замечательные скопления ископаемых организмов. Так или иначе озерные отложения дают четкие критерии для восстановления палеообстановок.

ТИПЫ КРИТЕРИЕВ ВЫДЕЛЕНИЯ ОЗЕРНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

В данной статье невозможно упомянуть все критерии, которыми пользуются для восстановления озерных обстановок; ограничимся рассмотрением лишь наиболее употребимых из них.

Для установления обстановки осадконакопления используют самые разнообразные имеющиеся в распоряжении исследователя данные. Однако информация часто бывает противоречивой: петрографические данные свидетельствуют о существовании одних климатических условий, а фауна указывает на другие. Коротче говоря, данные, используемые для восстановления



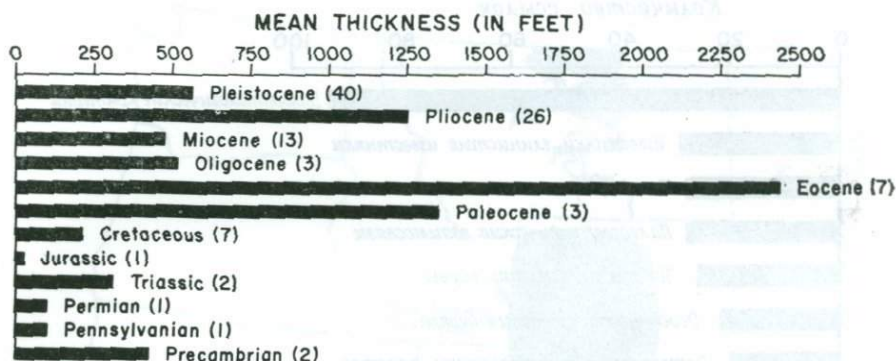
Фиг. 5. Частота использования критериев распознавания озерных отложений.
Составлено по данным 148 работ.

палеогеографических условий, не равноценны, не полны и не всегда могут быть диагностическими.

Горные породы характеризуются совокупностью физических, химических и биологических свойств. Для восстановления палеообстановок чаще всего используют физические характеристики отложений: стратиграфические, петрографические и литологические. Специфическими видами исследований является изучение последовательности и типа напластования, взаимосвязи между фациями, литологии пород, их структур, характера слоистости, седиментационных текстур и модели палеопотоков. Химическую характеристику отложений дает их минеральный состав, катионные и изотопные отношения и геохимический состав вод, в которых происходило отложение осадков. Биологическая характеристика осадка составляется на основании сохранившейся фауны и флоры. Для большинства обстановок осадконакопления биологические данные обычно являются наиболее диагностическими, однако их количество часто бывает недостаточным. В связи с этим при анализе характера обстановки осадконакопления в конечном счете опираются на имеющиеся в большом количестве данные о физических свойствах осадков. Критерии, наиболее часто употребляющиеся для анализа озерных обстановок осадконакопления, приведены в обобщенном виде на фиг. 5.

ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ВЗАИМОСВЯЗИ

Размеры и форма озер. Твенхофел [161] считал, что большинство озер были небольшого размера и имели круглую или эллиптическую форму. Однако тектонические озера обычно имеют большие размеры по сравнению с озерами других типов и как правило вытянутую форму (например, озера Рифтовой долины Африки, озеро Байкал и др.). Но по сравнению с эпиконтинентальными морями даже самые крупные озера представляются небольшими. Площадь современного крупного озера составляет около 26 000 км². В прошлом существовали озера больших размеров, однако площадь

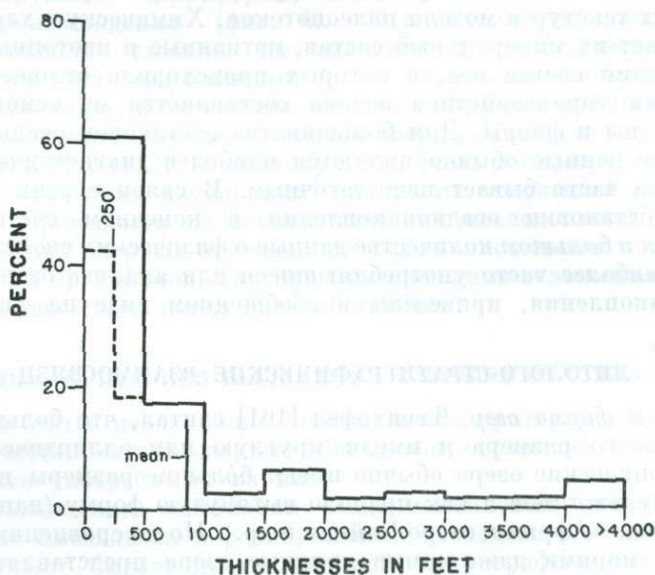


Фиг. 6. Средняя мощность озерных отложений разного возраста в западной части США [49].

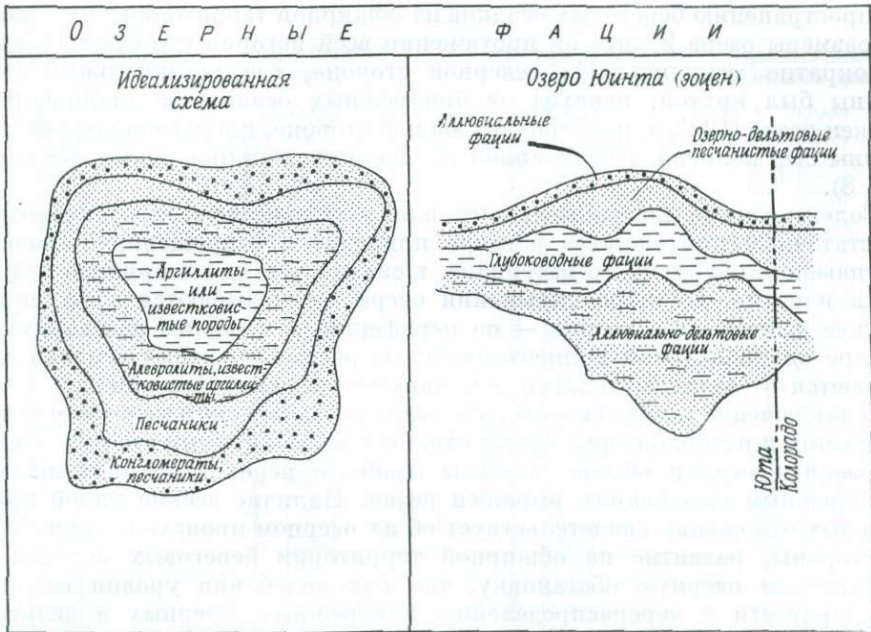
Некоторые толщи озерных отложений имеют значительную мощность, однако большинство из них маломощны. Всего учтено 106 озерных образований, $N = 106$, $md = 300$, $\bar{X} = 861$, $s\bar{X} = 1,259$.

ни одного из них не превышала 260 000 км². Например, одно из самых крупных озер, выявленных к настоящему времени, занимало площадь 130 000 км² [63, 65]. Эти размеры сопоставимы с размерами морских заливов и лагун, однако они меньше размеров эпиконтинентальных морей. Несмотря на то что озерные отложения имеют ограниченное распространение, средняя мощность изученных толщ весьма значительна (фиг. 6—7).

Крупные озера имеют неправильную форму. В общем, контур озера сходен с очертаниями морского побережья. Однако на отдельных участках точно установить положение древней береговой линии озера бывает трудно. Это связано с тем, что в результате процессов эрозии характерные особенности залегания древних отложений и местные несогласия либо стали менее четко выраженными, либо исчезли вовсе. В противоположность морским отложениям, обычно имеющим на картах форму линейно вытянутых зон, озерные отложения имеют вид округлых расплывчатых пятен (капель или клякс).



Фиг. 7. Гистограмма мощностей озерных отложений в западной части США [49]. Преобладают маломощные отложения.



Фиг. 8. Сравнение идеальной схемы распределения озерных фаций с упрощенным планом фаций озера Юнта (зоцен) [120].

Фациальная структура процесса осадконакопления крупных озер очень сходна со структурой мелководных морей, однако существуют и некоторые различия, которые полезно рассмотреть. В озерах приливо-отливные явления проявляются лишь в незначительной степени и, поскольку нагонные процессы не интенсивны, а амплитуда волн незначительна, волновая база (wave base) расположена на меньшей глубине, чем в морях. В связи с этим озерные береговые и прибрежные отложения развиты на меньшей территории по сравнению с морскими. Несмотря на то что и в озерных, и в морских обстановках наблюдается однотипный переход от флювиально-дельтовых отложений к прибрежным и далее к более удаленным от берега, в озерах он выражен более резко, чем в эпиконтинентальных морях.

Существуют, конечно, и исключения как из общего фациального плана, так и из правила фаций. Твенхофел [161] считал, что идеальный план озерных фаций включает внешний пояс — береговой гравий, промежуточный пояс — песок, внутренний — песчано-мергелистый ил и, наконец, центральную часть — илы (фиг. 8). Если волнение слабое, то прибрежные отложения и само побережье могут быть представлены торфом или болотной землей. В противоположность этому Лонгвелл [87] и Фет [49] привели другие примеры, свидетельствующие о том, что илистые озерные породы непосредственно примыкают к коренным породам бортов, а более крупнозернистые прибрежные и береговые отложения отсутствуют.

Вишер [167] также предполагал, что, поскольку заполнение озер осадками происходит путем их накапливания по всей площади ложа впадины, а не посредством их наращивания по периферии, осадки, отлагавшиеся ниже волновой базы, будут развиты на обширной площади, тогда как прибрежные мелководные осадки будут распространены ограниченно и неравномерно. Эта зависимость действительно имеет место в том случае, если озеро стабильно. Твенхофел, однако, отмечал, что колебания уровня воды могут привести

к распространению береговых осадков на обширной территории. Так, например, размеры озера Юинта на протяжении всей истории его существования неоднократно менялись. На северной стороне, где региональный склон впадины был крутой, переход от прибрежных осадков к аллювиальным выражен резко [122], и, наоборот, на южной стороне, где региональный склон впадины был пологий, на обширной площади отложились дельтовые осадки (фиг. 8).

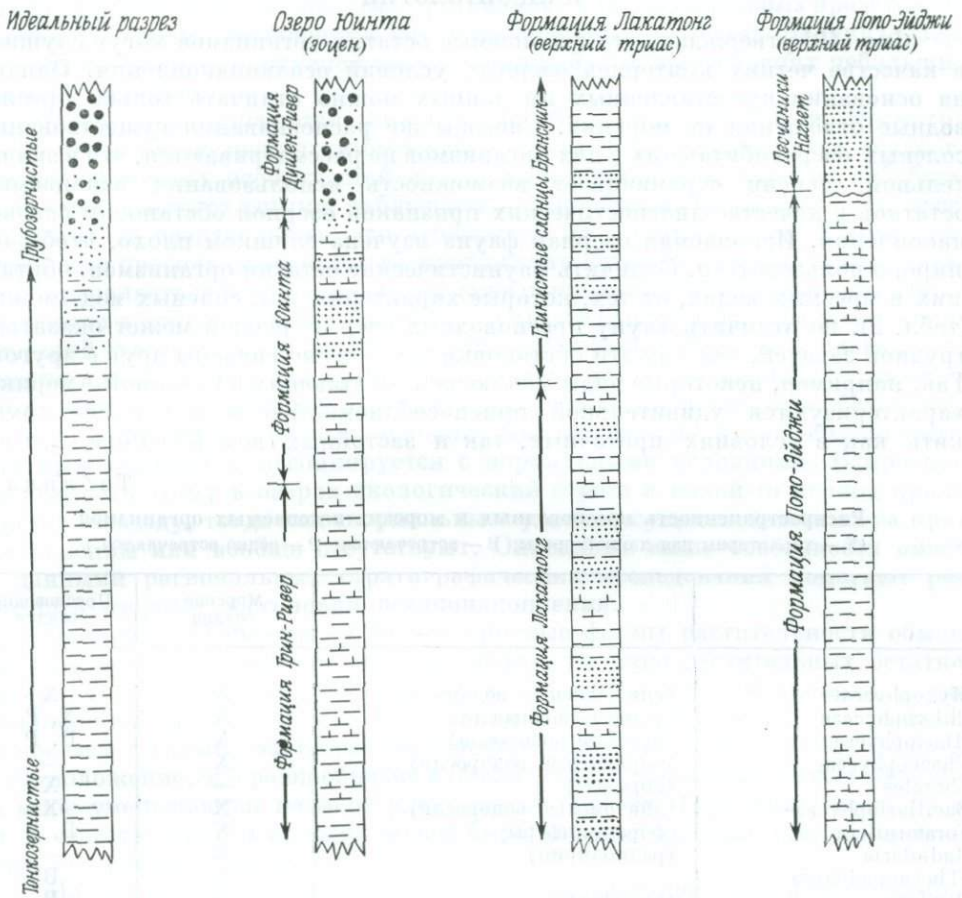
Соленые озера по фациальному плану отличаются от пресноводных. Недостаточный приток воды в озеро приводит к сокращению количества поступающего обломочного материала, в связи с чем уже в прибрежной зоне осадки илистые. По мере высыхания озера откладываются соли, причем наименее растворимые из них — по периферии, а наиболее растворимые — в центре впадины. Этой концентричностью распространения осадков озера отличаются от береговых лагун и замкнутых морских бассейнов.

В заключение можно сказать, что озера по физическим условиям осадконакопления и расположению фаций сходны с мелководными морями. Береговые осадки обычно развиты слабо, и переход от аллювиальных к прибрежным отложениям выражен резко. Наличие весьма узкой полосы береговых отложений свидетельствует об их озерном происхождении. С другой стороны, развитие на обширной территории береговых осадков еще не исключает озерную обстановку, так как колебания уровня вод озера могут привести к перераспределению прибрежных, озерных и дельтовых осадков на обширной территории.

Последовательность осадков. Изучение стратиграфического разреза, представляющего собой отражение последовательно сменявшихся друг друга геологических событий, — один из важных методов выяснения обстановки осадконакопления. Закон Вальтера [169] дает возможность предсказать последовательность напластования осадков при условии, если известны план фаций и история его геологического развития [166]. Поскольку все озера в конце концов заполняются осадками, можно сделать вывод, что на протяжении геологической истории существования озера преобладают регрессивные явления; это дает основание многим исследователям считать, что идеальным разрезом озерных отложений является такой, в котором вверх по разрезу тонкозернистые осадки, отложившиеся ниже уровня действия волн, сменяются более грубозернистыми береговыми и аллювиальными [161, 83, 167].

Поскольку фациальный план озерных и мелководных морских осадков идентичен, идеальный разрез озерных отложений напоминает регрессивный морской разрез. Вишер [167] предположил, что разрезы этих двух обстановок можно отличить друг от друга по преобладанию тех или иных отложений. Объем удаленных от берега прибрежных осадков в озерных отложениях будет более значительным, чем в морских регрессивных. Однако из-за местных отклонений от этого правила можно лишь говорить предположительно о существовании озерных условий осадкообразования.

Сводные стратиграфические разрезы отложений трех древних озер и идеальный разрез озерных отложений сравниваются на фиг. 9. В разрезе отложений озера Юинта, который приближается к разрезу идеального цикла осадконакопления, на тонкозернистых озерных глинистых и карбонатных породах формаций Грин-Ривер и Нижняя Юинта (обе эоценового возраста) залегают более грубозернистые обломочные образования формаций Верхняя Юинта и Душен-Ривер (эоценового возраста?). Разрез отложений поздне триасового озера в штате Нью-Джерси менее представительен. Несмотря на то, что озерные отложения формации Лакатонг сменяются аллювиальными отложениями формации Брансуик (верхний триас), разрез не характеризуется четким строением. Формация Лакатонг сложена песчаными глинистыми и хемогенными породами: сланцы Брансуик (поздний триас) пре-



Фиг. 9. Сравнение идеального стратиграфического разреза с разрезами некоторых толщ озерных отложений.
Масштаб произвольный.

имущественно глинистые, и лишь в бортовых частях встречаются конгломератовые песчаники. Еще один пример — поздне триасовое озеро в штате Вайоминг. Здесь разрез представлен не полностью, породы озерного происхождения формации Попо-Эйджи несогласно срезаны песчаником Наггет (юрского возраста?).

Региональные взаимоотношения. Озера являются континентальными образованиями, и естественно, что они связаны с континентальными отложениями. Если какая-то толща пород, предположительно озерного происхождения, окаймляется зоной развития аллювиальных пород, то это подтверждает предположение об озерном генезисе первых.

Присутствие пород аллювиального происхождения позволяет отличить отложения береговых лагун от озерных. Озера почти со всех сторон окружены речными системами, и поэтому породы аллювиального происхождения должны залегать между толщей, возможно, озерного происхождения и толщей осадков, образовавшихся в явно морских условиях. Если комплекс пород неизвестного происхождения залегает в непосредственной близости от толщи морских пород, а прослой аллювиальных пород в данном районе неизвестны, можно сделать вывод о лагунном генезисе комплекса.

ПАЛЕОНТОЛОГИЯ

Фет [49] утверждал, что ископаемые остатки организмов могут служить в качестве четких критериев озерных условий осадконакопления. Однако на основании представленных им данных можно отличать только пресноводные отложения от морских. Способы же распознавания существования соленых озер и обитавших в них организмов не рассматриваются, что в значительной степени ограничивает возможность использования ископаемых остатков в качестве диагностических признаков озерной обстановки осадконакопления. Ископаемая озерная фауна изучена слишком плохо, чтобы ею широко пользоваться. Отличить фаунистические остатки организмов, обитавших в пресных водах, от тех, которые характерны для соленых вод, можно (табл. 2), но отличить фауну пресноводных озер от речной может оказаться трудной задачей, так как эти обстановки часто тесно связаны друг с другом. Так, например, некоторые виды моллюсков, обитающих в Северной Америке, характеризуются удивительной приспособляемостью и могут без труда жить как в условиях проточных, так и застойных вод (Ла-Роке, устье

Таблица 2

Распространенность пресноводных и морских ископаемых организмов

(X — характерны для данной среды; В — встречаются; Р — редко встречаются.)

		Морские осадки	Пресноводные осадки
Мухорphyseae	(сине-зеленые водоросли)	X	X
Chlorophyceae	(зеленые водоросли)	X	X, P
Rhodophyceae	(красные водоросли)	X	B, P
Phaeophyceae	(коричневые водоросли)	X	—
Charales	(кораллы)	—	X
Bacillariophyceae	(диатомовые водоросли)	X	X
Foraminifera	(фораминиферы)	X	B, P
Radiolaria	(радиолярии)	X	—
«Thecamoebians»		X	B
Porifera	(пориферы)	X	B
Scaphopoda	(ладьиногие)	X, P	—
Amphineura	(бокощельные моллюски)	X, P	—
Monoplacophora	(моноплакофоры)	X, P	—
Cephalopoda	(головоногие)	X	—
Pelecypoda ¹	(пелециподы)	X	X
Gastropoda ¹	(гастроподы)	X	X
Coelenterata	(кишечнополостные)	X	—
Bryozoa	(мшанки)	X	—
Brachiopoda	(брахиоподы)	X	—
Protoarthropoda	(древние членистоногие)	B, P	B, P
Trilobita	(трилобиты)	X	—
Branchiopoda	(жаброногие)	B	X, P
Ostracoda	(остракоды)	X	X
Cirripedia	(усоногие рачки)	X	—
Malacostraca	(высшие ракообразные)	X, P	X, P
Xiphosura		B, P	B, P
Eurypterida	(эвриптериды)	B?	B?, P
Arachnida	(паукообразные)	—	X, P
Insecta	(насекомые)	B, P	X, P
Echinodermata	(иглокожие)	X	—
Pisces ¹	(рыбы)	X	X
Amphibia	(земноводные)	B, P	X
Reptilia	(рептилии)	B	X
Aves	(птицы)	X, P	X, P
Mammalia	(млекопитающие)	B	X

¹ Могут различаться до более низких таксономических уровней.

сообщение). Выявить различие обстановок трудно даже в том случае, если анализируются роды ископаемых организмов. Так род *Goniobasis* представлен разновидностями, обитающими как в прибрежных условиях Великих озер, характеризующихся активной гидродинамикой, так и в условиях небольших озер и водоемов.

Озера характеризуются самыми разнообразными условиями. Несмотря на то что с точки зрения химического состава вод, отлагающихся осадков, гидрографических особенностей и т. д. аллювиальные и морские субобстановки могут быть сходными, наблюдается разнообразие типов озер — от пресноводных до сверхсоленых; это отражается на составе фауны. Кроме того, отдельные пресноводные озера на протяжении истории своего существования могут развиваться в соленые озера и даже периодически переходить из одного состояния в другое. Возникающий в результате быстрых смен условий экологический стресс должен находить отражение в фауне. Правда, экологические скачки характерны и для других обстановок, и поэтому по наблюдающимся незначительным различиям в фауне еще нельзя выявить озерную обстановку. Однако в морских и речных условиях экологический стресс обычно имеет местный характер и ассоциируется с нормальными условиями. В противоположность этому в озерах экологический стресс в какой-то период проявляется повсюду, тогда как «нормальные» условия существования озера кратковременны или вообще отсутствуют. Описанные выше особенности вместе с данными региональных стратиграфических исследований помогают распознать озерные обстановки осадконакопления.

Растения. Несмотря на то что крупные формы растительности обычно развиваются в континентальных условиях, наличие растительных остатков не является диагностическим признаком континентальной обстановки осадконакопления. Действительно, растительные остатки после гибели растений заносятся в самые различные обстановки [139, 19]. Вильсон [172] высказал предположение, что разнообразие и обилие спор и пыльцы наземных растений в море уменьшаются по мере удаления от берегов. Градиент разнообразия и количество спор и пыльцы может быть диагностическим для определения существовавшей флоры.

Из-за таксономических трудностей использование спор и пыльцы (особенно в отношении древних толщ) в качестве признаков той или иной среды осадконакопления в значительной мере ограничено. Часто для того, чтобы определить, каким растениям, наземным или морским, принадлежат изучаемые споры и пыльца, анализируют встречающиеся вместе с ними окаменелости и литологию вмещающих пород, что обедняет данный признак. Проблема переноса спор и пыльцы известных наземных растений все еще остается нерешенной. И все же в тех случаях, когда комплекс спор и пыльцы принадлежит исключительно наземным растениям, можно сделать вывод о том, что вмещающие их породы также образовались в континентальных условиях. Нерешенной проблемой по-прежнему остается отделение аллювиальных и болотных обстановок осадконакопления от озерных, хотя в случае разнообразия и обилия спор и пыльцы более вероятна обстановка крупного озера. Аннотированную библиографию по этим вопросам читатель найдет в работах Шопфа [139, 140] и Вильсона [172].

Диатомовые водоросли обладают хорошей приспособляемостью и живут по существу в водах всех типов. Благодаря тому что разнообразные формы диатомовых водорослей характеризуются на редкость специфическими признаками, они являются отличными экологическими индикаторами [86]. Однако при изучении древних пород диатомовые водоросли используются для выявления существовавших условий осадконакопления в ограниченном масштабе, поскольку они развивались в течение короткого геологического времени (они распространены только в послепалеозойских породах). Кроме того, определить тип обстановки бывает трудно, если в комплексе

ископаемых растений не содержится видов, существующих в современных условиях.

Важное значение имеют сохранившиеся в породах листья. Плоские целые листья свидетельствуют о том, что отложение осадков проходило в условиях спокойных вод, тогда как измельченный материал указывает на существование болотной, дельтовой или аллювиальной обстановок [130, 161].

При восстановлении условий осадконакопления чаще всего исследуют водоросли. По водорослям можно отличить морскую среду от континентальной, но дальнейшее детальное подразделение континентальных обстановок становится неопределенным.

Наименее чувствительны к изменениям условий среды сине-зеленые водоросли, поэтому они не представляют интереса при палеогеографических исследованиях. Предположения Резака [132] относительно форм роста водорослей могут оказаться полезными, однако на практике они пока не подтверждаются. Он заметил, что водорослевые образования в морях и соленых озерах представлены строматолитами, тогда как в пресных водах они дендритовой или конкреционной формы.

Зеленые водоросли также бывают морскими и пресноводными. Однако семейства *Codiaceae* и *Dasycladaceae*, обладающие известковым скелетом, существуют только в морских условиях. Таким образом, в ископаемом состоянии пресноводные формы водорослей встречаются редко. Красные водоросли исключительно морские, а харовые пресноводные. Последняя группа водорослей широко используется при установлении возраста пород континентального происхождения. Несмотря на то что распространение харовых водорослей ограничивается пресными водами, еще недостаточная изученность не позволяет использовать их для разделения осадков рек, мелких и крупных озер. Описание харовых водорослей дается в работе Пека [104]. Главнейшие ископаемые водоросли рассмотрены также Дженсоном [72].

Беспозвоночные. Многие формы беспозвоночных являются исключительно или преимущественно морскими (табл. 2). Сюда относятся фораминиферы,

Таблица 3
Пресноводные моллюски
[175]

Pelecypoda (пелециподы)

Unionidae
Sphaeriidae
Anodontidae
Corbiculidae

Gastropoda (гастроподы)

Viviparidae
Pleuroceratidae
Amnicolidae
Ampullariidae
Neritidae
Assiminaeidae
Thiaridae
Valvatidae
Lymnaeidae
Planorbidae
Physidae
Ellobiidae
Orygoceratidae
Lancidae
Ancylidae

радиолярии, кишечнополостные, мшанки, брахиоподы, скафоподы, амфииверы, моноплакофоры, головоногие, трилобиты, усонogie рачки и иглокожие. Кроме того, в ископаемом состоянии изредка встречаются пресноводные формы — это губки, высшие ракообразные, паукообразные и насекомые. Однако это является исключением. В породах формации Грин-Ривер в озерных отложениях озера Флорисхант, в породах формации Веллингтон [158] и в некоторых комплексах отложений в Европе содержится множество разнообразных остатков и личинок насекомых, что свидетельствует об озерном накоплении. Малочисленность ископаемых пресноводных губок, возможно, объясняется недостаточным вниманием к этой группе (устное сообщение Ла-Роке, 1969). Скелет пресноводных губок состоит из стреловидных кремневых спикул. Эти губки хорошо сохраняются, однако лишь немногие исследователи занимались их изучением, вероятно, потому, что почти невозможно определить, к какому роду или виду они относятся; кроме того, неизвестно, какую обстановку они могут характеризовать. Пелециподы, гастроподы и остракоды, вероятно, являются наиболее распространенными пресноводными беспозвоноч-

ными организмами (табл. 2). В табл. 3 приведен список пресноводных форм пелеципод и гастропод.

Несмотря на то что обычно моллюски легко разделяются на пресноводные и морские, выделение по ним специфических континентальных обстановок содержит элемент неопределенности. Бейкер [3] отмечал, что фауна многочисленных небольших озер в Висконсине менее разнообразна по сравнению с фауной протекающих поблизости рек, а отдельные формы, обитающие в озерах, обычно имеют меньшие размеры. Рисунок распространения моллюсков может также характеризовать озеро, в котором они жили. Так как большинство моллюсков обитает в условиях мелководья, периферические зоны крупных озер могут быть богаты фаунистическими остатками, а центральные части обеднены ими или вовсе не содержат фауны, лишь изредка встречаются сферииды.

Было выдвинуто предположение [175], что некоторые ассоциации пелеципод и гастропод свидетельствуют о существовании аллювиальной или озерной обстановки. Хотя возможно смешение форм, но все же наличие комплекса унионид, сфериид, вивипарид и плевроцератид и небольшого количества легочных гастропод свидетельствует о том, что накопление осадков проходило в аллювиальной обстановке. Озерные условия осадконакопления выявляются по наличию в породах комплекса водных пульмонат.

При распознавании обстановок можно использовать и остракод [148, 150, 151], включая многочисленные пресноводные формы. Однако отделить аллювиальную обстановку осадконакопления от озерной путем использования этих форм не представляется возможным из-за недостаточной изученности. Фет [49] и Брэдли [личное сообщение, 1969] рассматривают плоскости напластования, покрытые раковинами остракод как признаки озерной обстановки.

Позвоночные. За исключением рыб, позвоночные обитают преимущественно в наземных условиях, морские же формы легко определяются по строению скелета. Фет [49] утверждал, что некоторые разновидности черепах и крокодилов, по-видимому, встречаются только в аллювиальных отложениях, однако детально этот вопрос автором не рассмотрен. Фет также считал, что в озерных отложениях, вероятно, обычны полные, ненарушенные скелеты, наличие же расчлененных скелетов свидетельствует об аллювиальной обстановке, где преобладали более мощные потоки. Однако в осадках, отлагавшихся в условиях спокойных вод озер, также встречается много расчлененных скелетов, но здесь они были расчленены животными, питавшимися трупами.

Отпечатки лап птиц, обитавших на берегах, свидетельствуют об озерной обстановке условий осадконакопления [28, 98]. Однако отпечатки лап птиц обычны и в прибрежно-морских отложениях.

ГЕОХИМИЯ

Одним из наиболее существенных различий между озерными и другими обстановками является разнообразие геохимии вод. В противоположность океанам и водным потокам озера характеризуются разнообразием вод. Соленость бессточных озер варьирует примерно от 1 до 25 вес. % [84]. Поскольку озера вбирают в себя воду отдельных потоков, состав их вод является отражением химического состава пород питающих провинций. В связи с этим геохимия озерных вод очень разнообразна [85]. Кроме того, в отдельных озерах наблюдаются быстрые периодические колебания состава вод, связанные с климатическими изменениями, происходящими как в пределах самого озера, так и в районе питания [6]. Все же в целом состав вод озер, включая и те, в которых концентрация солей сильно колеблется, в значительной степени отражает литологию и геохимию пород бассейна сноса.

Аутигенные минералы озерного происхождения [145, 93, 69]

Отложения озера Серле,
позднечетвертичные

Формация Грин-Ривер, эоцен

<i>Карбонаты</i>	<i>Карбонаты</i>	
Арагонит CaCO_3	«Альстонит-бромлит» (?) $\text{CaBa}(\text{CO}_3)_2$	Рибекит-магнезиорибекит $\text{Na}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_3(\text{Fe}^{3+}, \text{Al})_2\text{Si}_8\text{O}_{22}-(\text{OH})_2$
Буркеит $2\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{Na}_2\text{CO}_3$	Баритокальцит $\text{CaBa}(\text{CO}_3)_2$	Сирлезит $\text{NaBSi}_2\text{O}_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$
Кальцит CaCO_3	Брейлейит $\text{Na}_3\text{PO}_4 \cdot \text{MgCO}_3$ (карбонат-фосфат)	Сепнолит $\text{Mg}_2\text{Si}_3\text{O}_6(\text{OH})_4$
Доломит $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$	Бербанкит $\text{Na}_2(\text{Ca}, \text{Sr}, \text{Ba}, \text{Ce})_4-(\text{CO}_3)_5$	<i>Цеолиты</i>
Гейлюссит $\text{Na}_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$	Кальцит CaCO_3	Анальцим $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$
Нахколит NaHCO_3	Давсонит $\text{Na}_3\text{Al}(\text{CO}_3)_3 \cdot 2\text{Al}(\text{OH})_3$	Клиноптилолит $\text{NaAlSi}_4,2-5\text{O}_{10,4-12} \cdot 3,5-4\text{H}_2\text{O}$
Пирсонит $\text{Na}_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	Доломит $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$	Морденит $\text{NaAlSi}_{4,5-5}\text{O}_{11-12} \cdot 3,2-3,5\text{H}_2\text{O}$
Трона $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{NaHCO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	Эйтелит $\text{Na}_2\text{Mg}(\text{CO}_3)_2$	<i>Сульфиды</i>
Тихит $2\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 2\text{MgCO}_3 \cdot \text{Na}_2\text{SO}_4$	Гейлюссит $\text{Na}_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$	Марказит FeS_2
<i>Силикаты</i>	Магнезит MgCO_3	Пирит FeS_2
Адуляр KAlSi_3O_8	Нахколит NaHCO_3	Пирротин Fe_{1-x}S
Сирлезит $\text{NaBSi}_2\text{O}_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$	Пирсонит $\text{Na}_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	Вюртцит ZnS
<i>Цеолиты</i>	Шортит $\text{Na}_2\text{Ca}_2(\text{CO}_3)_3$	<i>Сульфаты</i>
Анальцим $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$	Сидерит FeCO_3	Ангидрит CaSO_4
Филлипсит $\text{KCa}(\text{Al}_3\text{Si}_5\text{O}_{16}) \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	Термонаит $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$	Барит BaSO_4
<i>Сульфаты</i>	Трона $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	Бассанит (?) $\text{CaSO}_4 \cdot 1/2\text{H}_2\text{O}$
Афтиталит $\text{K}_3\text{Na}(\text{SO}_4)_2$	Витерит BaCO_3	Гипс $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Мирабилит $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$	<i>Силикаты</i>	<i>Хлориды</i>
Тенардит Na_2SO_4	Акмит $\text{NaFe}^{3+}\text{Si}_2\text{O}_6$	Галит NaCl
<i>Хлориды, фториды</i>	Альбит $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$	Нортунит $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{MgCO}_3 \cdot \text{NaCl}$
Галеит $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{Na}(\text{F}, \text{Cl})$	Глинистые минералы	<i>Фосфаты</i>
Галит NaCl	Эльцидит $\text{Na}_2\text{ZrSi}_6\text{O}_{15} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	Колофан $\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6\text{CO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$
Хансит $9\text{Na}_5\text{SO}_4 \cdot 2\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{KCl}$	Гаррелсит $(\text{Ba}, \text{Ca}, \text{Mg})\text{B}_3\text{SiO}_6 \cdot (\text{OH})_3$	Фторапатит $\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6\text{F}_2$
Нортунит $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{MgCO}_3 \cdot \text{NaCl}$	Лабунцовит $(\text{K}, \text{Ba}, \text{Na}, \text{Ca}, \text{Mn})(\text{Ti}, \text{Nb})(\text{Si}, \text{Al})_2-(\text{O}, \text{OH})_7\text{H}_2\text{O}$	<i>Угледородаы</i>
Шайрёрит $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{Na}(\text{F}, \text{Cl})$	Лейкосфенит $\text{CaBaNa}_3\text{BTi}_3\text{Si}_9\text{O}_{29}$	Альбертит
Сульфогалит $2\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{NaCl} \cdot \text{NaF}$	Лафлинит $(\text{Na}_2, \text{Mg})_2\text{Si}_3\text{O}_6(\text{OH})_4$	Уголь
Типлит $\text{Na}_2\text{B}_2\text{O}_4 \cdot 2\text{NaCl} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	Кварц SiO_2	Гильсонит
<i>Бораты</i>	Ридмёрджерит NaBSi_3O_8	Озокерит
Бура $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$		Таббиит
Тинкалкониит $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$		Вурцилит
		Инграмит

Обычно на протяжении всей истории своего существования озерные воды обогащены Na, Cl, SO₄, боратами и т. п. Воды озер Грин-Ривер обычно содержат мало SO₄ и Cl, но богаты Na и CO₃. В штате Вайоминг в породах формации Грин-Ривер содержится галит, однако его количество невелико в сравнении с другими эвапоритовыми минералами. В воде озера Серлс содержится гораздо больше SO₄, чем в водах озер Грин-Ривер; то же самое характерно и для осадков этих озер. Воды озер, в которых содержится мало Cl и SO₄, обычно обогащены CO₃, но возможны почти любые сочетания радикалов этих трех анионов. Так, например, количество CO₃, содержащегося в водах Большого Соленого озера, оказалось достаточным для формирования совместно с сульфатными солями значительного по размерам водорослевого рифа, причем большая часть Ca⁺ пошла на образование CaCO₃ и CaMg(CO₃)₂, а не CaSO₄. Таким образом, в озерах могут формироваться минералы и минеральные ассоциации, не встречающиеся в других обстановках и характерные для определенных районов.

Эвапориты. Во многих озерах, с течением геологического времени превращающихся в соленые, отлагаются эвапориты. Из-за ограниченных размеров озера может произойти полное выпаривание воды с осаждением таких легко растворимых солей, которые из морских вод выпадают редко. Химический состав вод каждого озера весьма своеобразен, и поэтому в них отлагаются необычные соли, иногда уникальные, характерные лишь для определенного озера. В табл. 4 перечислены некоторые минералы, встречающиеся в отложениях озер Серлс, Гоziут и Юинта. Отложение солевых минералов в озерных условиях кратко рассмотрено Борхертом и Мьюром [8].

Фет [49] высказал предположение, что наличие пластовых или линзообразных залежей гипса, боратов, целестина, трона и других эвапоритов является признаком озерной обстановки. Бораты и трона образуются только в озерах, однако и нахождение любых других эвапоритов в предположительно континентальных отложениях является достаточным доказательством озерных условий.

Эвапоритовый комплекс соленых озер характеризуется более сложным составом, чем морской, образовавшийся из воды с содержанием в 1 л, 0,1 г кальцита и доломита, 1,7 г гипса, 29,7 г галита и 6,9 г горьких солей [22]. В настоящее время еще невозможно предугадать, какие соли и в каких количествах будут отлагаться в озере со сложным составом воды. Мак-Ки [89] считал, что при отсутствии подстилающих известняков гипсовая слоистая толща, по-видимому, отражает состав источников питания озера. Однако исключено также и морское отложение. Несмотря на то что процесс образования озерных эвапоритов не смоделирован, как это сделано для морских, предвидеть последовательность отложения солей можно на основании изучения известных озерных эвапоритов. В табл. 5 для сравнения

Таблица 5
Обобщенный разрез эвапоритов [81, 145, 44, 166]

	Морские	Озеро Серлс, Калифорния	Озеро Гоziут, Вайоминг и Колорадо	Триасовое озеро. Нью-Джерси
Последовательность выпадения в осадок ↑	различные соли, галит MgSO ₄ , MgCl ₂	ханксит, афтиталит, мирабилит, тенардит буркеит, галит	галит	
	гипс, галит	трона, нахколит	трона	глауберит (?), гипс
	гипс	гейлюссит, пирссонит	шортит	анальцим
	кальцит-доломит	кальцит-арагонит	кальцит-доломит	кальцит-доломит

приведены разрезы нескольких озерных толщ и обычный разрез морских отложений.

Аутигенные минералы. Кроме эвапоритов, осажженных из растворов, отложения соленых озер содержат ряд других минералов; присутствие их может быть диагностическим для обстановки осадконакопления. Сюда относятся соли, полевые шпаты, цеолиты, другие силикаты, а также железистые минералы.

В озерных отложениях формации Грин-Ривер обнаружено более половины известных карбонатных минералов [92]. Это в основном щелочные (натриевые), щелочноземельные (кальциевые, магниевые, бариевые) или щелочно-щелочноземельные карбонаты; однако лишь некоторые содержат редкие земли, алюминий, хлориды и фосфаты [94].

Аутигенные полевые шпаты, цеолиты и другие силикаты создают весьма специфический состав пород формации Грин-Ривер (табл. 4). Несмотря на то что формация Грин-Ривер не прорвана вулканическими интрузиями и не испытала регионального метаморфизма, в ней содержатся аутигенные силикаты, которые встречаются только в щелочных пегматитах или других магматических породах. Эти минералы, обнаруженные в отложениях, вероятно, образовались при умеренном давлении и низких температурах ($<200^{\circ}\text{C}$) [95]. Некоторые из силикатных минералов (ридмергерит, гарреллит и лафлинит) встречены только в породах формации Грин-Ривер; другие формировались здесь в условиях, обычных для их образования [95].

Аутигенные цеолиты и полевые шпаты обычно встречаются в отложениях соленых озер, и тем не менее они не являются надежным критерием обстановки, так как образуются также и в морских условиях, и в почве. Цеолиты с высоким содержанием кремнезема (клиноптилолит, морденит) в породах морского происхождения встречаются редко. Предположение Кроули [26] о том, что вторичные калиевые полевые шпаты возникают только в морских условиях, нельзя признать обоснованным; аутигенный микроклин был обнаружен в «туфовых слоях» формации Грин-Ривер [95]. Современное состояние вопроса об осадочных цеолитах и полевых шпатах недавно было рассмотрено Хейем [62].

Минералы железа. Считается, что железные руды осадочного происхождения, в частности те, в которых встречаются прослои кремней, имеют озерное происхождение [135, 2, 68, 54]. Этот вывод основан на достоверных данных геохимии железисто-карбонатно-кварцевых пород [50]. В современных морских обстановках степень концентрации железа в осадках не может достигать величин, известных для железистых руд, а в современных озерах происходит значительная концентрация железа. Ежегодный вертикальный круговорот воды обуславливает переслаивание железистых соединений и кремнезема. Изучение химизма морских и озерных условий привело к заключению, что железо осаждается в озерах в осенний период, а кремнезем — в летний [54]. С этой точкой зрения не согласен Борхерт [7], считающий, что осадочные железистые руды формируются в морских условиях. Он указывает на то, что идентичность молодых и древних железистых отложений противоречит коренным изменениям континентальных обстановок в связи с появлением в девоне наземной растительности. Происхождение осадочных железных руд остается спорной проблемой.

Железистые минералы встречаются также в виде аксессуариев во многих озерных отложениях. В породах формации Грин-Ривер и Лакатонг обычно встречается в рассеянном состоянии пирит, а в породах формации Попо-Эйджи — гегит. Хотя эти минералы сами по себе не являются свидетельством существования той или иной обстановки, в ассоциации с другими аутигенными минералами они могут указывать на величины рН и Eh, по которым можно судить об условиях осадкообразования. Результаты изучения этих ассоциаций минералов совместно с рассмотрением других факторов регио-

нального значения могут послужить вескими основаниями для вывода о том, что отложение осадков происходило в озерных условиях. Крамбейн и Слосс [82] отмечали, что окись железа (в основном лимонит) образуется в некоторых пресных водах, и Брэдли [14] высказал предположение, что скопления микрогранулярного и микроскопического пирита явно указывают на то, что в толще формации Грин-Ривер имеются породы озерного происхождения.

Углеводороды. Существующая догма, согласно которой нефть и газ в значительных количествах образуются только в морских осадках, постепенно отходит в прошлое. Результаты современных исследований свидетельствуют о том, что в континентальных образованиях имеются равноценные материнские толщи. Более того, некоторые данные указывают на то, что нефти, приуроченные к континентальным и морским отложениям, отличаются друг от друга. Хант, Стюарт и Дикки [69] выявили связь между некоторыми твердыми углеводородами бассейна Юинта и экстрактом, полученным из третичных пород, которые, как полагают, генерировали эти углеводороды. По мере изменения условий осадконакопления и солености вод озера Юинта формировались углеводороды; озокерит, альбертит, вильсонит и вурцилит [69].

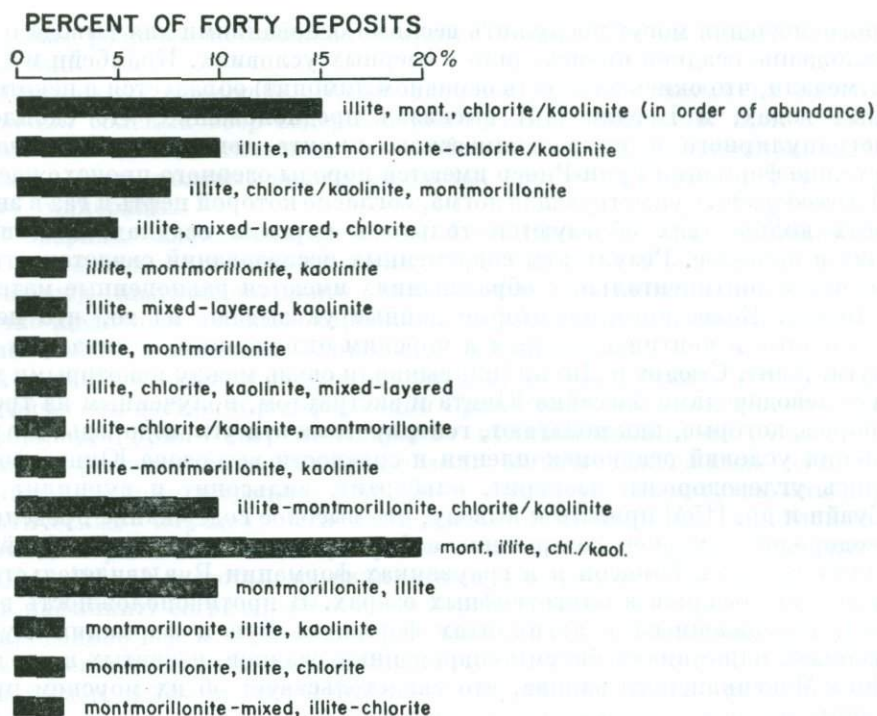
Суэйн и др. [154] пришли к выводу, что высокое содержание предельных углеводородов и низкое содержание асфальтенов и смол в докембрийских аспидных сланцах Томпсон и в граувакках формации Рув свидетельствуют о накоплении осадков в олиготрофных озерах. В противоположность этому битумы, содержащиеся в аргиллитах формации Рув и формации Куиуна («Бивабик»), напоминают битумы современных осадков, развитых в пределах впадины Мексиканского залива, что свидетельствует об их морском происхождении.

Пикард [113] сравнил физические свойства нефтей из континентальных пород: нефти оказались в общем сходными друг с другом, при этом было сделано заключение о том, что они образовались в породах озерного происхождения. В то же время Басс [4], сравнивая кривые индексов корреляции сырых нефтей из различных залежей, пришел к выводу, что состав нефти в озерной формации Грин-Ривер был обусловлен прежде всего обстановкой осадконакопления и существованием нефтематеринских пород.

Образование нефти и газа в континентальных осадках довольно широко освещено в литературе [35, 45, 74, 101, 102, 108, 112, 114, 146, 149, 153].

Другие геохимические данные. Для подразделения обстановок осадконакопления используют рассеянные элементы. Дегенс и др. [34] установили, что такие элементы, как В, Ga и Rb, помогают при определении пресноводных и морских глинистых пород. Кит и Дегенс [75] также отмечали, что В, Li, F и Sr концентрируются в морских глинах, а Ga и Cr — в пресноводных. Несколько противоречит этому точка зрения Поттера и др. [128], которые считают, что В, Cr, Sn, Ga, Ni и V встречаются в морских глинистых отложениях в больших количествах, чем в пресноводных. Позднее Лонка [88] установил, что В, Ga, Rb, Ba и Be чувствительны к солености среды. Уокер [168] также предложил использовать бор для определения солености палеовод, однако, по недавно опубликованным данным Коди [23], это дает противоречивые результаты. Несмотря на обнадеживающие результаты некоторых исследований, в целом характер распределения рассеянных элементов в породах озерного происхождения не выяснен. Остается нерешенной и проблема разделений условий осадконакопления соленых озер от морских обстановок и пресноводных озер от речных.

Использование глинистых минералов для распознавания обстановок не вполне определено. Дегенс и др. [34] предложили считать наличие аутигенного иллита признаком морских условий осадконакопления; что касается измененного иллита и каолинита, то они рассматриваются как обломочные минералы. Келлер [76] также считает, что иллит связан с морскими осадками.



Фиг. 10. Ассоциации глинистых минералов в осадках современных озер и породах озерного происхождения.

Из диаграммы видно, что по существу нет ни одной ассоциации глинистых минералов, который можно было бы принять за типичный для озерной обстановки. Породы озерного происхождения содержат разнообразные ассоциации глинистых минералов, которые характеризуют источники сноса материала и отражают климатические условия, существовавшие в период их образования. Данные в основном для современных озер, всего исследовано 40 объектов, составлено по работам [27, 58, 37, 38, 97, 138, 166, 63, 157].

Однако недавно было высказано предположение о сингенетичности аутигенного иллита в отложениях формации Грин-Ривер в Вайоминге [157], а Грим отмечает [57], что изменения в глинистых минералах зависят от химизма вод. В противоположность этому Уивер [170] считает, что имеется недостаточно оснований для того, чтобы рассматривать глинистые минералы в качестве индикаторов обстановок осадконакопления, так как они больше характеризуют источник сноса, а не место отложения осадков. Распределение глинистых минералов в осадках Мексиканского залива [56] в значительной степени зависит от типа пород, слагающих район источника сноса.

Приведенные на фиг. 10 данные о распределении глинистых минералов в некоторых современных озерах свидетельствуют о том, что состав ассоциаций минералов зависит от петрографического состава источника сноса. В связи с тем что более глубоких исследований по этой проблеме не проводилось, приходится констатировать, что по наличию в породах той или иной ассоциации глинистых минералов нельзя определять обстановку.

Отношения стабильных изотопов можно использовать в качестве полезных критериев для распознавания озерных пород. Однако на основании имеющихся в настоящее время данных можно высказать лишь предположения, а не делать окончательные заключения. Фракционирование кислородных изотопов зависит в основном от температуры и лишь косвенно отражает соленость вод [42]. В противоположность этому изотопы углерода, по-видимому, чувствительны к солености воды, а морская вода относительно обогащена изотопом ^{13}C [75]. Сильверман и Эпстейн [143] высказали предположение о том, что значение отношения $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ в нефтях и связанных с ними отло-

жениях органического происхождения зависит от условий, в которых накапливались нефтематеринские осадки; они установили, что для нефтяных и органических экстрактов из пород морского происхождения характерны значения $\sigma^{13}\text{C}$ от $-22,2$ до $29,4^{0/00}$, тогда как в нефтяных и битумных экстрактах из пород формации Грин-Ривер значения колеблются от $29,9$ до $-32,5^{0/00}$. Растения, произрастающие в морской воде, также характеризуются повышенной величиной отношения $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ по сравнению с наземными растениями [24]. Однако Сильверман и Эпстейн [143] пришли к заключению, что наблюдаемые различия в величинах отношений $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ нефтей, залегающих в породах морского и континентального происхождения, носят унаследованный характер, т. е. обусловлены различием в составе первичного материала материнских отложений, но эти различия, по-видимому, в большей степени обусловлены циркуляцией вод, чем соленостью. В связи с тем что озерные воды могут быть как пресными, так и сверхсолеными, а степень циркуляции вод меняется в значительных пределах, отличить озерные обстановки от морских по отношению $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, вероятно, невозможно.

Изучение изотопов серы применительно к рассматриваемой проблеме представляется более перспективным. Тод и др. [159] установили, что углеводороды «неморского» происхождения, т. е. углеводороды, образовавшиеся в донных осадках озер или отрезанных от океана морей, по сравнению с углеводородами «морского» происхождения значительно обогащены изотопом ^{34}S , что связывается ими с бактериальными процессами. Для углеводородов озерных осадков, кроме того, характерны значительные вариации значений $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$, а в морских углеводородах они почти постоянны. Результаты этих исследований свидетельствуют о том, что величина отношения изотопов серы нефтей тесно связана с обстановкой, в которой протекала генерация углеводородов [61]. Хотя не было установлено, что обстановка накопления серы всегда соответствует обстановке осадконакопления, Дженсен [71] считает, что углеводороды, пирит и SO_4 , встречающиеся в формации Грин-Ривер, по существу сингенетичны вмещающим породам. Он пришел к заключению, что углеводороды морских осадков характеризуются незначительными колебаниями значений отношений $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$; это объясняется тем, что в фанерозойское время изотопный состав серы, содержащейся в океанских водах, менялся незначительно. С другой стороны, углеводороды озерных отложений бассейна Юинта обогащены изотопом ^{34}S , поскольку изотоп ^{32}S был удален из вод озера в виде H_2S либо в атмосферу, либо в результате реакции с железом с образованием сингенетичных сульфидов.

ПЕТРОГРАФИЯ

Состав пород. Выше были рассмотрены геохимические особенности и аутигенные минералы озерных образований. В данном разделе охарактеризованы обломочные минералы и общая литология отложений.

Аллогенные обломочные зерна минералов, принесенные из источника сноса, хотя и претерпевают изменения в процессе транспортировки и захоронения, все же в большей степени характеризуют район сноса материала, чем среду, в которой происходит отложение осадков. Резкая смена типов минералов по площади свидетельствует о существовании местных ограниченных по размерам источников сноса, откуда материал путем переноса его потоками поступает в озеро, однако такие же изменения наблюдаются и в морских обстановках осадконакопления.

В целом для того, чтобы произвести разграничение между озерными и другими типами обстановок, одних литологических критериев недостаточно. Из-за близости многих физических свойств морских и озерных обстановок осадконакопления образующиеся в них кластические породы также сходны между собой. Однако в пределах одного района аллювиальные и озерные

отложения отличаются друг от друга (табл. 6) [109]. По-видимому, описанные различия характерны для всех аллювиально-озерных отложений.

Некоторые авторы уделяли особое внимание проблеме распознавания и характеристике известняков озерного происхождения; обзор точек зрения этих авторов дан в работе Фета [49]. Отличительными признаками известняков являются их плотное желваковое, или узловатое, строение и брекчированная структура, обусловленная сокращением объема осадков, или синерезисом [106, 82, 49], и наличие прослоев порошкообразного мергеля [82, 49]. Крамбейн и Слосс высказали также предположение, что пресноводные

Таблица 6

Характеристика аллювиальных и озерных пород в третичных отложениях бассейна Юинта, штат Юта [109]

Озерные	Аллювиальные
<i>Песчаники</i>	
Кварцевые арениты, субаркозовые песчаники, сублитаренит	Кварцевые арениты, субаркозовые песчаники, сублитаренит
Полуокатанные	Полуугловатые
От очень тонкозернистых до тонкозернистых	От очень тонкозернистых до среднезернистых
От хорошо до превосходно отсортированных	От плохо до хорошо отсортированных
Цемент кальцитовый, доломитовый и кремнистый	Цемент кальцитовый
Акцессорные оолиты	Акцессорные обломки горных пород
Светлоокрашенные	Темноокрашенные, красные
Покровные	Линзообразные
<i>Аргиллиты</i>	
Коричневые, серые, зеленые	Красные или зеленые
Отвердевшие	Рыхлые
Восковидно-смолистые	Землистые
Сульфиды железа, кремни, кварц, соли	Обломки пород
Цемент кальцитовый, доломитовый кварцевый	Цемент кальцитовый
Ленточная слоистость (варвы), сланцеватость	Слабо выраженная слоистость
<i>Карбонаты</i>	
Развитые на обширной территории разнообразные известняки и доломиты	Маломощные известняки, развитые на отдельных участках; доломиты отсутствуют

известняки образуются в озерных условиях. Пикард [109] установил, что известняки формаций Грин-Ривер и Юинта являются преимущественно озерными и что в породах аллювиального происхождения, которые залегают среди озерных, встречаются лишь маломощные пласты известняка. Краткое описание древних озерных известняков приводится Сандерсом и Фридманом [137], однако они не определяют петрографические критерии их выделения.

В Большом Соленом озере лишь одноклеточные водоросли имеют важное значение в построении биостром, причем преобладают колониальные формы сине-зеленых водорослей *Aphanothece packardii* [20]. Как правило, в этих биостромах отчетливо прослеживается морфологическая зональность (в направлении от озера к суше) субпараллельных фестончатых гребней, языкообразных сложно построенных цепей и плосковерхих поднятий, а также небольших изолированных поднятий. Морфологические зоны насле-

дуют рельеф эродированной поверхности нижележащих твердых глинистых и оолитовых песчаников [20].

Петрографическая характеристика современных карбонатных отложений озера Констанце (Центральная Европа) была дана Шётле и Мюллером [141]. В озере Констанце образуются детритовый и биогенный кальцит, детритовый доломит и биогенный арагонит. Осаждаемый кальцит образуется за счет большого количества карбонатпроизводящих растений (*Schizophyceae*, и сине-зеленые водоросли).

Кальцитовые онколиты и арагонитовые ракушечки озера Констанце характеризуются необычно высокими значениями отношений Sr/Ca, причем максимальные близки к значениям Sr/Ca в морских отложениях [99], однако отношение Sr/Ca всегда остается высоким [99].

Изучение современных и древних карбонатов озерного происхождения свидетельствует о том, что по петрографическим признакам невозможно отличить озерные карбонаты от морских.

Структура. Размер зерен осадка и его сортированность широко используются в качестве признаков, определяющих величину относительной «энергии», т. е. смещения места отложения осадка. Структура пород отражает процесс осадконакопления в целом, хотя и зависит в определенной степени от характера источника сноса и скорости отложения. Это дает возможность различать пляжевые, дюнные и речные пески [96]. Однако поскольку процессы осадконакопления в озерах и мелководных морях очень сходны между собой, невозможно выделить особый тип собственно озерных [147] структур.

СЛОИСТОСТЬ, СЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ТЕКСТУРЫ И ПАЛЕОТЕЧЕНИЯ

В связи с тем что слоистость, седиментационные текстуры и следы палеотечений являются почти исключительно результатом процессов отложения осадков, они являются важными критериями распознавания типов обстановок осадконакопления. К сожалению, бывает очень трудно, пользуясь этими признаками, подразделять породы на озерные и мелководно-морские. Процессы озерных и мелководно-морских обстановок, так же как и образующиеся в них осадки, сходны друг с другом. И, наоборот, различия между условиями осадконакопления в речных и озерных (или морских) обстановках настолько велики, что образующиеся в них осадки легко отличить друг от друга [124].

Анализ слоистости и седиментационных текстур можно проводить по-разному. Прежде всего устанавливают те особенности осадка, которые присущи только данной среде осадконакопления. Однако такие «ключевые» признаки в большинстве осадков проявлены нечетко. Во-вторых, выделяют преобладающие комплексы признаков и, если можно, связывают их с какой-то определенной обстановкой. Последний метод применялся большинством исследователей. В табл. 7 перечислены текстуры и виды слоистости, выявленные другими учеными при изучении озерных отложений. И, наконец, если может быть выделено большое число отличительных признаков, то даже относительно небольшие изменения в них могут указывать на различие обстановок осадконакопления [117].

Слоистость. Толщи озерных пород бывают как очень тонкослойчатыми, так и массивными (неслоистыми). Из-за ограниченности своих размеров озера характеризуются незначительными нагонами, а нижняя граница действия волн расположена на небольшой глубине. Значительная толща воды в центральной части озера может располагаться ниже уровня действия волн. Осадки, отложившиеся ниже уровня действия волн, могут быть ненарушенными с сохранившейся параллельной тонкослойистой текстурой. Наличие тонкой слоистости раньше [31] считалось хорошим признаком образования осадка в озерных условиях, однако теперь к этому критерию относятся

Типы слоистости и другие седиментационные текстуры, встречающиеся в озерных отложениях

X — характерные; P — редкие.

Типы слоистости, седиментационные текстуры	Клейн [78]			Ван-Хаутен [165]	Вишер [167]	Грейнер [55]	Брэдли [14]
	Мергель Кейпер						
	ниже уровня действия волн	выше уровня действия волн	в целом для озерных отложений	Формация Лакатонг	В целом для озерных отложений	Формация Альберт	Формация Грин-Ривер
Тонкая слоистость, ритмичная слоистость, варвы	X	X	X	X	X	X	X
Ровная, горизонтальная слоистость	X	X	X	X	X	X	X
Косая слоистость		X	X	X	X	P	P
мульдовая		X	X	X			
плоскостная		X					
Слоистость знаков ряби	X	X	X	X			P
Нарушенная слоистость	X		X	X	X	X	X
Градационная слоистость	X		X	X	X		
Асимметричные знаки ряби			X		P	P	P
Симметричные знаки ряби	X	X	X		P	X	P
Трещины усыхания		X		X		X	X
Линейность (ориентировки частиц)		X					
Рибристо-бороздковая текстура		X					
Знаки волочения (ксинмоглифы)		X					
Знаки внедрения (тегаглифы)	X				X		
Текстура растяжения	X			X			X
Отпечатки дождевых капель		X					
Текстуры сверления и зарывания, ходы червей	X	X	X	X			

с осторожностью, и Вильсон [172] отмечал, что условия «спокойных» вод могут также существовать и в пределах пойменных равнин, в лагунах и морях. В противоположность точке зрения Дарттона о слоистости Твенхофел [161] считает, что в центральной части крупных озер отложение осадков идет непрерывно и слоистость может не образовываться или же ее разрушают организмы.

Породы формаций Попо-Эйджи и Грин-Ривер характеризуются самыми разнообразными типами слоистости и седиментационных текстур, какие только могут сформироваться в озерных отложениях. Слоистость в озерных породах Попо-Эйджи выражена слабо, и многие комплексы представлены массивными пачками (табл. 8). Породы обычно изрыты организмами и нарушены, что, по-видимому, привело к ликвидации некогда существовавшей слоистости. Горизонтальная слоистость и косая слоистость встречаются редко. В противоположность породам формации Попо-Эйджи породы фор-

Таблица 8

Типы слоистости и другие седиментационные текстуры
в межводно-морских и озерных отложениях
[117, 63, данные авторов]

X — характерные; P — редкие

	Морские породы	Озерные породы	
	формация Ред-Пик (триас), штат Вайоминг	формация Грин-Ривер (эоцен), штат Юта	формация Попо-Эйдж (триас), штат Вайоминг
Слоистость:			
ленточная		X	
горизонтальная	X	X	P
волнистая	X	X	
градационная	P	P	
знаков ряби	X	P	
косая	X	P	P
извилистая (конволютная)	P	P	
нарушенная	X	X	X
массивная	P		P
внутриформационных конгломератов	X	P	X
Текстуры знаки:			
асимметричные знаки ряби	X	P	
симметричные знаки ряби	P	P	
перекрещивающиеся знаки ряби	P	P	
плосковерхие знаки ряби	P		
мега-рябь	P		
линейность (ориентировка частиц)	X	P	
полигональные трещины усыхания	X	P	
линейновытянутые трещины усыхания	P	X	
ходы и следы организмов	X	P	X
псевдорбисто-бороздковые следы струек	X		
следы струек	P		
отпечатки дождевых капель	P	P	
отпечатки кристаллов соли	P	P	
канавки размыва	P	P	
вентунические дайки	P	X	P
конусовидные знаки	P		
следы волочения	P		
знаки внедрения	P		
сленки струй течения	P		

мации Грин-Ривер характеризуются разнообразными типами слоистости и седиментационных текстур (фиг. 11—18). Преобладают горизонтальная тонкая и нарушенная слоистость, однако обычно встречаются и извилистая, волнистая, косая слоистость, слоистость знаков ряби и водорослевый тип слоистости.

Разнообразные типы слоистости, встречающиеся в породах формации Грин-Ривер (табл. 9), очень похожи на слоистость, наблюдаемую в морских отложениях, а поэтому трудно отличать породы формации Грин-Ривер

**Характерные особенности озерных обстановок осадконакопления,
выявленные при изучении отложений свиты Парашют-Крик
формации Грин-Ривер (эоцен), района Равен-Ридж, Юта
и Колорадо**

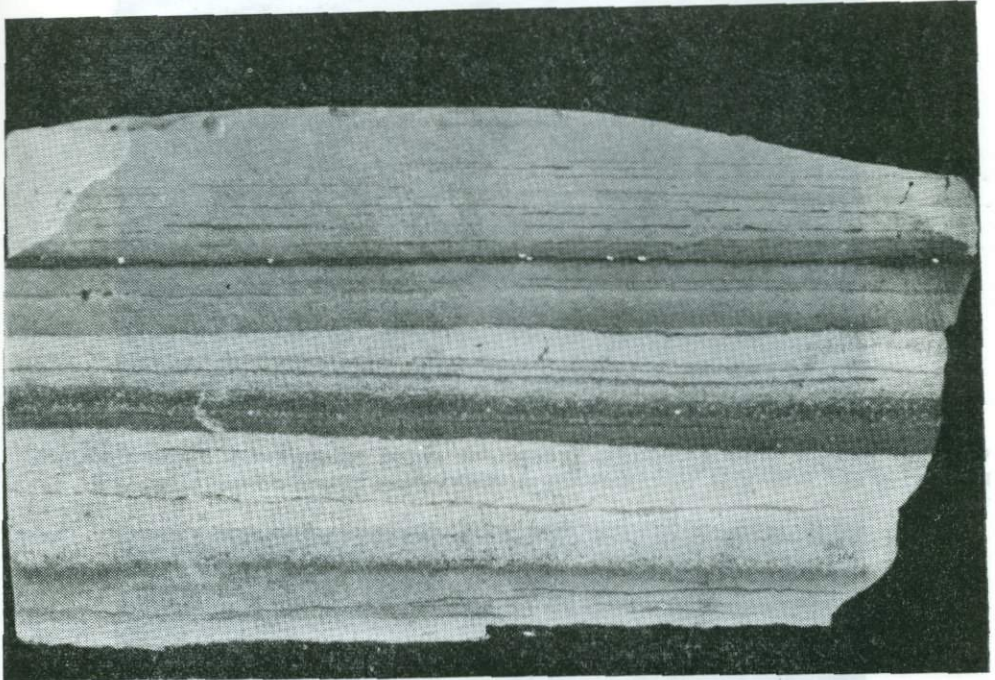
Главные признаки написаны с прописной буквы; второстепенные—со строчной; в скобках приведены признаки, не имеющие особого значения, но полезные.

Прибрежье, мелководье, открытый водоем	Пляж—прибойный берег
Горизонтальная слоистость	Горизонтальная слоистость
Волнистая слоистость	Мелкая и средняя косая слоистость
Алевролит	Песчаник
мелкая косая слоистость	раздвоенные знаки ряби
нарушенная слоистость	ориентированные, линейно вытянутые
ориентированные, линейновытянутые	трещины усыхания
трещины усыхания	слоистость знаков ряби
асимметричные знаки ряби	знаки зарывания
(слоистость знаков ряби)	кремневый конгломерат
Прибрежная отмель	(крупная косая слоистость)
Горизонтальная слоистость	(нарушенная слоистость)
Мелкая и средняя косая слоистость	(канавки размыва)
Оолит	Лагуна
Скопление водорослей	Горизонтальная слоистость
асимметричные знаки ряби	Глины
полигональные трещины усыхания (во- лосковидные)	тонкая ленточная слоистость
пизолиты	линзы кластического материала
кремневый конгломерат	оолитовый песчаник
(слоистость знаков ряби)	скопление водорослей
(обломки костей)	известняковый конгломерат
	Центральная часть
	Горизонтальная слоистость
	Битуминозные сланцы
	Глины
	слабовыраженные трещины усыхания
	тонкие прослойки оолитов
	(водорослевые пласты)

от пород, образовавшихся в мелководных морских условиях, на основании анализа типов слоистости.

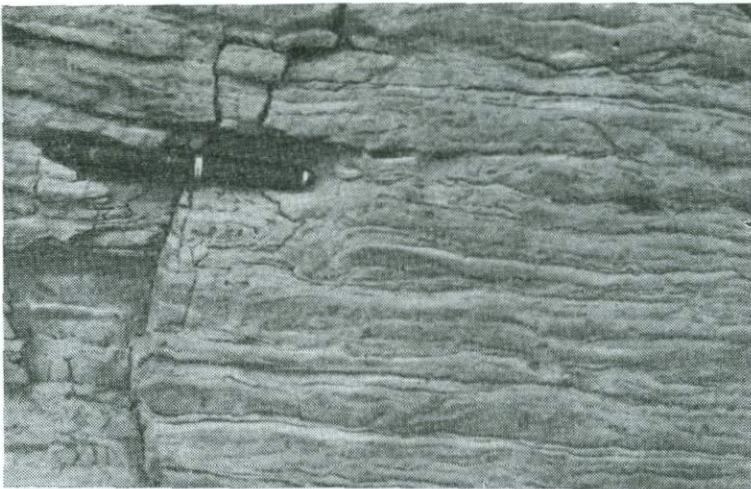
Градиционная слоистость, которая редко встречается в породах формации Грин-Ривер, изучена в отложениях современных озер. Турбидиты, встреченные в толще осадков озера Мид [53], представлены тонкозернистым материалом, который был транспортирован из устьев рек в мелководные бассейны. В противоположность этому турбидитные отложения озера Крейтер-Лейк (максимальная глубина озера 587 м) напоминают породы, развитые в пределах континентального склона океанов [100].

Наличие варв, являющихся характерной особенностью отложений плейстоценовых ледниковых озер, используется в качестве критерия, на основании которого можно предполагать озерное происхождение осадка. В древних породах известны как явные, так и вероятные варвы [12, 1, 130, 165, 91, 36]. При изучении необходимо подразделять их на ледниковые, которые сложены обломочными осадками или породами, и неледниковые озерного типа, сложенные карбонатным и органическим материалом биологического и химического происхождения. Могут встречаться также неледниковые варвы, сложенные кластическим материалом, однако трудно доказать, что они являются годовыми образованиями. Использование варв при анализе условий осадконакопления ограничено в силу следующих причин: лишь немногие озерные отложения сложены варвами; в процессе уплотнения и диагенеза осадка варвы могут быть частично разрушены; некоторые морские породы характеризуются «варвовидной» слоистостью. Кроме того, «варвовидное» переслаивание светлых и темных слоев может обуславливаться другими местными условиями осадконакопления [144, 59].

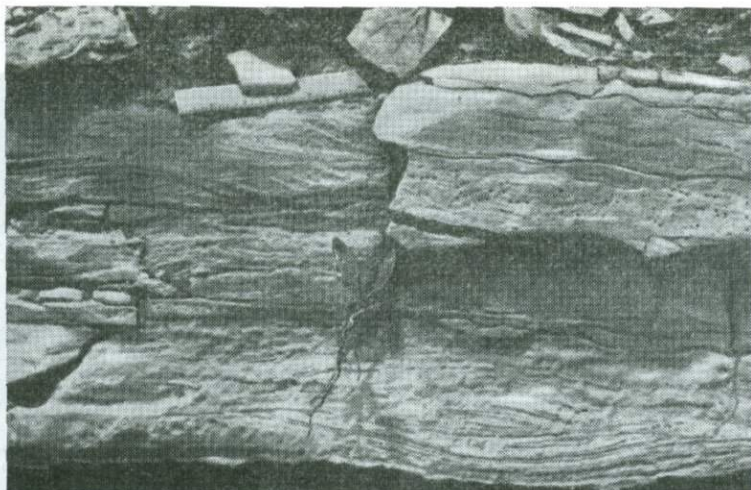


Фиг. 11. Тонкая горизонтальная слоистость и напластование эвапоритов в доломитах соленосных отложений нижней части формации Юинта (эоценовое озеро Юинта).
Длина образца 14 см.

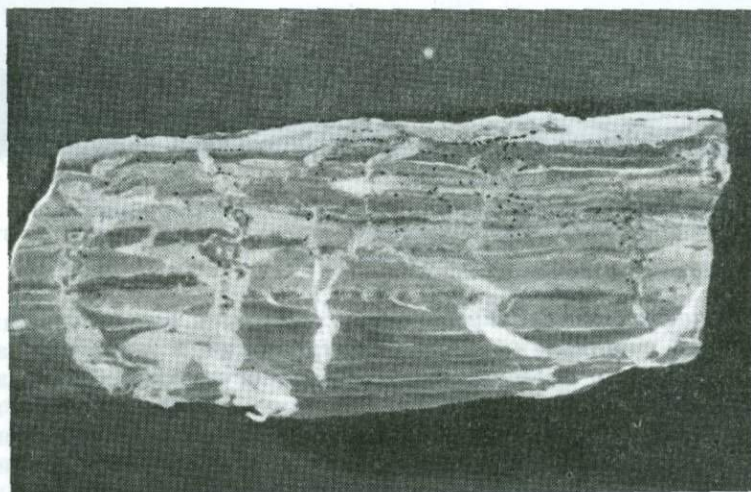
Седиментационные текстуры. Знаки ряби были единственными из признаков озерной обстановки, которые применялись в широких масштабах. Неправильной оценке происхождения этой текстуры способствовало то, что обычно по существующей классификации знаки ряби ошибочно подразделяются на симметричные (образовавшиеся в результате действия волн) и асимметричные (образование которых связывается с текущими потоками).



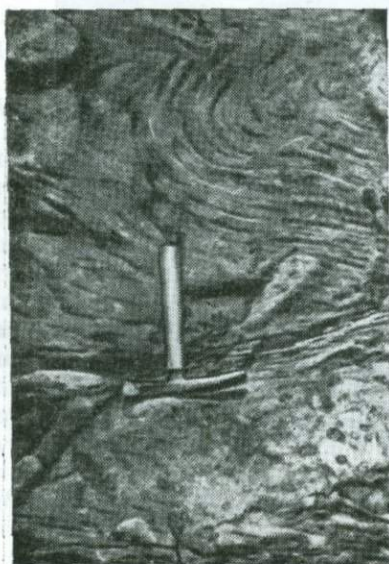
Фиг. 12. Волнистая слоистость, слоистость знаков ряби и мелкая косая слоистость в разрезе толщи свиты Парашют-Крик формации Грин-Ривер.



Фиг. 13. Мелкая косая слоистость (микрослоистость) толщи свиты Парашют-Крик. Преобладает мутьдообразный, прогнутый тип косої слоистости. Длина образца 15 см.



Фиг. 14. Трещины синерезиса в низкосортных горючих сланцах свиты Парашют-Крик.



Фиг. 15. Нарушенная слоистость в породах свиты Дуглас-Крик формации Грин-Ривер.



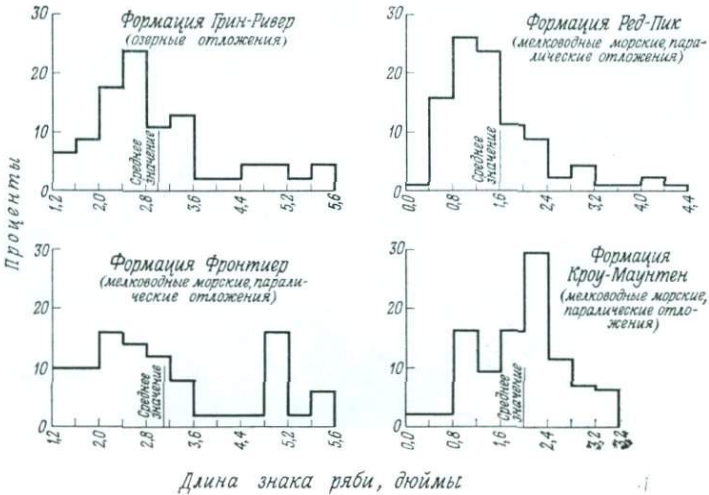
Фиг. 16. Водорослевые строматолиты в породах свиты Парашют-Крик.



Фиг. 17. Ориентировка частиц в породах свиты Парашют-Крик.



Фиг. 18. Линейно вытянутые асимметричные знаки ряби в породах свиты Дуглас-Крик.
Близ монеты видны наложенные знаки ряби.

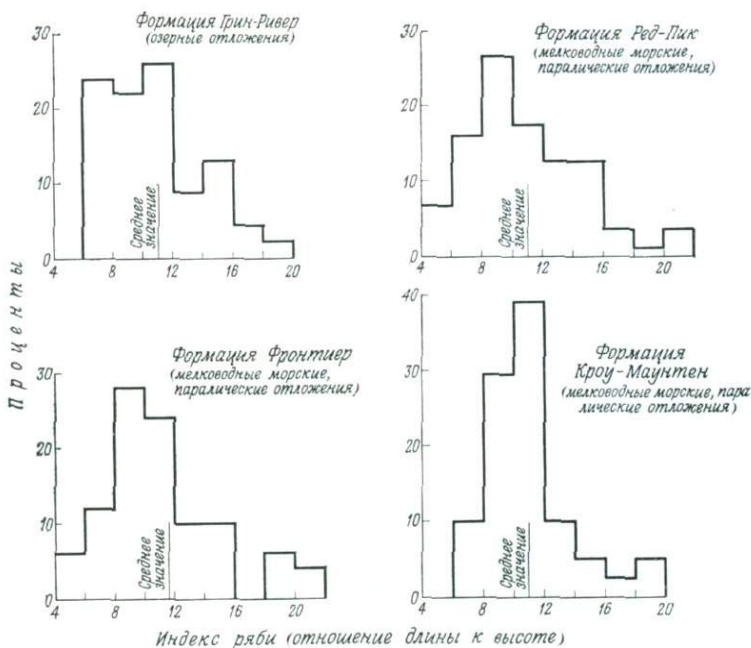


Фиг. 19. Сравнение длин асимметричных знаков ряби в мелководных морских и озерных отложениях.

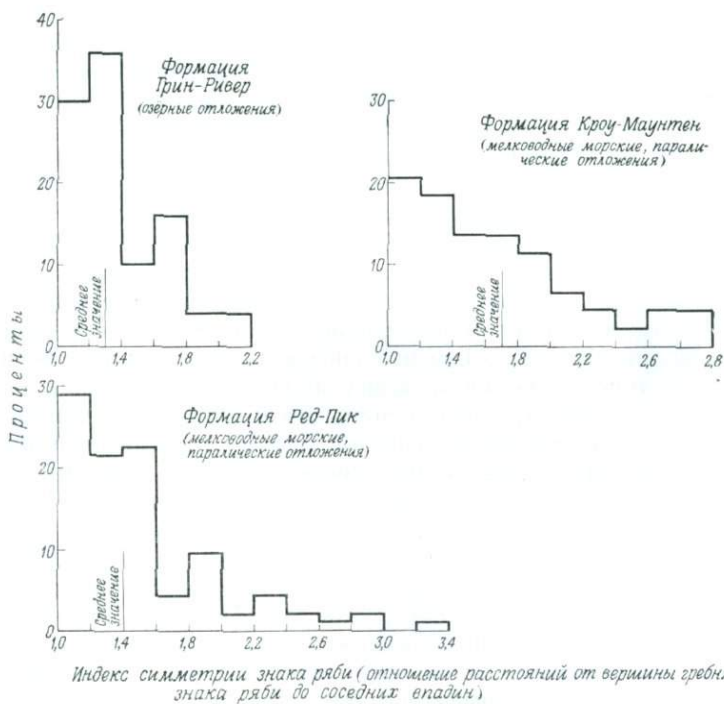
Симметричность знака ряби определяется его внешней формой, которая не обязательно должна зависеть от способа образования. Не все волновые знаки ряби симметричны, и не все знаки течений симметричны. Способ образования ряби, который устанавливается по наличию или отсутствию передового слоя, не всегда влияет на внешнюю форму знака ряби. Это заключение подтверждается проведенными экспериментами [90], результатами изучения современных знаков ряби [43], а также данными исследований древних морских [121] и озерных отложений (данная статья). Таким образом, утверждение некоторых исследователей о том, что при отсутствии в озерах течений образуются преимущественно симметричные знаки ряби, является безосновательным.

Морфометрические исследования [155, 60] симметрии волновых и знаков течения не дали ответа на вопрос о причине возникновения почти симметричных знаков ряби с четко выраженным передовым слоем. Если симметрия знака может служить признаком его формирования под действием волн, то наличие передового слоя свидетельствует о том, что происходило перемещение осадка в условиях течений. При изучении авторами данной статьи мелководных морских [121] и озерных отложений было установлено, что преобладающими формами знаков ряби являются асимметричные с четко выраженным передовым слоем. На фиг. 19—21 показаны результаты соответствующих измерений различных параметров знаков ряби мелководных морских и озерных отложений. Все знаки ряби, даже абсолютно симметричные ($RSI = 1,0$)¹, характеризуются наличием передового слоя. Почти все они образовались в результате действия волн в условиях мелководья. В идеальном случае волнам не присуща поступательная форма движения, однако в условиях мелководья идеальный режим волнового процесса нарушается, и в целом происходит поступательное продвижение волн к берегу. Таким образом, прибрежная циркуляция осуществляется течениями, направленными в сторону суши (прибойное течение — wave-drift current) и от берега (разрывное течение — rip current). Симметричность образующихся в условиях этих течений знаков ряби свидетельствует о том, что они сформировались под действием волн, однако наличие наклонных передовых слоев указывает на то, что происходило также и перемещение осадка. Мы не наблюда-

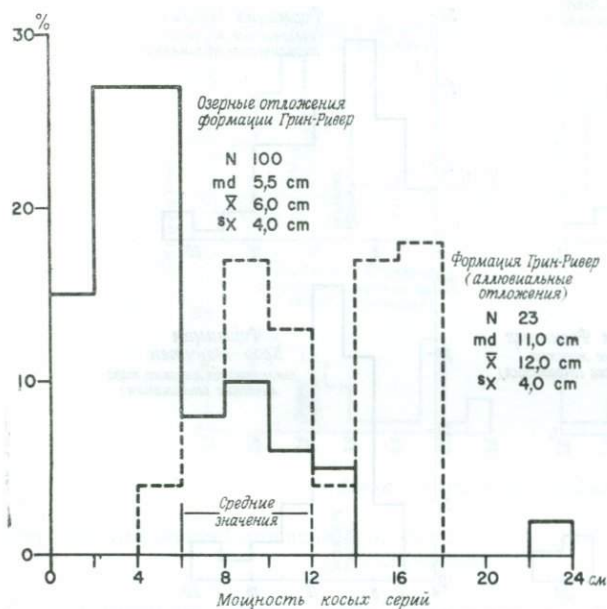
¹ RSI — индекс симметрии ряби.— Прим. перев.



Фиг. 20. Сравнение индексов линейных асимметричных знаков ряби в мелководных морских и озерных отложениях.



Фиг. 21. Сравнение индексов симметрии линейных асимметричных знаков ряби в мелководных морских и озерных отложениях.



Фиг. 22. Сравнение мощностей косых серий аллювиальных и озерных отложений формации Грин-Ривер. Мощность косых серий в аллювиальных отложениях в два раза больше, чем в озерных.

дали ни одного симметричного знака ряби с шевроновидной внутренней текстурой, для которой характерна симметричность передового и покровного слоев.

При сравнении знаков ряби мелководных морских и озерных осадков четких различий между ними не установлено (фиг. 19—21). Утвердившаяся точка зрения о большей симметричности знаков ряби озерных отложений по сравнению с другими образованиями необоснованна. Знаки ряби в аллювиальных отложениях обычно более асимметричны, чем в мелководных морских и озерных. Однако исключения из этого правила вполне обычны, особенно в отложениях, образовавшихся в заводях, вдоль берегов русел.

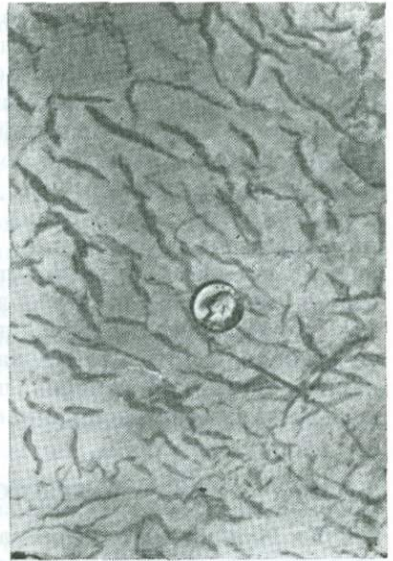
Брэдли [11] высказал предположение, что косая слоистость аллювиальных отложений по сравнению с прибрежными должна быть более крупной. Существование такой зависимости подтвердилось при изучении пород формации Грин-Ривер, где мощность косослоистых серий в озерных отложениях составляет лишь половину мощности пачек аналогичных им косослоистых речных отложений (фиг. 22). Тем не менее у нас нет оснований считать, что мощности косослоистых серий морских и озерных отложений различны.

Высказанное ранее предположение, что трещины усыхания в породах морского происхождения закручиваются книзу, а в пресноводных породах этого не наблюдается [77], было опровергнуто Брэдли [15]. Мнение Кайндла о меньшем размере трещин усыхания морских осадков по сравнению с пресноводными также не подтвердилось.

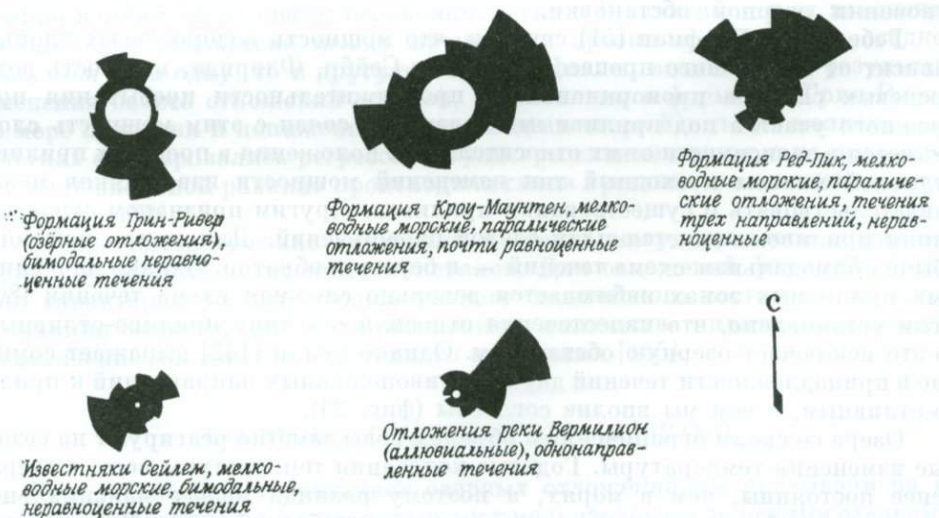
Своеобразные формы трещин усыхания также не являются диагностическим признаком озерных осадков. В породах формации Грин-Ривер трещины имеют нечетко выраженную линейность (фиг. 23), обилие их наблюдается в прибрежных слоях [116]. Такие трещины встречены в пачках морских пород [116] и в современных отложениях рек [123], что опять-таки свидетельствует о формировании седиментационных текстур под влиянием физических процессов, которые одинаково активно протекают в разных обстановках осадконакопления.

Следы палеотечений. Изучению палеотечений озер посвящено лишь несколько работ. Сандерс [136] определил направления палеотечений при образовании отложений верхнего триаса озера Коннектикут. Однако Сандерс

Фиг. 23. Ориентированные линейные трещины усыхания пород свиты Парашют-Крик.
Длинные оси трещин приблизительно параллельны границам фаций.



произвел лишь несколько замеров и поэтому не смог восстановить всю схему палеотечений этого озера. Пикард [118] обнаружил два направления ориентировки в отложениях формации Грин-Ривер, что он связывает с действием течений, направленных как в сторону берега, так и в сторону моря [118, 119]. Таннер [156] установил, что в маломощных озерных отложениях низов формации Моррисон (верхняя юра), штат Нью-Мексико, 69% знаков ряби имеют простирание, приблизительно параллельное предполагаемой береговой линии, а 78% асимметричных знаков ряби указывают на течения в сторону берега. Простирание гребней знаков ряби в современных озерах в основном параллельно береговой линии, хотя встречаются и расположенные под углом к береговой линии [174, 82]. Однако аналогичная ориентировка знаков ряби установлена и в мелководных морских отложениях (фиг. 24), в связи с чем без проведения дополнительных исследований отличить отложения, образовавшиеся в различных условиях, невозможно.



Фиг. 24. Сравнение схем палеотечений для аллювиальных, мелководных морских и озерных толщ.

Проведенное нами недавно сопоставление озерных и речных палеотечений, по данным изучения отложений переходной зоны Уосатч — Грин-Ривер, свидетельствует о том, что подразделить среды осадконакопления на основе схемы движения палеотечений не всегда возможно [124]. Как для речных, так и для озерных отложений характерна единая ориентировка знаков ряби, причем количество знаков, ориентировка которых не совпадает с основным направлением, и в том и в другом случае одинакова. То, что знаки ряби в аллювиальных отложениях должны быть ориентированы в одном направлении, не вызывало сомнений. В то же время факт существования ориентированных в едином направлении знаков ряби в озерных отложениях свидетельствует лишь о том, что преобладали течения, направленные в сторону берега. Что же касается течений, направленных от берега, а также вдоль него, то установить их существование или отсутствие на основании результатов немногочисленных замеров, произведенных при изучении отдельных стратиграфических разрезов, по-видимому, невозможно.

НЕКОТОРЫЕ ДРУГИЕ КРИТЕРИИ

Геоморфология. С озерами связаны определенные элементы земной поверхности, к которым относятся озерные и прибрежные равнины и истоки рек. Их изучение позволяет выделять аналогичные им черты рельефа в плейстоценовое время, которые обязаны своим происхождением палеоозерам [52, 134, 129, 46, 73]. Однако поскольку эти элементы земной поверхности существуют обычно недолго, они уверенно восстанавливаются только для плейстоцена.

Гидрология. Хотя во многих отношениях крупные озера сходны с небольшими морями, различие их размеров проявляется и в гидрологических режимах. В озерах по существу отсутствуют приливо-отливные процессы, кроме того, они чувствительны к колебаниям температуры воздуха, могут замерзать, толща воды периодически перемешивается.

О наличии или отсутствии приливов можно судить лишь по косвенным признакам. Как указывалось выше, отсутствие приливов является одним из факторов, который ограничивает ширину развитой вокруг озера зоны прибрежных фаций. Таким образом, если наблюдается быстрый переход от аллювиальных отложений к прибрежным, можно сделать вывод о существовании озерной обстановки.

Гебелейн и Гоффман [51] считали, что мощность водорослевых слоев зависит от приливного процесса. На мысе Сейбр, Флорида, мощность водорослевых слоев пропорциональна продолжительности пребывания прибрежного участка под приливными водами. В связи с этим мощность слоев меняется в зависимости от их относительного положения в пределах приливо-отливной полосы и сходный тип изменений мощности известняков может свидетельствовать о существовании приливов. Другим признаком существования приливов является план следов палеотечений. Для приливной зоны обычна бимодальная схема течений — к берегу и обратно. Однако на обширных приливных зонах наблюдается довольно сложная схема течений [80]. Если установлено, что палеотечения относились к типу приливо-отливных, то это исключает озерную обстановку. Однако Селли [142] выражает сомнение в принадлежности течений двух противоположных направлений к приливо-отливным, с чем мы вполне согласны (фиг. 24).

Озера со своим ограниченным объемом воды заметно реагируют на сезонные изменения температуры. Годовые колебания температуры воды в озерах менее постоянны, чем в морях, а поэтому разница между максимальной и минимальной температурами в озерах должна быть больше. Эти температурные колебания можно выявить при изучении состояний минерального равновесия [145], а также при анализе фауны и изотопов кислорода. Ряд

проблем, связанных с изучением изотопов кислорода в породах озерного происхождения, рассмотрен Ривсом [131].

Некоторые небольшие мелководные озера, приуроченные к районам холодного климата, замерзают. И наоборот, крупные и глубокие озера, имеющие большой запас тепла, могут замерзать только в самые холодные годы. Даже озеро Сенека, расположенное в штате Нью-Йорк, не замерзает [Брэдли, устное сообщение]. В настоящее время моря замерзают только в районах очень сурового климата; такой климат не был типичен для прошлых периодов геологической истории. Выявить интервалы замерзания в геологическом развитии озера по данным изучения стратиграфического разреза представляется невозможным. Однако наличие отпечатков кристаллов льда и материала, переносимого льдами, которые особенно часто встречаются в тонкослоистых породах (варвах), свидетельствует о суровых климатических условиях.

И, наконец, для многих озер характерно перемешивание толщи воды один или два раза в год. Вода перемешивается и в некоторых морях, но не столь регулярно. Выше уже была рассмотрена связь между перемешиванием воды и переслаиванием железосодержащих пород и ледниковых варвов. В противоположность этому наличие в разрезе неледниковых варвов свидетельствуют об отсутствии перемешивания воды. Частая изменчивость минерального состава, геохимии и фауны отложений также может свидетельствовать о перемешивании воды.

Цикличность осадконакопления. В озерных отложениях могут проявляться циклы, образовавшиеся как при изменении базиса эрозии, так и в результате климатических изменений. Такие циклы встречаются и в толщах пород морского происхождения, но озерные отложения более чувствительны к климатическим и тектоническим изменениям, что связано с меньшими размерами озер. Таким образом, если местные колебания тектонического и климатического режимов приводят лишь к незначительному нарушению процесса осадконакопления в морях, то в озерных условиях они вызывают существенные изменения.

Во всех замкнутых озерах, независимо от их глубины, наблюдаются значительные колебания уровня воды. В связи с тем что такие озера представляют собой базис отложения осадков, который то повышается, то опускается в зависимости от климатических изменений, последние непосредственно влияют на процессы осадконакопления. В зависимости от изменения уровня воды равновесие между процессами эрозии и отложения осадков смещается то в одну, то в другую сторону. Циклы, возникшие в результате изменения базиса отложений осадков, установлены в формации Грин-Ривер. По мере поднятия и понижения уровня воды в озере Юинта на мелководных участках формировались регрессивнотрансгрессивные циклы, а на прилегающей аллювиальной равнине происходила смена врезания и заполнения русел осадками [122].

Резкие климатические колебания в озерах могут привести к цикличности образования аутигенных минералов. Для отложений формации Лака-тонг характерны циклы осадков разного химического состава — в период высыхания озера наблюдаются уменьшение количества пирита и карбонатов и увеличение количества аутигенного анальцима [165].

СРАВНЕНИЕ С ДРУГИМИ ОБСТАНОВКАМИ

При рассмотрении признаков озерных отложений мы указывали на их сходство и различия с аллювиальными и мелководными морскими осадками. Ниже дано более систематическое сравнение этих отложений.

Физические параметры. С точки зрения процессов осадконакопления

озера и мелководные моря очень сходны друг с другом. Особенно трудно в древних отложениях отличать озера от отрезанных от моря лагун; это не всегда возможно даже при изучении сравнительно молодых отложений [152]. Поскольку действие волн и прибрежных течений с целом в них однотипны, озера и лагуны сходны друг с другом по фациальному плану последовательности в разрезе литологии, структурам, напластованию и седиментационным текстурам пород, а также схеме палеотечений. Основным различием между этими двумя обстановками является отсутствие в озерах приливов, однако эта особенность обычно плохо отражается в строении осадочных пород, и поэтому ею трудно руководствоваться. Вдали от берега, ниже базиса волн, дно озера не нарушается физическими процессами, тогда как в морях в аналогичных условиях оно часто взмучивается. Однако в озерах при наличии кислорода донные осадки могут перерабатываться организмами, например личинками комаров [Брэдли, 1969, устное сообщение].

Реки и озера четко отличаются друг от друга протекающими в них физическими процессами. Течение рек при всей своей сложности и разнообразии в целом однонаправленно и более мощно по сравнению с течениями в озерах. Это, естественно, дает основание говорить о различиях в структуре, седиментационных текстурах и литологии пород, что и наблюдается на самом деле. С другой стороны, динамические процессы в пределах пойменных равнин в общем сходны с процессами, которые наблюдаются в водоемах со стоячими водами.

Химические особенности. Химический состав озерных вод может быть сходным с составами морской и речной вод, но может отличаться от них. Как и теперь, в прошлом существовали различные типы озер: от пресноводных до сверхсоленых. Многие крупные, длительно существующие озера на определенных этапах своего развития становятся солеными. Однако выпадение солей зависит в основном не от продолжительности жизни озера и не от интенсивности испарения, а скорее от того, что в озере редко бывает избыток воды. Так, например, озеро Виктория в результате испарения теряет около 90% ежегодно поступающей в него воды, однако в его водах растворено лишь около 60 мг/кг солей [Брэдли, 1969, устное сообщение].

Равновесное состояние солей в морской воде достигается благодаря наличию в ней буферов, а для большинства соленых озер оно отсутствует. Как уже отмечалось, изменение химического состава озерных вод и нарушение равновесия приводят к образованию специфических комплексов минералов, которые встречаются в осадках озерного происхождения. По величине рН и солёности вод многие крупные озера сходны с морями, однако в замкнутых, богатых натрием озерах величина рН и солёность воды намного выше морской. Воды крупных озер и мелководных морей отличаются от речных вод величиной рН и солёностью. Сравнительно ограниченные размеры озер и областей питания обуславливают специфическую эволюцию химизма каждого озера.

Биологические факторы. При большом содержании фауны отложения обычно можно подразделить на морские и континентальные. Однако выявление разновидностей не морских обстановок по этому признаку ненадежно.

Условия жизни в озерах и реках неблагоприятны. В реках также обитает ограниченное количество организмов в связи с непостоянством поступления воды и перемещением русел. В некоторых озерах быстрая смена химического состава вод и размеров водоема препятствует развитию организмов; в других озерах количество населяющих их животных и растений сравнимо с количеством организмов, обитающих в мелководных морях, или превышает его. Животный и растительный мир мелководных морей многообразен. Только иногда мелководные моря подобно некоторым континентальным обстановкам характеризуются ограниченным развитием фауны.

На всем протяжении русла реки существуют, как правило, одинаковые условия жизни, и поэтому организмы распределены здесь равномерно. В крупных озерах наблюдаются обильная органическая жизнь в прибрежных водах и скудная фауна в глубоких частях. Толща воды в озере состоит из слоев, отличающихся друг от друга температурой и химическим составом, и участки дна озера, расположенные вдали от берега, менее благоприятны для развития органической жизни, а на дне центральных участков обычно существует застойный режим.

Региональные соотношения. Как озера, так и моря связаны с аллювиальными и дельтовыми обстановками осадконакопления. Разница заключается в том, что озера окружены районами, в которых существуют такие обстановки, тогда как моря лишь граничат с ними. Как озера, так и моря являются базами, определяющими процессы эрозии и осадконакопления в прилегающих районах. Однако радиус действия озер ограничивается регионами, а морей — континентами.

ДРЕВНИЕ ОЗЕРА

Имеется несколько заслуживающих рассмотрения примеров отложений древних озер. Краткое описание этих отложений приводится для того, чтобы показать, как проводить анализ озерных обстановок осадконакопления. Мы остановили свой выбор на трех примерах, учитывая наше личное знание этих отложений и широкое разнообразие присутствующих в них признаков озерных обстановок. К ним относятся: 1) отложения поздне триасового озера в штатах Нью-Джерси и Пенсильвания (формация Лакатонг), 2) отложения триасового озера штата Вайоминг (формация Попо-Эйджи) и 3) отложения эоценовых озер Юинта и Гозит в штатах Юта и Вайоминг (формации Грин-Ривер и Юинта). В табл. 10 и 11 приводятся для сравнения характерные особенности отложений этих озер и Большого Соленого озера.

Таблица 10

Минералы, встречающиеся в породах формаций Грин-Ривер, Лакатонг и Попо-Эйджи и в отложениях Большого Соленого озера [39, 40, 93, 166, 63]

С — следы; Р — встречаются редко; В — встречаются; Б — встречаются в больших количествах.

Минералы	Формация Грин-Ривер	Формация Лакатонг	Формация Попо-Эйджи	Большое Соленое озеро
Органическое вещество	Б	Р	Р	Р—В
Кремни (окремнение)	В		Р—В	Р
Глинистые минералы	Р—В	В	Б	В
	иллит	иллит	монтмориллонит	иллит
	смешано-слоистые	смешано-слоистые	смешано-слоистые	каолинит
			хлорит иллит	монтмориллонит
Na-полевые шпаты	Р—В	В	Р	Р
K-полевые шпаты	В	С	С	В—Б
Анальцит	В	Б	В—Б	
Другие Na-силикаты	Р—В (несколько)	С (роговая обманка)		
Аттапульсит, сепиолит	Р	С		С (?)
Доломит, кальцит	В—Р	В	В—Б	Б
Соли натрия	В (множество типов)			
Галит, гипс,	Р	?	С	Р—В
Фторпатит	Р	С		С—Р
Пирит	В	Р—В	С	
Гётит			В	

Типы пород формаций Грин-Ривер, Лакатонг, Попо-Эйджи
и осадки Большого Соленого озера

Формация Грин-Ривер	Формация Лакатонг	Формация Попо-Эйджи	Большое Соленое озеро
Коричневые глинистые сланцы (горючие сланцы)	Афанитовые аргиллиты а) известковистые б) аналцидимовые	Аналцидимолит сферолитовый глинистый Глина аналцидимовая алевритистая	Глина алевритистая и песчаная глина (черная, рыжеватокоричневая, серая, карбонатная)
Глины черные пиритизированные Зеленые аргиллиты	Глины черные пиритизированные Глины красные и серые, слюдястые Алевритовые сланцы, черные, известковистые	Глина алевритистая	
Алевролиты карбонатные	Алевролиты полевошпатовые	Алевролит карбонатный Алевролит аналцидимовый глинистый	Алеврит известковистый
Песчаники от тонкодо мелкозернистых, карбонатные Песчаники от тонкодо среднезернистых	Песчаники тонкозернистые	Песчаник тонкозернистый карбонатный Очень мелкозернистый аналцидимовый песчаник	Песок, фангломераты
Песчаники с галькой Оолиты Водорослевые слои	Доломиты	Псевдоолиты Доломит алевритистый Известняк алевритистопесчаный Микроконгломерат известняковый	Оолиты Водорослевые биогермы Фекальные комочки
Доломит алевритистый Известняк алевритистый, песчанистый (спарит) Пеллетовые карбонатные породы Микрит			

Триасовое озеро, штаты Нью-Джерси и Пенсильвания. Геологическая характеристика. Породы группы Ньюарк (верхнетриасового возраста), слагающие впадины в штатах Нью-Джерси и Пенсильвания, являются континентальными. Выделяются три формации: Стоктон, Лакатонг и Брансуик (в ней несколько пластовых интрузий). Формации Стоктон и Брансуик сложены в основном красноцветными речными отложениями, формация Лакатонг представлена преимущественно темно-серыми озерными аргиллитами. Приводимая ниже характеристика разреза отложений формации Лакатонг дается на основании материалов исследований, выполненных Ван-Хаутеном [165, 166].

Формация Лакатонг залегает в виде линз протяженностью 144 км, шириной 48 км и мощностью до 1140 м. Материал привносился с востока и юго-востока, и лишь на небольшом участке были отложены фангломераты, привнесенные с северо-запада, из района, где проходит активный пограничный разлом. Озерные условия осадконакопления существовали в данном бассейне в течение почти 5 млн. лет. Временами бассейн открывался и воды озера стекали в море. В такие периоды происходило отложение обломочного материала. На других этапах развития бассейн был замкнутым и, следова-

тельно, существовал только внутренний сток. В это время отлагались хемогенные осадки. Цикличность осадконакопления, обусловленная сменой проточного режима бессточным и климатическими колебаниями, отразилась в чередовании обломочных и хемогенных осадков.

Общее описание. Для разреза отложений формации Лакатонг характерны седиментационные циклы мощностью около 4,5 м. Выделяются циклы обломочных и хемогенных пород. В целом каждый цикл состоит из черных глин, плитчатых аргиллитов, глинистых известняков и в верхней части из массивных аргиллитов. Ниже приводится описание типов пород (в порядке их распространенности), встречающихся в разрезе формации Лакатонг: 1) аргиллиты крепкие, массивные, однородные, очень тонкозернистые до афанитовых, серые до темно-серых, детритовые и коллоидные; 2) аргиллиты плитчатые, темно-серые до черных, слоистые, с большим содержанием карбонатного вещества и глинистые известняки; 3) алевролиты тонкослоистые, известковистые, хорошо отсортированные, полевошпатовые и немного тонкозернистых песчаников; 4) глины слоистые, черные, алевролитистые, известковистые и 5) темные серовато-красные и зеленовато-серые, плотные, слюдяные аргиллиты, алевролиты с подчиненными прослоями тонкозернистых песчаников.

Хемогенные циклы характеризуются увеличением содержания в них вверх по разрезу анальцима и соответствующим уменьшением карбонатов. Обломочные циклы в верхней массивной части разреза обычно содержат линзы полевошпатового алевролита.

Седиментационные текстуры пород формации Лакатонг свидетельствуют о малой скорости осадконакопления. Косая слоистость и знаки ряби встречаются редко; в основном наблюдается тонкая слоистость, ходы организмов, трещины усыхания и гидропластических деформаций.

Признаки озерной обстановки. Многие признаки (органические останки, напластование, седиментационные текстуры, состав минералов, характер распространения в региональном плане) указывают на то, что большая часть пород формации Лакатонг имеет озерное происхождение.

Другими, преимущественно озерными комплексами пород, которые Ван Хаутен сравнивает [165] с породами формации Лакатонг, являются: формация Грин-Ривер, группа Данкард (пенсильванско-пермского возраста), развитая в Пенсильвании, Западной Виргинии и Огайо [5]; формация Бломиден (триасового возраста) в районах Нова-Скотия и Нью-Брансуик [79], а также глинистые сланцы Альберт (миссисипского возраста) в Нью-Брансуике [55], мергели Кейпер [9, 41, 78] и плитняки серии Кейтнесс (девонского возраста) в Шотландии [25, 130].

О прибрежных или мелководных условиях образования формации Лакатонг свидетельствуют редкие отпечатки следов фитозавров и динозавров. На континентальные условия осадконакопления указывают ископаемые остатки земноводных и рыб. Остатков морских животных не обнаружено.

Признаками отложения осадков в спокойной стоячей воде являются выдержанные по площади пачки пород, тонкая слоистость, варвы, градиционная слоистость, тонкозернистость пород и гидропластические деформации слоев. Слоистость знаков ряби и косая слоистость встречаются редко. О периодическом частичном высыхании озера свидетельствуют трещины усыхания и отпечатки кристаллов соли. Таким образом, большая часть осадков формации Лакатонг отложилась в спокойных условиях мелководья и стратифицированности воды (ниже уровня действия волн).

О расслоении толщи воды на слои с разной температурой свидетельствуют наличие большого количества пирита и отсутствие прикрепленных форм донных организмов. Большое количество анальцима и карбонатов, в образовании которых наблюдалась цикличность, указывает на большие размеры водоема. Анализ варвов показал, что циклы контролировались климатом и формировались в течение 21 000 лет.

Формация Лакатонг в виде линзы залегает в толще аллювиальных отложений. Несмотря на то что общие размеры озера неизвестны, можно предположить, что оно ограничивалось грабенем, протягивающимся из штата Нью-Джерси в штат Пенсильвания, но возможно, что озеро было связано и с другими грабенами вдоль восточного побережья. По сравнению с эпиконтинентальными морями это озеро было небольшим.

Триасовое озеро, штат Вайоминг. *Геологическая характеристика.* Разрез верхней части группы Чагуотер (?средний и верхний триас) в штате Вайоминг и на примыкающих территориях штатов Айдахо, Юта и Колорадо представлен сложным комплексом пород аллювиально-озерного происхождения. Преимущественно аллювиальная формация Джелм (?средний триас) в штате Вайоминг несогласно залегает на морских породах формации Кроу-Маунтен. Однако местами осадконакопление проходило в небольших озерах. Вышележащие отложения формации Попо-Эйджи образовались уже в основном в озерных условиях. Приводимое ниже описание озерных отложений верхней части разреза формации Чагуотер дается по материалам наших ранних исследований [63, 64, 65, 67].

Озерные отложения формации Попо-Эйджи развиты в пределах западной части штата Вайоминг и частично на территории соседних штатов, на площади около 130 тыс. км². Положение береговой линии на этой площади было определено только в западной и южной частях, так как на севере и востоке эти отложения срезаны вышележащими толщами. Максимальные размеры озера не установлены, однако известно, что это было одно из самых крупных когда-либо существовавших озер.

Общее описание. Толща отложений формации Попо-Эйджи подразделяется (снизу вверх) на четыре комплекса: нижний карбонатный, пурпурный, охристый и верхний карбонатный комплексы. Нижний карбонатный комплекс — аллювиальный, отчасти озерный конгломерат, состоящий из гальки карбонатных пород. Пурпурный комплекс сложен алевритистыми, монтмориллонитовыми глинами, отложившимися в пределах аллювиальной равнины; наличие прослоев анальцимолита свидетельствует о существовании отдельных изолированных озер. Охристый комплекс представлен алевритистыми, анальцимовыми и монтмориллонитовыми глинами и анальцимолитом, образовавшимися в пределах обширного постоянного озера. Эти условия осадконакопления существовали и в период накопления верхнего карбонатного комплекса, который сложен преимущественно глинистыми доломитами и доломитовыми аргиллитами.

В штатах Юта и Колорадо аллювиальные отложения формации Попо-Эйджи согласно залегают на породах формации Гартра (?средний триас). Нижний карбонатный комплекс формации Попо-Эйджи здесь отсутствует, а аллювиальные пачки песчаников и конгломератов в северо-западной части Колорадо частично замещают толщу охристого комплекса. Местами пурпурный комплекс также аллювиального происхождения и увеличивается в мощности за счет верхней озерной пачки охристого комплекса, что указывает на близость береговой линии. Такие же соотношения между комплексами пород отмечены в крайних восточных районах штата Айдахо, что свидетельствует о продолжении озера на запад.

Ископаемая фауна редко встречается в породах формации Попо-Эйджи и представлена в основном остатками рептилий и земноводных, пресноводных пелеципод («*Unio*») и тростниковых стеблей, копролитами. В анальцимолите обычно встречаются ходы организмов, свидетельствующие о существовании обильной фауны. Слоистость и другие седиментационные текстуры в породах формации Попо-Эйджи сохранились плохо (табл. 8), преобладает нарушенная слоистость.

Критерии выделения озерной обстановки. Озерное происхождение отложений формации Попо-Эйджи прежде всего устанавливается по палеонто-

логическим, минералогическим и геохимическим данным и по региональным стратиграфическим соотношениям.

Хотя разграничение аллювиальных и озерных обстановок не всегда можно провести по ископаемой фауне, присутствие в породах формации Попо-Эйджи остатков таких крупных хищников, как фитозавры и лабиринтодонты, свидетельствует о существовании довольно постоянных водоемов. Поэтому более вероятно, что отложения формации Попо-Эйджи накапливались в озерных условиях, а не в аллювиальных.

Обилие анальцима и карбонатов в породах формации Попо-Эйджи указывает скорее на существование озерной, чем аллювиальной обстановки. В связи с тем что воды рек обычно характеризуются кислой средой, а кальцит неустойчив при $\text{pH} < 7,8$, полагают, что пресноводные известняки образовались в озерных условиях. Присутствие анальцима, который образуется преимущественно в условиях застойных вод с повышенным содержанием щелочей, также подтверждает озерную обстановку.

На западе и юге слои озерного происхождения формации Попо-Эйджи переходят в аллювиальные. В районе развития пород этой формации морских пород не встречено, что исключает условия береговых лагун. На севере и востоке отложения формации Попо-Эйджи размывы и положение береговой линии не установлено. Предположение о том, что некогда озеро соединялось с морем на севере и востоке, не имеет оснований; на западе располагалась геосинклиналь.

Эоценовые озера штатов Юта, Вайоминг и Колорадо. *Геологическая характеристика.* В эоценовое время на территории штатов Вайоминг и Юта имелось несколько крупных озер. Самым крупным и долго существовавшим было озеро Юинта в штате Юта (табл. 11). Возраст озера Гозиут и других более мелких озер в штате Вайоминг почти такой же, как озера Юинта. Стали классическими работы Брэдли [10, 11, 12, 13, 14, 16, 18], посвященные озерам Гозиут и Юинта. Следует отметить, что последнее из них изучено хуже [21, 29, 30, 107, 109, 111, 112, 118, 119, 122]. Приводимое ниже описание озера дано по материалам этих работ.

Общее описание. Отложения озера Юинта установлены в разрезе формаций Грин-Ривер и в нижней части формации Юинта (эоцен); они залегают в виде линз в толще аллювиальных отложений формаций Уосач, Юинта и Душен-Ривер. Типы пород этих двух озерных формаций разнообразны. Более глубоководные отложения представлены в основном битуминозными сланцами, темно-коричневыми и черными известковистыми и доломитовыми глинистыми сланцами и песчанистыми или глинистыми известняками и доломитами. Песчаники известковистые и туфогенные. Прибрежные отложения озера Юинта представлены зелеными и красными алевритистыми глинами (известковистыми), глинистыми алевролитами и песчаниками, оолитовыми шпатами и водорослевыми био- и интрамикрудитами и биолититами, а также внутриформационным и кремневым конгломератами.

В аллювиальных, прибрежных и удаленных от берега породах свиты Парашют-Крик формации Грин-Ривер проявляются циклы, связанные с колебаниями уровня воды. Циклы меньшей продолжительности, наблюдающиеся в соленосных отложениях, представлены переслаивающимися соленосными и несоленосными глинами (фиг. 11).

Слоистость и другие седиментационные текстуры подразделяются на две группы: в породах центральной части озера преобладают варвы, горизонтальная слоистость, текстура смятия и конволютная слоистость, трещины сне-резиса, отпечатки кристаллов соли, стяжения и линзы кремнистых сланцев; прибрежные отложения характеризуются хорошо выраженными текстурами течения, косой слоистостью, знаками ряби и слоистостью знаков ряби, обычны горизонтальная и волнистая слоистость, линейно-вытянутые трещины усыхания и водорослевая слоистость.

Минеральный состав отложений формации Грин-Ривер рассмотрен выше (табл. 3).

Ископаемые остатки в породах формаций Грин-Ривер и Юинта редки. Широко распространены водоросли и остракоды; местами встречается много гастропод и на редкость хорошо сохранившиеся рыбы. В прибрежных отложениях обычно встречаются обломки костей черепах и птиц. В аллювиальных породах, которые сопоставимы с комплексами формации Грин-Ривер, имеется разрозненная фауна млекопитающих.

Признаки озерных обстановок. Озерное происхождение отложений легче всего установить для формации Грин-Ривер и нижней части формации Юинта. Существование озерных условий осадконакопления подтверждается результатами региональных сопоставлений, палеонтологическими данными, седиментационными текстурами, минеральным составом и геохимией пород.

На существование открытого водоема указывает фациальный план отложений и палеотечений, а также типы седиментационных текстур. Отложения, образовавшиеся в условиях спокойных вод, окаймляются поясом пород, для которых характерны хорошо выраженные текстуры течений. В пределах этого пояса потоки двигались в двух направлениях — вверх и вниз по береговому склону. За его пределами развиты комплексы аллювиальных отложений; они прорезаны руслами рек, заполненными грубым обломочным материалом.

Считается, что этот крупный водоем представлял собой скорее озеро, чем море; такой вывод сделан на основе палеонтологических и минералогических данных, а также исходя из общей региональной характеристики отложений. Отложения озера Юинта имеют региональное распространение, они со всех сторон окружены породами аллювиального происхождения, содержат остатки пресноводной фауны, распространены далеко от областей развития морских отложений того же возраста и содержат комплекс минералов, который не образуется при выпаривании морской воды.

Сравнительная характеристика. Описанные осадочные комплексы свидетельствуют о большом разнообразии озерных отложений. Они в какой-то степени сходны друг с другом по мощности и площади распространения. По другим параметрам, например по стратиграфической последовательности, текстурам, литологии, минеральному составу и т. п., они далеко не идентичны. И тем не менее рассмотрение всех присущих им свойств в сумме позволяет утверждать озерное происхождение этих отложений.

ВЫВОДЫ

Обобщение большого числа приведенных в статье фактов и интерпретация их представляют известную трудность. Сначала целесообразно поставить ряд вопросов. Существуют ли характерный для озерных отложений разрез или фациальный план? Есть ли озерный биологический комплекс, озерный комплекс минералов или седиментационных текстур? Можно ли по структуре пород, геохимическим признакам и схеме палеотечений распознать озерную обстановку осадконакопления?

Мы пришли к выводу, что ни на один из поставленных вопросов нельзя дать утвердительный ответ. Таких критериев, которые сами по себе свидетельствовали бы об озерной среде осадконакопления, не существует. Конечно, одни данные, например минеральный состав пород, более информативны, чем другие, такие, как сведения о литологии пород, и тем не менее все они несовершенны. К выводу о существовании специфических обстановок осадконакопления приходят косвенным путем, причем в процессе анализа рассматриваемые данные могут свидетельствовать и в пользу сделанного вывода, и противоречить ему. Восстановление палеообстановок часто проводится на основании негативных данных. Материалы, используемые для анализа,

обычно не подтверждают существования тех или иных обстановок осадконакопления, а лишь исключают возможность существования каких-то других. Для того чтобы сделать правильные выводы, необходимо располагать достаточным количеством данных нескольких типов.

Распознать озерные обстановки, по-видимому, труднее, чем какие-либо другие; основные трудности при этом связаны с отсутствием специфических данных. Однако при наличии большого количества фактов восстановление палеобстановок можно провести с большей точностью или даже однозначно.

Таблица 12

Признаки озерной обстановки осадконакопления

Наименование признака	Характеристика
Размеры	От небольших до занимающих обширную площадь (менее 130 тыс. км ²)
Форма	В целом округлые очертания; форма обусловлена расположением в пределах структурных впадин, ограниченных положительными элементами рельефа
Фации	Узкая зона береговых и прибрежных отложений; к центру впадины обломочный материал становится более тонкозернистым
Площадь распространения отложений	Озерные отложения, как правило, более выдержаны по простиранию, чем аллювиальные
Последовательность напластования	Регрессивная последовательность подавляется удаленными от берега отложениями
Региональное положение	Озерные отложения заключены между толщами аллювиальных отложений или ограничены плоскостями эрозионных несогласий
Биота	1. Пресноводные организмы. 2. Условия «стресса» (резкая смена). 3. Резкие изменения видов и количества организмов
Аутигенные минералы	1. Минералы-соли континентального происхождения. 2. Кремневые прослои, железные руды
Малые элементы	Необходимы дальнейшие исследования. Содержание В, Li, F и Sr в морских породах может быть выше, а Ga ниже, чем в пресноводных
Изотопы	Необходимы дальнейшие исследования. Морские карбонаты обогащены, а пресноводные обеднены изотопом ¹³ C. Данные по изотопам кислорода противоречивы; отношение ³⁴ S/ ³² S в озерных углеводородах весьма непостоянно, тогда как в морских почти постоянно
Пресноводные известняки	Применяя известные в настоящее время петрографические критерии, по-видимому, нельзя отличить озерные известняки от мелководных морских
Типы напластования	В целом озерные отложения нельзя отличить от мелководных морских по типам слоистости; но от аллювиальных они отличаются; наличие варв подтверждает озерное происхождение отложений
Текстурные знаки и внутренние текстуры	1. Симметричность знаков ряби в озерных отложениях выражена не лучше, чем в мелководных морских. 2. Аллювиальные отложения по сравнению с прибрежными озерными характеризуются более крупной косою слоистостью. 3. Тип и характер трещин усыхания озерных отложений не являются диагностическими признаками
Палеотечения	Противоположные направления течений (от берега и к нему) не являются диагностическим признаком, так как это наблюдается и в мелководных морских обстановках
Седиментационные циклы	1. Связанные с изменением базиса эрозии. 2. Связанные с изменениями климата

Важнейшие критерии, необходимые для распознавания озерных обстановок, перечислены в табл. 12. Существует два этапа выявления озерных отложений. На первом этапе отделяют отложения потоковые, речные от тех, которые образовались в условиях стоячих вод (в озерах и морях). На втором этапе отложения дифференцируют на озерные и отложения эпиконтинентальных морей.

Как происходило отложение осадка (в условиях движущихся или стоячих вод), лучше всего определяется на основании таких физических характеристик пород, как слоистость и другие седиментационные текстуры, размер зерен, их сортировка и схема палеотечений. Кроме того, диагностическим признаком стоячих вод, по-видимому, является наличие или отсутствие карбонатов. Выделяя два отдельных класса вод, «текучие» и «стоячие», мы вовсе не подразумеваем под этим, что в морях и озерах отсутствуют течения или что вдоль русел рек не могут существовать небольшие водоемы стоячей воды. Просто этим самым мы пытались как-то схематизировать те признаки, которыми можно пользоваться при анализе. Разумеется, в процессе исследований должны выявиться исключения, трудные для интерпретации. Так, например, осадконакопление в пределах аллювиальной равнины, по-видимому, более сходно с таковым в условиях стоячих вод, чем с русловым осадконакоплением. В связи с этим обычно путают отложения аллювиальных равнин с озерными, если во внимание принимаются их физические свойства.

После выявления способа отложения осадков можно подразделить отложения на морские и озерные. Для этого прежде всего используют наиболее полезные в этих случаях палеонтологические, минералогические и геохимические данные, а также рассматривают стратиграфические взаимосвязи. Наличие пресноводной фауны и полное отсутствие морских форм, тесная ассоциация с аллювиальными отложениями, которые могут даже внедряться в них, присутствие аутигенных минералов и ограниченность дренажной площади — все это свидетельствует об озерном происхождении анализируемых отложений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Anderson R. Y., Kirkland D. W.*, Origin, varves, and cycles of Jurassic Todilto Formation, New Mexico, *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 44, p. 37—52, 1960.
2. *Backlund H. G.*, Some aspects of ore formation, Precambrian and later, *Edinburgh Geol. Soc. Trans.*, 14, p. 302—308, 1952.
3. *Baker F. C.*, The fresh water mollusca of Wisconsin, *Wisc. Geol. and Nat. Hist. Survey Bull.* 70, 976 p., 1928.
4. *Bass N. W.*, Relationship of crude oils to depositional environment of source rocks in the Uinta Basin, in: *Sabatka E. F.*, ed., *Guidebook to the Geology and Mineral Resources of the Uinta Basin*, Intermountain Assoc. Geologists, p. 201—206, 1964.
5. *Beerbower J. R.*, Origin of cyclothems of the Dunkard Group in Pennsylvania, West Virginia, and Ohio, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 72, p. 1029—1050, 1961.
6. *Belt E. S.*, Carboniferous continental sedimentation, Atlantic Provinces, Canada, in: *Klein G., deV.*, ed., *Late Paleozoic and Mesozoic Continental Sedimentation, Northeastern North America*, *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* 106, p. 127—176, 1968.
7. *Borchert H.*, Formation of marine sedimentary iron ores, p. 159—204, in: *Riley J. P., Skirrow G.*, eds., *Chemical Oceanography*, 2, Acad. Press, London, 508p., 1965.
8. *Borchert H., Muir R. O.*, Salt Deposits, Van Nostrand Co., London, 338 p., 1964.
9. *Bosworth T. O.*, The Keuper Marl around Charnwood, *Geol. Soc. London Quart.*, 68, p. 281—294, 1912.
10. *Bradley W. H.*, A contribution to the origin of the Green River Formation and its oil shale, *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 9, p. 247—262, 1925.
11. *Bradley W. H.*, Shore phases of the Green River Formation in northern Sweetwater County, Wyoming, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 140-D, p. 121—131, 1926.
12. *Bradley W. H.*, The varves and climate of the Green River epoch, U.S. Geol. Survey Paper 158-E, p. 87—110, 1929a.
13. *Bradley W. H.*, Algae reefs and oolites of the Green River Formation, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 158-A, p. 4—7, 1929b.
14. *Bradley W. H.*, Origin and microfossils of the oil shale of the Green River Formation of Colorado and Utah, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 168, 58 p., 1931.

15. *Bradley W. H.*, Factors that determine the curvature of mud-cracked layers, *Am. Journ. Sci.*, **26**, p. 55—71, 1933.
16. *Bradley W. H.*, Limnology and the Eocene lakes of the Rocky Mountain region, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **59**, p. 635—648, 1948.
17. *Bradley W. H.*, Paleolimnology, in: *Frey D. G.*, ed., *Limnology in North America*, Univ. Wisconsin Press, p. 621—652, 1963.
18. *Bradley W. H.*, Geology of Green River Formation and associated Eocene rocks in southwestern Wyoming and adjacent parts of Colorado and Utah, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 496-A, 86 p., 1964.
19. *Brown R. W.*, Nonalgal megascopic marine plants, in: *Ladd H. S.*, ed., *Theatise on marine ecology and paleoecology*, *Geol. Soc. Am. Mem.* **67**, **2**, p. 729—730, 1957.
20. *Carozzi A. V.*, Observations on algal biostromes in the Great Salt Lake, Utah, *Journ. Geol.*, **70**, p. 246—252, 1962.
21. *Cashion W. B.*, Geology and fuel resources of the Green River Formation, southeastern Uinta Basin, Utah and Colorado, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 548, 48 p., 1967.
22. *Clarke F. W.*, The data of geochemistry, U.S. Geol. Survey Bull. 770, 5th ed., 841 p., 1924.
23. *Cody R. D.*, Anomalous boron content of two continental shales in eastern Canada, *Journ. Sediment. Petrol.*, **40**, p. 750—754, 1970.
24. *Craig H.*, The geochemistry of the stable carbon isotopes, *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **3**, p. 53—92, 1953.
25. *Crampton C. B.*, Lithology and conditions of deposit of the Caithness Flagstone Series, in: the *Geology of Caithness*, *Geol. Survey Scotland Mem.*, p. 80—103, 1914.
26. *Crowley A. J.*, Possible criterion for distinguishing marine and nonmarine sediments, *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, **23**, p. 1716—1720, 1939.
27. *Cuthbert L. F.*, Clay minerals in Lake Erie sediments, *Am. Mineral.*, **29**, p. 378—388, 1944.
28. *Curry H. D.*, Fossil tracks of Eocene vertebrates, southwestern Uinta Basin, Utah, in: *Seal O. G.*, ed., *Guidebook to the Geology of the Uinta Basin*, Intermountain Assoc. Petrol. Geol., p. 42—47, 1957.
29. *Dane C. H.*, Stratigraphic and facies relationships of upper part of Green River Formation and lower part of Uinta Formation in Duchesne, Uinta, and Wasatch Counties, Utah, *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, **38**, p. 405—425, 1954.
30. *Dane C. H.*, Stratigraphic and facies relationships of the upper part of the Green River Formation and lower part of the Uinta Formation in Duchesne, Uintah, and Wasatch Counties, Utah, U.S. Geol. Survey, Oil and Gas Inv. Preliminary Chart OC 52, 1955.
31. *Darton N. H.*, Preliminary description of the geology and water resources of the southern half of the Black Hills and adjoining regions in South Dakota and Wyoming, U.S. Geol. Survey, 21st Ann. Rept., pt. 4, p. 489—599, 1901.
32. *Davis R. A., Jr.*, Underwater study of ripples, southeastern Lake Michigan, *Journ. Sed. Petrol.*, **35**, p. 857—866, 1965.
33. *Davis W. M.*, On the classification of lake basins, *Proc. Boston Soc. Nat. Hist.*, **21**, p. 345—381, 1882.
34. *Degens E. T., Williams E. G., Keith M. L.*, Environmental studies of Carboniferous sediments, pt. 1, Geochemical criteria for differentiating marine from fresh-water shales, *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, **41**, p. 2427—2455, 1957.
35. *Defens E. T., Chillingar G. V., Pierce W. D.*, On the origin of petroleum inside fresh-water carbonate concretions of Miocene age, p. 1—16, in: *Advances in Geochemistry*, Pergamon Press, New York, 1963.
36. *Dineley D. L., Williams B. P. J.*, Sedimentation and paleoecology of the Devonian Escuminac Formation and related strata, Escuminac Bay, Quebec, p. 241, in: *Klein G. de V.*, ed., *Late Paleozoic and Mesozoic Continental Sedimentation, Northeastern North America*, *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* 106, 309 p., 1968.
37. *Droste J. B.*, Clay mineral composition of sediments in some desert lakes of Nevada, California, and Oregon, *Science*, **133**, p. 1928, 1961a.
38. *Droste J. B.*, Clay minerals in sediments of Owens, China, Searles, Panamint, Bristol, Cadiz, and Danby lake basins, California, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **72**, p. 1713—1722, 1961b.
39. *Eardley A. J.*, Sediments of Great Salt Lake, Utah, *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, **22**, p. 1305—1411, 1938.
40. *Eardley A. J., Grosdetsky V.*, Analysis of Pleistocene core from Great Salt Lake, Utah, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **71**, p. 1323—1344, 1960.
41. *Elliott R. E.*, The stratigraphy of the Keuper series in Nottinghamshire, *York Geol. Soc. Proc.*, **33**, p. 197—234, 1961.
42. *Epstein S.*, The variations of the O^{18}/O^{16} ratio in nature and some geologic implications, in: *Abelson P. H.*, ed., *Researches in Geochemistry*, John Wiley and Sons, New York, p. 217—240, 1959.
43. *Evans O. F.*, The classification of wave-formed ripple marks, *Journ. Sed. Petrol.*, **11**, p. 37—41, 1941.

44. *Fahey J. J.*, Saline minerals of the Green River Formation, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 405, 50 p., 1962.
45. *Felts W. M.*, Occurrence oil and gas and its relation to possible source beds in continental Tertiary of Intermountain region, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 38, p. 1661—1670, 1954.
46. *Feth J. H.*, Sedimentary features in the Lake Bonneville Group in the east shore area, near Ogden, Utah, in: *Eardley A. J.*, ed., Tertiary and Quaternary Geology of the eastern Bonneville Basin, Utah Geol. Soc., p. 45—69, 1955.
47. *Feth J. H.*, A new map of western conterminous United States showing the maximum known or inferred extent of Pleistocene lakes, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 424-B, p. B110-B111, 1961.
48. *Feth J. H.*, Tertiary lake deposits in western conterminous United States, Sci., 139, p. 107—110, 1963.
49. *Feth J. H.*, Review and annotated bibliography of ancient lake deposits (Precambrian to Pleistocene) in the Western States, U.S. Geol. Survey Bull. 1080, 119 p., 1964.
50. *Garrels R. M.*, Mineral equilibria, Harper and Brothers, New York, 254 p., 1960.
51. *Gebelein C.*, *Hoffman P.*, Intertidal stromatolites from Cape Sable, Florida (Abstr.), Geol. Soc. Am., Program with Abstracts, 1968 Annual Meeting, p. 109, 1968.
52. *Gilbert G. K.*, Lake Bonneville, U.S. Geol. Survey Monograph 1, 438 p., 1891.
53. *Gould H. R.*, Some quantitative aspects of Lake Mead turbidity currents, Soc. Econ. Paleont. Mineralogist, Spec. Publ. № 2, p. 34—52, 1951.
54. *Govett G. J. S.*, Origin of banded iron formations, Geol. Soc. Am. Bull., 77, p. 1191—1212, 1966.
55. *Greiner H. R.*, Facies and sedimentary environments of Albert Shale, New Brunswick, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 46, p. 219—234, 1962.
56. *Griffin G. M.*, Regional clay-mineral facies-products of weathering intensity and current distribution in the northeastern Gulf of Mexico, Geol. Soc. Am. Bull., 73, p. 737—768, 1962.
57. *Grim R. E.*, Concept of diagenesis in argillaceous sediments, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 42, p. 246—253, 1958.
58. *Grim R. E.*, *Kulbicki G.*, *Carozzi A. V.*, Clay mineralogy of the sediments of the Great Salt Lake, Utah, Geol. Soc. Am. Bull., 71, p. 515—519, 1960.
59. *Hansen S.*, Varuighed i danske og skaanske sen-glaciale aflejring, Danmarks, Geologiske Undersøgelse, II Række, № 63, 478 p., 1940.
60. *Harms J. C.*, Hydraulic significance of some sand ripples, Geol. Soc. Am. Bull., 80, p. 363—395, 1969.
61. *Harrison A. G.*, *Thode H. G.*, Sulphur isotope abundances in hydrocarbons and source rocks of Uinta Basin, Utah, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 42, p. 2642—2649, 1958.
62. *Hay R. L.*, Zeolites and zeolitic reactions in sedimentary rocks, Geol. Soc. Am. Spec. Paper 85, 130 p., 1966.
63. *High L. R., Jr.*, *Picard M. D.*, Sedimentary petrology and origin of analcime-rich Popo Agie Member, Chugwater (Triassic) Formation, west-central Wyoming, Journ. Sed. Petrol., 35, p. 49—70, 1965.
64. *High L. R., Jr.*, *Picard M. D.*, Stratigraphic relations of Upper Triassic units, northeastern Utah and Wyoming, Compass, 44, p. 88—98, 1967.
65. *High L. R., Jr.*, *Picard M. S.*, Stratigraphic relations within-Upper Chugwater Group (Triassic), Wyoming, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 53, p. 1091—1104, 1969a.
66. *High L. R., Jr.*, *Picard M. S.*, Sedimentary cycles in Green River Formation (Eocene), Modification of Walther's Law (Abstr.), Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 53, p. 722—723, 1969b.
67. *High L. R., Jr.*, *Hepp D. M.*, *Clark T.*, *Picard M. D.*, Stratigraphy of Popo Agie Formation (Late Triassic) Uinta Mountains, Intermountain Assoc. Geologists, p. 181—192, 1969.
68. *Hough J. L.*, Fresh-water environment of deposition of Precambrian banded iron formations, Journ. Sed. Petrol., 28, p. 414—430, 1958.
69. *Hunt J. M.*, *Stewart F.*, *Dickey P. A.*, Origin of hydrocarbons of Uinta Basin, Utah, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 38, p. 1671—1698, 1954.
70. *Hutchinson G. E.*, A treatise on limnology, 1, John Wiley and Sons, Inc., New York, 1015 p., 1957.
71. *Jensen M. L.*, The bearing of sulfur isotopes on Colorado Plateau uranium and petroleum deposits, in: *Crawford A. L.*, ed., Oil and gas possibilities of Utah, Re-evaluated, Utah Geol. and Mineral. Survey Bull. 54, p. 275—284, 1963.
72. *Johnson J. H.*, Limestone-building algae and algal limestones, Johnson Publishing Company, Boulder, 297 p., 1961.
73. *Jones D. J.*, *Marsell R. E.*, Pleistocene sediments of lower Jordan Valley, Utah, in: *Eardley A. J.*, ed., Tertiary and Quaternary Geology of the eastern Bonneville Basin, Utah Geol. Soc., p. 85—112, 1955.

74. Judson S., Murray R. C., Modern hydrocarbons in two Wisconsin lakes, *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, **40**, p. 747—750, 1956.
75. Keith M. L., Degens E. T., Geochemical indicators of marine and freshwater sediments, in: *Abelson P. H.*, ed., *Reserches in geochemistry*, John Wiley and Sons, New York, p. 38—61, 1959.
76. Keller W. D., Clay minerals as influenced by environments of their formation, *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, **40**, p. 2689—2710, 1956.
77. Kindle E. M., Some factors affecting the development of mud cracks, *Journ. Geol.*, **25**, p. 135—144, 1917.
78. Klein G., deV., Sedimentary structures in the Keuper Marl (Upper Triassic), *Geol. Mag.*, **99**, p. 137—144, 1962a.
79. Klein G., deV., Triassic sedimentation, Maritime Provinces, Canada, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **73**, p. 1127—1146, 1962b.
80. Klein G. deV., Paleocurrent analysis in relation to modern marine sediment dispersal patterns, *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, **51**, p. 366—382, 1967.
81. Krauskopf K. B., Introduction to geochemistry, McGraw-Hill, New York, 721 p., 1967.
82. Krumbein W. C., Sloss L. L., Stratigraphy and sedimentation, 1st ed., W. H. Freeman and Co., San Francisco, 497 p., 1951.
83. Lahee F. H., Field Geology, 4th ed., McGraw-Hill, New York, 853 p., 1941.
84. Langbein W. B., Salinity and hydrology of closed lakes, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 412, 20 p., 1961.
85. Livingstone D. A., Chemical composition of rivers and lakes, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 440-G., 64 p., 1963.
86. Lohman K. E., Diatoms, in: *Ladd H. S.*, ed., *Treatise on Marine ecology and paleoecology*, *Geol. Soc. Am. Memoir* **67**, **2**, p. 731—736, 1957.
87. Longwell C. R., Geology of the Muddy Mountains, Nevada, with a section through the Virgin Range to the Grand Wash Cliffs, Arizona, U.S. Geol. Survey Bull. 798, 152 p., 1928.
88. Lonka A., Trace elements in the Finnish Precambrian phyllites as indicators of salinity at the time of sedimentation, *Bull. Commission Geologique Finlande*, № 228, 63 p., 1967.
89. McKee E. D., Stratigraphy and history of the Moenkopi Formation of Triassic age, *Geol. Soc. Am. Memoir* **61**, 133 p., 1954.
90. McKee E. D., Experiments on ripple lamination, in: *Middleton G. V.*, ed., *Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation*, *Soc. Econ. Paleont. Mineralogists Spec. Publ.* **12**, p. 66—83, 1965.
91. McLeroy C. A., Anderson R. Y., Laminations of Oligocene Florissant lake deposits, Colorado, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **77**, p. 605—618, 1966.
92. Milton Ch., Mineralogy and petrology of the Green River Formation of Wyoming, Utah, and Colorado, *Trans. New York Acad. Sci.*, **23**, p. 561—567, 1961.
93. Milton Ch., Eugster H. P., Mineral assemblages of the Green River Formation, in: *Abelson P. H.*, ed., *Resourches in geochemistry*, John Wiley and Sons, New York, p. 118—150, 1959.
94. Milton Ch., Fahey J. J., Classification and association of the carbonate minerals of the Green River Formation, *Am. Journ. Sci.*, **258-A**, p. 242—246, 1960.
95. Milton Ch., Chao E. C. T., Fahey J. J., Mrose M. E., Silicate mineralogy of the Green River Formation of Wyoming, Utah, and Colorado, *Internat. Geol. Congress*, pt. 21, p. 171—184, 1960.
96. Moiola R. J., Weiser D., Textural parameters, an evaluation, *Journ. Sed. Petrol.*, **38**, p. 45—53, 1968.
97. Moore J. E., Petrography of northeastern Lake Michigan bottom sediments, *Journ. Sed. Petrol.*, **31**, p. 402—436, 1961.
98. Moussa M. T., Fossil tracks from the Green River Formation (Eocene) in the Uinta Basin Utah, *Journ. Paleont.*, **42**, p. 1433—1438, 1968.
99. Müller G., Exceptionally high strontium concentrations in freshwater onkolites and mollusk shells of Lake Constance, in: *Müller G., Friedman G. M.*, eds., *Recent Developments in Carbonate Sedimentology in Central Europe*, Springer-Verlag, New York, p. 116—127, 1968.
100. Nelson C. H., Sediments of Crater Lake, Oregon, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **78**, p. 833—848, 1967.
101. Nightingale W. T., Geology of Vermillion Creek gas area in southwest Wyoming and northwest Colorado, *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, **14**, p. 1013—1040, 1930.
102. Nightingale W. T., Geology of Hiawatha gas fields, southwest Wyoming and northwest Colorado, in: *Geology of Natural Gas*, *Am. Assoc. Petroleum Geologists*, p. 341—361, 1935.
103. Pardee J. T., Bryan K., Geology of the Latah Formation in relation to the lavas of the Columbia Plateau near Spokane, Washington, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 140-A, p. 1—16, 1926.
104. Peck R. E., Fossil charophytes, *Botanical Rev.*, **19**, p. 209—227, 1953.

105. *Peck R. E.*, North American Mesozoic Charophyta, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 294-A, p. 1—44, 1957.
106. *Pettijohn F. J.*, Sedimentary rocks, 2nd ed., Harper and Bros., New York, 718 p., 1957.
107. *Picard M. D.*, Subsurface stratigraphy and lithology of Green River Formation in Uinta Basin, Utah, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 39, p. 75—102, 1955.
108. *Picard M. D.*, Summary of Tertiary oil and gas fields in Utah and Colorado, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 40, p. 2956—2960, 1956.
109. *Picard M. D.*, Criteria used for distinguishing lacustrine and fluvial sediments in Tertiary beds of Uinta Basin, Utah, Journ. Sed. Petrol., 27, p. 373—377, 1957a.
110. *Picard M. D.*, Red Wash-Walker Hollow field, stratigraphic trap, eastern Uinta Basin, Utah, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 41, p. 923—926, 1957b.
111. *Picard M. D.*, Green River and lower Uinta Formations — subsurface stratigraphic changes in central and eastern Uinta Basin, Utah, in: *Seal O. G.*, ed., Guidebook to the Geology of the Uinta Basin, Intermountain Assoc. Petrol. Geol., p. 116—130, 1957c.
112. *Picard M. D.*, Green River and lower Uinta Formation subsurface stratigraphy in western Uinta Basin, Utah, in: *Williams N. C.*, ed., Guidebook to the Geology of the Wasatch and Uinta Mountains transition area, Intermountain Assoc. Petrol. Geol., p. 139—149, 1959.
113. *Picard M. D.*, On the origin of oil, Eagle Springs field, Nye County, Nevada, in: *Boettcher J. W., Sloan W. W., Jr.*, eds., Guidebook to the Geology of east central Nevada, Intermountain Assoc. Petroleum Geologists, p. 237—244, 1960.
114. *Picard M. D.*, Source beds in Red Wash-Walker Hollow field, eastern Uinta Basin, Utah, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 46, p. 690—694, 1962.
115. *Picard M. D.*, Duration of Eocene Lake, Uinta Basin, Utah, Geol. Soc. Am. Bull., 74, p. 89—90, 1963.
116. *Picard M. D.*, Oriented, linear-shrinkage cracks in Green River Formation (Eocene), Raven Ridge area, Uinta Basin, Utah, Journ. Sed. Petrol., 36, p. 1050—1057, 1966.
117. *Picard M. D.*, Stratigraphy and depositional environments of the Red Peak Member of the Chugwater Formation (Triassic), west-central Wyoming, Contrib. Geology, 6, p. 39—67, 1967a.
118. *Picard M. D.*, Paleocurrents and shoreline orientations in Green River Formation (Eocene), Raven Ridge and Red Wash areas, northeastern Uinta Basin, Utah, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 51, p. 383—392, 1967b.
119. *Picard M. D.*, Paleocurrents and shoreline orientations in Green River Formation (Eocene), Raven Ridge and Red Wash areas, northeastern Uinta Basin, Utah, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 51, p. 2471—2475, 1967c.
120. *Picard M. D.*, Oriented, linear-shrinkage cracks in Alcova Limestone Member (Triassic), southeastern Wyoming, Contrib. Geology, 8, p. 1—7, 1969.
121. *Picard M. D., High L. R., Jr.*, Shallow marine currents on the Early (?) Triassic Wyoming shelf, Journ. Sed. Petrol., 38, p. 411—423, 1968a.
122. *Picard M. D., High L. R., Jr.*, Sedimentary cycles in the Green River Formation (Eocene), Uinta Basin, Utah, Journ. Sed. Petrol., 38, p. 378—383, 1968b.
123. *Picard M. D., High L. R., Jr.*, Some sedimentary structures resulting from flash floods, p. 175—190, in: *Jensen M. L.*, ed., Guidebook of northern Utah, Utah Geol. Miner. Survey Bull. 82, 266 p., 1969.
124. *Picard M. D., High L. R., Jr.*, Sedimentology of oil-impregnated, lacustrine and fluvial sandstone, P.R. Spring area, southeast Uinta Basin, Utah, Utah Geol. Miner. Survey, Spec. Studies, № 33, 32 p., 1970.
125. *Pinsak A. P.*, Subsurface stratigraphy of the Salem limestone and associated formations in Indiana, Indiana Geol. Survey Bull. 11, 62 p., 1957.
126. *Porter, Livingstone, Jr.*, Stratigraphy and oil possibilities of the Green River Formation in the Uinta Basin, Utah, in: *Crawford A. L.*, ed., Oil and gas possibilities of Utah, Re-evaluated, Utah Geol. Miner. Survey Bull. 54, p. 193—198, 1963.
127. *Potter P. E., Pettijohn F. J.*, Paleocurrents and basin analysis, Acad. Press Inc., New York, 296 p., 1963.
128. *Potter P. E., Shimp N. F., Witters J.*, Trace elements in marine and fresh-water argillaceous sediments, Geochim. et Cosmochim. Acta, 27, p. 669—694, 1963.
129. *Powers W. E.*, Basin and shore features of the extinct lake San Augustin, New Mexico, Journ. Geomorphol., 2, p. 345—356, 1939.
130. *Rayner D. H.*, The Achanarras Limestone of the Middle Old Red Sandstone, Caithness, Scotland, Geol. Soc. Yorkshire Proc., 34, p. 117—138, 1963.
131. *Reeves C. C., Jr.*, Introduction to paleolimnology, Elsevier Publ. Co., New York, 228 p., 1968.
132. *Rezak R.*, Stromatolites of the Belt series in Glacier National Park and vicinity, Montana, U.S., Geol. Survey Prof. Paper 294-D, p. 127—154, 1957.
133. *Rolfe B. N.*, Surficial sediments of Lake Mead, Journ. Sed. Petrol., 27, p. 378—386, 1957.
134. *Russell I. C.*, Lake Lahontan, U.S. Geol. Survey Monograph 11, 288 p., 1885.
135. *Sakamoto T.*, The origin of the Pre-Cambrian banded iron ores, Am. Journ. Sci., 248, p. 449—474, 1950.

136. *Sanders J. E.*, Stratigraphy and primary sedimentary structures of fine-grained, well-bedded strata, inferred lake deposits, Upper Triassic, central and southern Connecticut, in: *Klein G. deV.*, ed., Late Paleozoic and Mesozoic Continental Sedimentation, Northeastern North America, Geol. Soc. Am. Spec. Paper 106, p. 265—305, 1968.
137. *Sanders J. E.*, *Friedman G. M.*, Origin and occurrence of limestone, in: *Chilingar G. V.*, *Bissell H. J.*, *Fairbridge R. W.*, eds., Carbonate rocks: Origin, occurrence and classification, Elsevier Publ. Co., New York, p. 169—265, 1967.
138. *Sarmiento R.*, *Kirby R. A.*, Recent sediments of Lake Maricaiabo, Journ. Sed. Petrol., 32, p. 698—724, 1962.
139. *Schopf J. M.*, Spores and related plant microfossils — Paleozoic, in: *Ladd H. S.*, ed., Treatise on marine ecology and paleoecology, Geol. Soc. Am. Memoir 67, 2, 703—707, 1957a.
140. *Schopf J. M.*, Spores and problematic plants commonly regarded as marine, in: *Ladd H. S.*, ed., Treatise on marine ecology and paleoecology, Geol. Soc. Am. Memoir 67, 2, p. 709—717, 1957b.
141. *Schöttle M.*, *Muller G.*, Recent carbonate sedimentation in the Gnadensee (Lake Constance), Germany, in: *Muller, G.*, *Friedman G. M.*, ed., Recent Developments in Carbonate Sedimentology in Central Europe, Springer-Verlag, New York, p. 148—156, 1968.
142. *Selley R. C.*, Paleocurrents and sediment transport in nearshore sediments of the Sirte Basin, Libya, Journ. Geol., 75, p. 215—223, 1967.
143. *Silverman S. R.*, *Epstein S.*, Carbon isotopic compositions of petroleum and other sedimentary organic materials, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 42, p. 998—1012, 1958.
144. *Smith A. J.*, Structures in the stratified late-glacial clays of Windermere, England, Journ. Sed. Petrol., 29, p. 447—453, 1959.
145. *Smith G. I.*, *Haines D. V.*, Character and distribution of nonclastic minerals in the Searles Lake evaporite deposit, California, U.S. Geol. Survey Bull. 1181-P, 58 p., 1964.
146. *Smith P. V., Jr.*, Studies on origin of petroleum, Occurrence of hydrocarbons in recent sediments, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 38, p. 377—404, 1954.
147. *Solohub J. T.*, *Klován J. E.*, Evaluation of grain-size parameters in lacustrine environments, Journ. Sed. Petrol., 40, p. 81—101, 1970.
148. *Swain F. M.*, Early Tertiary ostracode zones of Uinta Basin, in: *Peterson J. A.*, ed., Geology and Economic Deposits of East Central Utah, Intermountain Assoc. Petrol. Geol., p. 125—139, 1956a.
149. *Swain F. M.*, Stratigraphy of lake deposits in central and northern Minnesota, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 40, p. 600—653, 1956b.
150. *Swain F. M.*, Tertiary fresh-water ostracoda of the Uinta Basin and related forms from southern Wyoming, western Utah, Idaho, and Nevada, in: *Sabika E. F.*, ed., Guidebook to the Geology and Mineral Resources of the Uinta Basin, Intermountain Assoc. Petrol. Geol., p. 173—180, 1964a.
151. *Swain F. M.*, Early Tertiary freshwater ostracoda from Colorado, Nevada and Utah and their stratigraphic distribution, Journ. Paleont., 38, p. 256—280, 1964b.
152. *Swain F. M.*, Bottom sediments of Lake Nicaragua and Lake Managua, western Nicaragua, Journ. Sed. Petrol., 36, p. 522—540, 1966.
153. *Swain F. M.*, *Prokopovich N.*, Stratigraphic distribution of lipid substances in Cedar Creek bog, Minnesota, Geol. Soc. Am. Bull., 65, p. 1183—1198, 1954.
154. *Swain F. M.*, *Blumentals A.*, *Prokopovich N.*, Bitumens and other organic substances in Precambrian of Minnesota, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 42, p. 173—189, 1958.
155. *Tanner W. F.*, Ripple mark indices and their uses, Sedimentology, 9, p. 89—104, 1964.
156. *Tanner W. F.*, Shallow lake deposits, lower part of Morrison Formation (Late Jurassic), northern New Mexico, Mountain Geologist, 5, p. 187—195, 1968.
157. *Tank R.*, Clay mineral composition of the Tipton Shale Member of the Green River Formation (Eocene) of Wyoming, Journ. Sed. Petrol., 39, p. 1593—1595, 1969.
158. *Tasch P.*, Periodicity in the Wellington Formation of Kansas and Oklahoma, in: *Merriam D. F.*, ed., Symposium on cyclic sedimentation, Kansas Geol. Survey Bull. 169, p. 481—496, 1964.
159. *Thode H. G.*, *Monster J.*, *Dunford H. B.*, Sulphur isotope abundances in petroleum and associated materials, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 42, p. 2619—2641, 1958.
160. *Tohili B.*, *Picard M. D.*, Stratigraphy and petrology of Crow Mountain Sandstone Member (Triassic), Chugwater Formation, northwestern Wyoming, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 50, p. 2547—2565, 1966.
161. *Twenhofel W. H.*, Treatise on sedimentation, 2nd ed., The Williams and Wilking Co., Baltimore, 926 p., 1932.
162. *Twenhofel W. H.*, *McKelvey V. E.*, Sediments of fresh-water lakes, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 25, p. 826—849, 1941.

163. *Twenhofel W. H., Carter S. L., McKelvey V. E.*, The sediments of Grassy Lake, Vilas County, a large bog lake of northern Wisconsin, *Am. Journ. Sci.*, **240**, p. 529—546, 1942.
164. *Van Houten F. B.*, Cyclic sedimentation and the origin of analcime-rich Upper Triassic Lockatong Formation, west-central New Jersey and adjacent Pennsylvania, *Am. Journ. Sci.*, **260**, p. 561—576, 1962.
165. *Van Houten F. B.*, Cyclic lacustrine sedimentation, Upper Triassic Lockatong Formation, central New Jersey and adjacent Pennsylvania, p. 497—531, in: *Merriam D. F.*, ed., Symposium on cyclic sedimentation, *Kansas Geol. Survey Bull.*, **169**, 1964.
166. *Van Houten F. B.*, Composition of Triassic Lockatong and associated formations of Newark Group, central New Jersey and adjacent Pennsylvania, *Am. Journ. Sci.*, **263**, p. 825—863, 1965.
167. *Visher G. S.*, Use of vertical profile in environment reconstruction, *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, **49**, p. 41—61, 1965.
168. *Walker C. T.*, Evaluation of boron as a paleosalinity indicator and its application to offshore prospects, *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, **52**, p. 751—766, 1968.
169. *Walther J.*, Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft; Beobachtungen über die Bildung der Gesteine und ihrer organischen Einschlüsse, **1**, Jena, G. Fischer, 1893—1894.
170. *Weaver C. D.*, Geologic interpretation of argillaceous sediments, pt. 1, Origin and significance of clay minerals in sedimentary rocks, *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, **42**, p. 254—271, 1958.
171. *Wickman F. E.*, Variations in the relative abundance of the carbon isotopes in plants, *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **2**, p. 243—254, 1952.
172. *Wilson L. R.*, Spores and pollen of the post-Paleozoic, in: *Ladd H. S.*, ed., Treatise on marine ecology and paleoecology, *Geol. Soc. Am. Memoir* **67**, **2**, p. 719—728, 1957.
173. *Wilson R. F.*, Sedimentary facies of the Moenkopi Formation of Triassic age on the Colorado Plateau (Abstr.), *Geol. Soc. Am. Bull.*, **69**, p. 1749, 1958.
174. *Wulf G. R.*, Bars, spits, and ripple marks in a Michigan lake, *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, **47**, p. 691—695, 1963.
175. *Yen Teng-Chien*, Fossil fresh-water mollusks and ecological interpretations, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **62**, p. 1375—1380, 1951.

ПРИЛИВО-ОТЛИВНЫЕ РАВНИНЫ

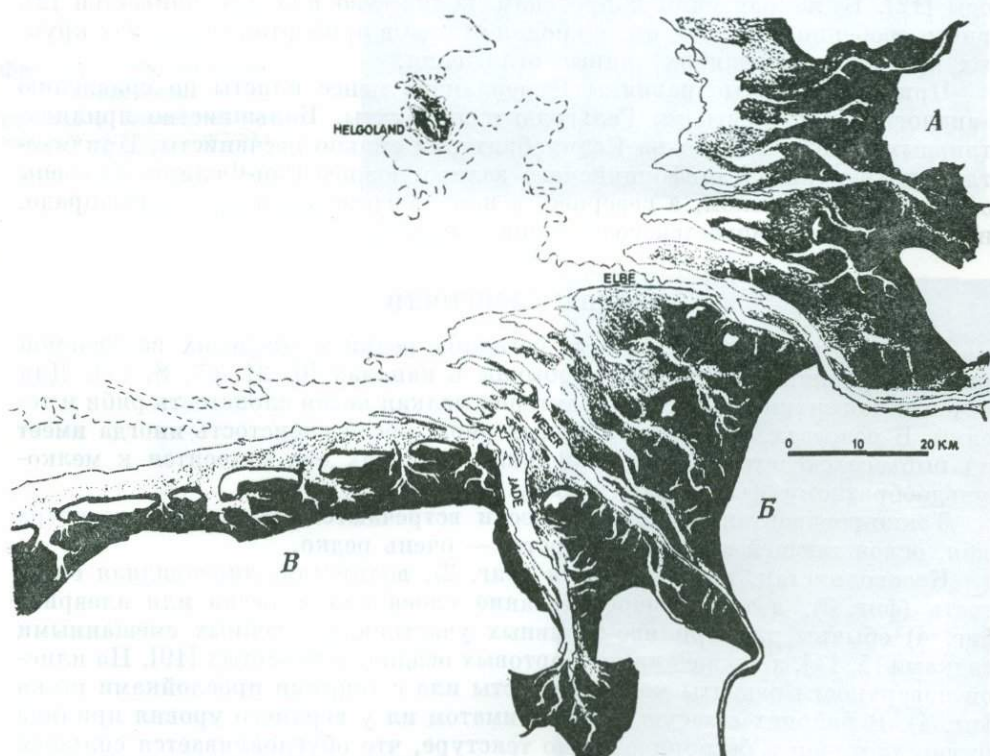
Г. Рейнек

Институт морской геологии и биологии, Зенкенберг, Вильгельмсгафен

В пределах заливаемой приливом береговой равнины осадки отлагаются на участке, расположенном между линиями, соответствующими уровням низкой и высокой воды; превышение одного уровня над другим составляет от 1 до 4 м и более в зависимости от амплитуды приливов и отливов. Такие колебания являются причиной возникновения течений, порождающих многочисленные борозды стока и каналы (фиг. 1). При высоких приливах образуются более глубокие протоки. На обширных приливо-отливных равнинах протоки глубже, чем на небольших.

На ровных площадках скорость течений может достигать одного узла, при этом на песчаном дне образуются небольшие знаки ряби. Скорость течения в желобах и протоках достигает 3 узлов и более, вследствие чего возникают более крупная подводная рябь и валы [9, 6, 7].

Приливо-отливные равнины отгорожены от открытого моря барьерными островами или песчаными барами, иногда приурочены к закрытым бухтам.



Фиг. 1. Три типа приливо-отливных равнин на побережье Гельголандской бухты.

А — обращенная на запад приливно-отливная равнина, огражденная барьерными островами с крутыми фронтальными берегами; В — центральная приливно-отливная равнина, располагающаяся в условиях защищенной от открытого моря бухты; В — обращенная на север открытая приливно-отливная равнина, с пологим уклоном. Все участки рассечены каналами, «желобами» и реками. Черным цветом обозначена заливаемая приливом зона, светло-серым — нижнеприливно-отливная зона (глубина воды здесь составляет 0—6 м).

Хотя действие волн в этих условиях не слишком велико, оно все же представляет собой важный фактор.

Отложения приливной равнины обычно образуют вытянутое параллельно берегу клиновидное тело, которое может пересекаться протоками или эстуариями рек.

ХАРАКТЕР ОТЛОЖЕНИЙ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МАТЕРИАЛА ПО РАЗМЕРУ ЧАСТИЦ

Осадки в пределах приливо-отливной равнины представлены илом (глина или алевроит) и песком (в основном тонкозернистым). Гравий встречается редко, однако на дне проток часто встречаются глинистая галька и ракуша.

Глинистый и алевроитистый материал представлен в основном глинистыми и железистыми минералами, кварцем, гранатами, слюдой, полевыми шпатами, доломитом и кальцитом, а также некоторыми железо-магниевыми минералами.

Песчаный материал представлен в основном кварцем, полевыми шпатами, слюдой, тяжелыми минералами, фекальными комочками, обломками раковин и фораминиферами [22].

Вблизи линии, отвечающей уровню высокой воды, особенно на берегах, защищенных от ветра и волн, отмечается высокое содержание в осадке ила [27, 1, 10, 26]. Содержание его уменьшается на участках смешанных осадков и минимальное отмечается в пределах песчаных участков на уровне низкой воды [12]. В направлении к протокам количество ила увеличивается [2], причем особенно его много ниже уровня отлива в прибортовых осадках крупных проток, исключая их донные отложения.

Приливо-отливные равнины Нидерландов менее илистые по сравнению с аналогичными участками Гельголандской бухты. Большинство приливо-отливных равнин побережья Великобритании сильно песчанисты. Приливо-отливные равнины Калифорнийского залива, южнее Сан-Фелипе, сложены тонкозернистым песком, а севернее, в направлении дельты реки Колорадо, значительно увеличивается содержание ила [26].

ТИПЫ СЛОИСТОСТИ

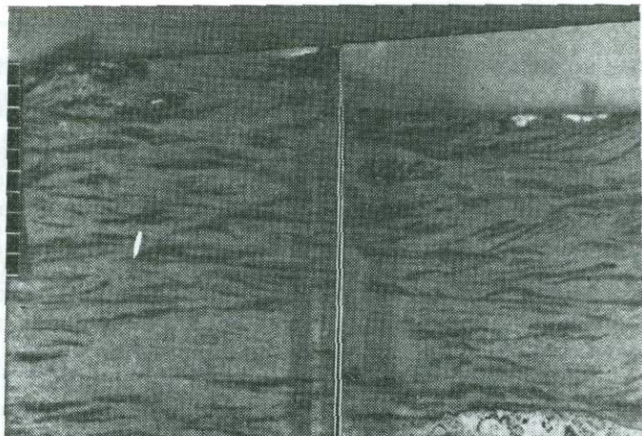
Крупная косая слоистость и мегарябь редки в пределах заливаемой приливом равнины и, напротив, обычны в каналах [6, 21, 63, 8, 17]. Для песчаных поверхностей очень характерна мелкая косая слоистость ряби и течений. В разрезах, перпендикулярных ряби, косая слоистость иногда имеет вид рыбьего скелета, а в параллельных разрезах она относится к мелкомульдообразному фестончатому типу.

Тонко-горизонтальнослоистые пески встречаются не часто, а текстура ряби, осложняющей косую слоистость, — очень редка.

Косоволнистая, или флазерная (фиг. 2), волнистая, линзовидная слоистость (фиг. 3), а также переслаивание слоев ила и песка или алевроита (фиг. 4) обычны для приливо-отливных участков, сложенных смешанными осадками [5, 14], а также для прибортовых осадков в протоках [19]. На илистой поверхности развиты мощные пласты ила с тонкими прослойками песка (фиг. 4). В районах с засушливым климатом ил у верхнего уровня прилива обычно хаотичен и беспорядочен по текстуре, что обуславливается сильным испарением воды из осадка и концентрацией гипса и галита на поверхности и вблизи нее. Такой рост кристаллов и образование трещин усыхания приводит к формированию беспорядочной смеси соленосных илов [26].

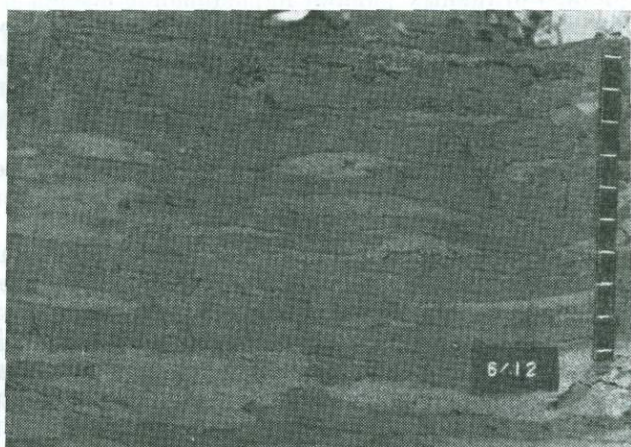
Отложения соленых болот приливной и верхнеприливной зоны характеризуются тем, что они пронизаны корнями растений и содержат неравномер-

Фиг. 2. Косоволнистая
(флазерная) слоистость.
Масштаб в сантиметрах. Се-
верное море, Гельголанд-
ская бухта.



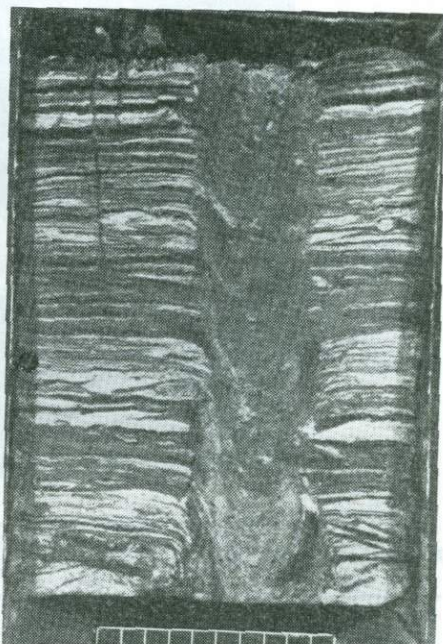
Фиг. 3. Линзовидная
слоистость.

Масштаб в сантиметрах. Се-
верное море, Гельголандская
бухта.



Фиг. 4. Переслаивание ила и песка в
результате смены режимов приливо-от-
ливных течений и стоячих вод.

В центре виден след *Mycarenaria*. Масштаб в
сантиметрах. Северное море, Гельголандская
бухта.



ные по мощности узловатые слойки [22, 15, 11]. Однако ни один из этих текстурных типов нельзя рассматривать как встречающийся только в отложениях приливо-отливной полосы.

Для тонких слойков мощностью менее 1 мм [характерна такая микротекстура, как сортированная слоистость. В одних слойках размер зерен от подошвы к кровле уменьшается, а в других увеличивается. Обычными являются мелкие текстуры эрозионного происхождения [19].

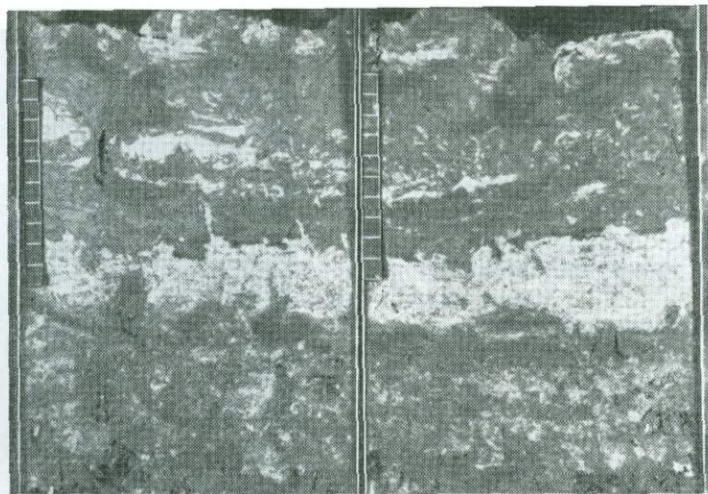
Образование этих типов слоистости связывается с периодической сменой условий приливо-отливных течений условиями стоячих вод¹. В вертикальном разрезе видны более мощные слои, отличающиеся друг от друга типом слоистости, что объясняется сменой направлений и силы ветров и волн (фиг. 4) [19].

Большинство слоев образовалось в неглубоких погруженных участках, представляющих собой плоские эрозионные промоины или мелкие канавы, но многие из них отложились в виде прирусловых отмелей в каналах и на других затишных наклонных участках. На горизонтальных поверхностях приливо-отливных равнин наращивание осадка происходит очень медленно. Обычно процессы эрозии и осадконакопления компенсируют друг друга.

БИОТУРБАЦИИ

Фауна приливо-отливной равнины обильна, однако представлена ограниченным числом форм. Большая часть слоев сильно нарушена донными животными (фиг. 5) [22, 13, 20].

При высокой скорости отложения, особенно в каналах и протоках, биологическая нарушенность (биотурбации) отсутствует. Встречаются горизонты с раковинами донных организмов в их прижизненном положении либо только со следами от их передвижения (фиг. 4) [13]. Эти организмы были вынуждены перемещаться вверх вслед за поднимающейся при наращивании осадков поверхностью. В некоторых слойках концентрируются скопления фекальных комочков, а в других — окатанные сгустки водорослей, причем в условиях разного климата.



Фиг. 5. Биогенные нарушения слоистости (биотурбации).

Масштаб в сантиметрах. Северное море, Гельголандская бухта; скорость отложения осадков незначительная.

¹ То есть период между приливом и отливом.— *Прим. перев.*

ПОВЕРХНОСТНЫЕ ТЕКСТУРЫ

Наиболее распространенной особенностью приливо-отливных равнин являются знаки течений, встречаются также симметричные и асимметричные волновые (осцилляционные) знаки ряби. Важное значение имеют субаэральные знаки. Часто наблюдаются небольшие и совсем крошечные канавки и эрозионные выемки [4]. На поверхности видны следы птиц и других наземных животных, отпечатки дождевых капель и градин, а также трещины усыхания. Часто встречаются следы бороздок размыва и уплощенные знаки ряби.

ВЕРТИКАЛЬНЫЙ И ПОПЕРЕЧНЫЙ РАЗРЕЗЫ

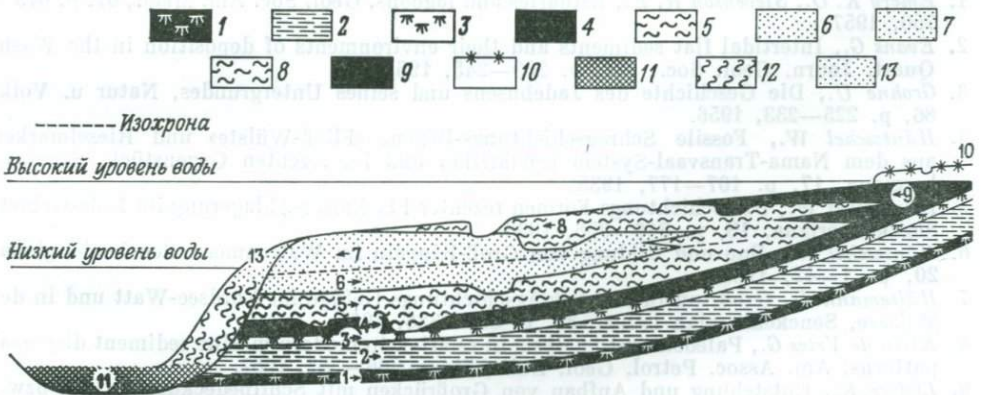
Трансгрессивный разрез следующий (сверху вниз) [3]:
отложения песчаной поверхности,
смешанные отложения песчано-илистой поверхности,
отложения илистой поверхности,
солонатоводные и пресноводные глины,
торфяник со сфагнумом,
более древние отложения.

Регрессивный разрез следующий (сверху вниз):
торфяник,
пресноводные и солонатоводные отложения,
отложения маршей,
смешанные отложения песчано-илистой поверхности,
отложения песчаной поверхности.

Такая последовательность напластования (фиг. 6) образуется при обильном поступлении осадков. В противном случае меандрирующие русла перерабатывают осадки, но все же мощные отложения русел сохраняются. Они сменяются выше регрессивной серией, состоящей из песка, смешанных осадков, ила и маршей, причем вся толща сильно рассечена протоками и каналами размыва (фиг. 7) [23].

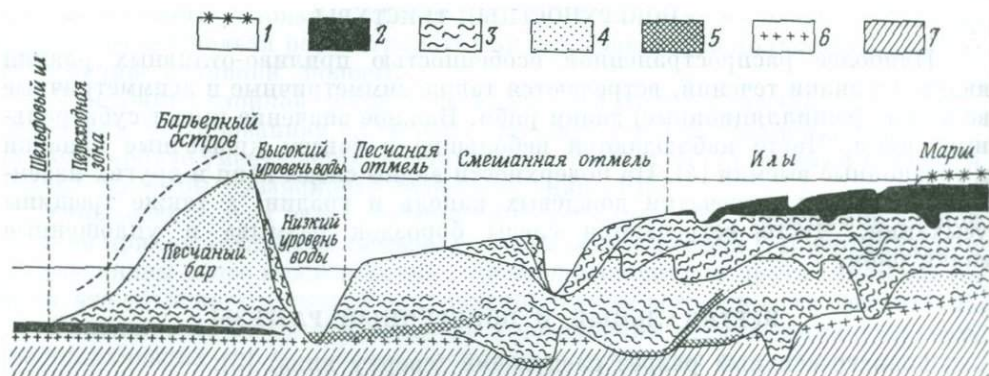
Регрессивная серия отложений приливо-отливной полосы дельты реки Колорадо к северо-западу от Калифорнийского залива описана Томасом [26], ее слагают (сверху вниз):

илы с хаотической (беспорядочной) текстурой,



Фиг. 6. Полный разрез трансгрессивной и регрессивной серий отложений.

На некоторых участках вместо торфяников и солонатоводных глин развиты трансгрессивные осадки. Трансгрессивная серия (1—6): 1 — торфяники; 2 — глины, отложившиеся в солонатовых водах; 3 — осадки маршей; 4 — илы; 5 — смешанные осадки; 6 — песчаные отложения. Регрессивная серия (7—10): 7 — песчаные отложения; 8 — смешанные осадки; 9 — илы; 10 — солончаки. Русловые отложения (11—13): 11 — грубозернистые осадки, ракушечники, алевролитовые гальки; 12 — смешанные осадки; 13 — песок.



Фиг. 7. Вертикальный разрез медленно отлагавшихся осадков, переработанных меандрирующими каналами.

Нижняя часть разреза (подприливная зона) сложена русловыми отложениями. Открытое море — слева. 1 — осадки маршей; 2 — илы; 3 — смешанные осадки (флазерная слоистость); 4 — песчаные отложения; 5 — грубозернистые отложения, ракушечник, алевритовая галька; 6 — поверхность трансгрессии; 7 — более древние осадки.

бурый тонкослоистый алеврит,
 бурый, пятнистый ил (зона, где живут крабы),
 серая глина, изрытая илоедами,
 серые тонкослоистые алевриты и глина.

Во многих древних и современных выполняющих приливо-отливных отложениях не развивается полная приведенная выше последовательность слоев.

Непосредственно перед приливо-отливной равниной, которая протягивается параллельно или почти параллельно береговой линии, располагаются песчаные бары и барьерные острова. Приливо-отливная равнина со стороны суши ограничивается зоной развития почвенного покрова или более древними отложениями.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Emery K. O., Stevenson R. E., Estuaries and lagoons, Geol. Soc. Am. Mem., 67, p. 673—750, 1957.
2. Evans G., Intertidal flat sediments and their environments of deposition in the Wash, Quart. Journ. Geol. Soc., 121, p. 209—245, 1965.
3. Grohne U., Die Geschichte des Jadebusens und seines Untergrundes, Natur u. Volk, 86, p. 225—233, 1956.
4. Hantzschel W., Fossile Schrägschichtungs-Bögen, «Fließ-Wülste» und Rieselmarmen aus dem Nama-Transvaal-System (Südafrika) und im rezenten Gegenstück, Senckenbergiana, 17, p. 167—177, 1935.
5. Hantzschel W., Die Schichtungs-Formen rezenter Flachmeer-Ablagerung im Jade-Gebiet, Senckenbergiana, 18, p. 316—356, 1936.
6. Hantzschel W., Bau und Bildung von Groß-Rippeln im Wattenmeer, Senckenbergiana, 20, p. 1—42, 1938.
7. Hülsemann J., Großrippeln und Schrägschichtungs-Gefüge im Nordsee-Watt und in der Molasse, Senckenbergiana, 36, p. 359—388, 1955.
8. Klein de Vries G., Paleocurrent analysis in relation to modern marine sediment dispersal patterns, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 51, p. 366—382, 1967.
9. Lüders K., Entstehung und Aufbau von Großbrücken mit Schilbedeckung in Flut- bzw., Ebbitrichtern der Außenjade, in: Lüders and Trusheim, Beiträge zur Ablagerung mariner Mollusken in der Flachsee, Senckenbergiana, 11, p. 123—142, 1929.
10. Postma H., Transport and accumulation of suspended matter in the Dutch Wadden Sea, Netherlands Journ. Sea Res., 1, p. 148—190, 1961.
11. Redfield A. C., Ontogeny of a salt marsh estuary, Science, 147, p. 50—55, 1965.
12. Reineck H.-E., Der Wattenboden und das Leben im Wattenboden, Natur u. Volk, 86, p. 268—284, 1956.

13. *Reineck H.-E.*, Wühlbau-Gefüge in Abhängigkeit von Sediment-Umlagerungen, *Senckenbergiana lethaea*, **39**, p. 1—24, 54—56, 1958.
14. *Reineck H.-E.*, Über Zeitlücken in rezenten Flachsee-Sedimenten, *Geol. Rundsch.*, **49**, p. 149—161, 1960.
15. *Reineck H.-E.*, Die Orkanflut vom 16. Februar 1962, *Natur und Mus.*, **92**, p. 151—172, 1962.
16. *Reineck H.-E.*, Sedimentgefüge im Bereich der südlichen Nordsee, *Abh. senckenberg. naturforsch. Ges.*, **505**, 138 p., 1963.
17. *Reineck H.-E. Singh I. B.*, Primary sedimentary structures in the recent sediments of the Jade, North Sea, *Mar. Geol.*, **5**, p. 227—235, 1967.
18. *Reineck H.-E., Wunderlich F.*, Zeitmessungen an Gezeitenschichten, *Natur u. Mus.*, **97**, p. 193—197, 1967.
19. *Reineck H.-E., Wunderlich F.*, Die Entstehung von Schichten und Schichtbänken im Watt, *Senckenbergiana marina*, **1**, p. 85—105, 1969.
20. *Schäfer W.*, Akuto-Paläontologie nach Studien in der Nordsee, 666 p., 1962.
21. *Straaten L. M. J. U. van,* Megaripples in the Dutch Wadden Sea and in the Basin of Arcachon, *Geol. en Mijnb.*, n. ser., **15**, p. 1—11, 1953.
22. *Straaten L. M. J. U. van,* Composition and structure of recent marine sediments in the Netherlands, *Leidse geol. Meded.*, **19**, p. 1—110, 1954.
23. *Straaten L. M. J. U. van,* De bodem der Waddenzee, *Het waddenboek*, 76 p., 1964.
24. *Straaten L. M. J. U. van, Kuenen Ph. H.*, Accumulation of fine grained sediments in the Dutch Wadden Sea, *Geol. en Mijnb. n. ser.*, **19**, p. 329—354, 1957.
25. *Straaten L. M. J. U., van Kuenen Ph. H.*, Tidal action as a cause of clay accumulation, *Journ. Sed. Petrol.*, **28**, p. 406—413, 1958.
26. *Thomas R. W.*, Tidal Flat Sedimentation on the Colorado River Delta, Northwestern Gulf of California, *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* 107, 133 p., 1968.

ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ В ОБСТАНОВКЕ ЭВАПОРИТ-КАРБОНАТНОЙ БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ

Ф. Лусия

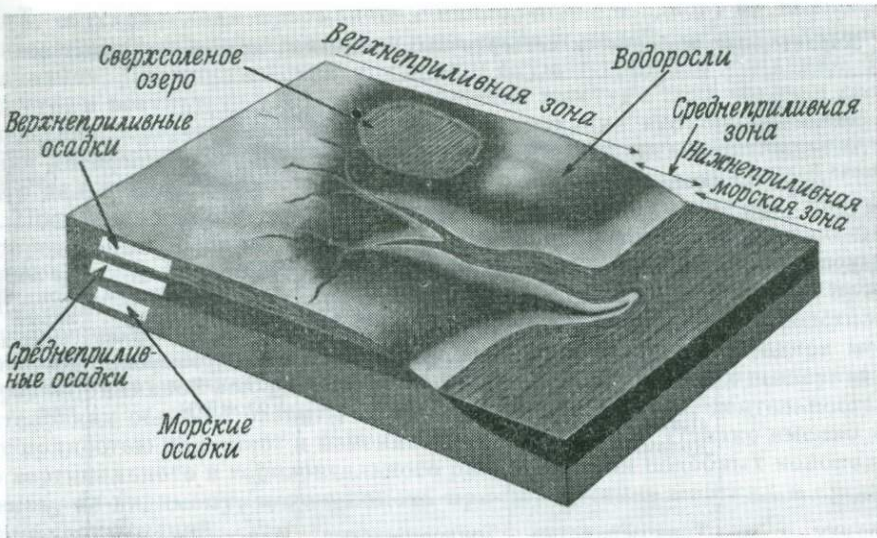
ВВЕДЕНИЕ

Объем знаний о накоплении карбонатных пород значительно увеличился за последние 15 лет. Вначале изучали переход от глубоководных условий к мелководным, а затем от мелководных к районам прибрежной равнины. Переход от мелководных морских условий к обстановке прибрежной равнины в осадках фиксируется как одна из важных диагенетических и седиментологических границ, в географическом аспекте границей между этими обстановками является береговая линия. Данная работа посвящена критериям и методам, с помощью которых можно определять положение древней береговой линии в карбонатных породах, причем особое внимание уделено эвапоритовым отложениям береговой зоны. Критерии, по которым выделяется обстановка накопления карбонатных пород береговой зоны эвапоритового бассейна, зависят от диагенетической стадии самих пород. Поэтому начинать следует с описания современных карбонатных осадков у береговых линий, которые меньше всего затронуты диагенезом, хотя разрез их неполон; далее надо анализировать наиболее полно сохранившиеся разрезы глубинных осадков и, наконец, перейти к описанию пород, подвергшихся диагенетическим изменениям.

СОВРЕМЕННЫЕ КАРБОНАТНЫЕ ОСАДКИ У БЕРЕГОВОЙ ЛИНИИ

Приливо-отливная обстановка. Наиболее обычной обстановкой накопления карбонатных пород у береговой линии является приливо-отливная обстановка. Первоначальным источником осадков, отлагающихся на приливо-отливной террасе, служит море. Осадок транспортируется на сушу со стороны океана приливными и штормовыми течениями, в связи с чем направление его транспортировки прямо противоположно направлению аллювиального осадконакопления. Накапливающийся на приливо-отливной террасе осадок в какой-то мере определяет ее облик. Если скорость осадконакопления на приливо-отливной террасе выше, чем скорость соответствующего подъема уровня моря, то приливо-отливная обстановка будет расширяться в сторону моря. Если же уровень моря повышается быстрее, чем происходит осадконакопление, или же просто понижается, то, вероятнее всего, ширина приливо-отливной зоны будет невелика.

Приливо-отливная зона по характеру воздействия приливо-отливных течений на береговую линию и, следовательно, по условиям осадконакопления подразделяется на несколько участков, или обстановок, меньшего масштаба (фиг. 1). Зона, называемая *среднеприливной*, или *интертайдиальной*, ограничена средними уровнями приливов и отливов. Вторая зона — *верхнеприливная* или *супратайдиальная*, располагается вне пределов досягаемости суточных приливов и может быть выше или ниже средней отметки прилива. Подобный участок может затапливаться только при сильном или штормовом приливе, а в обычное время остается субаэральным. Какая-то часть осадка, по-видимому, может отлагаться в результате осаждения из морской воды. Гипс, выпадающий в озерах с морской водой в супратайдиальной обстановке рассматривается как часть супратайдиальных осадков. Весь оса-



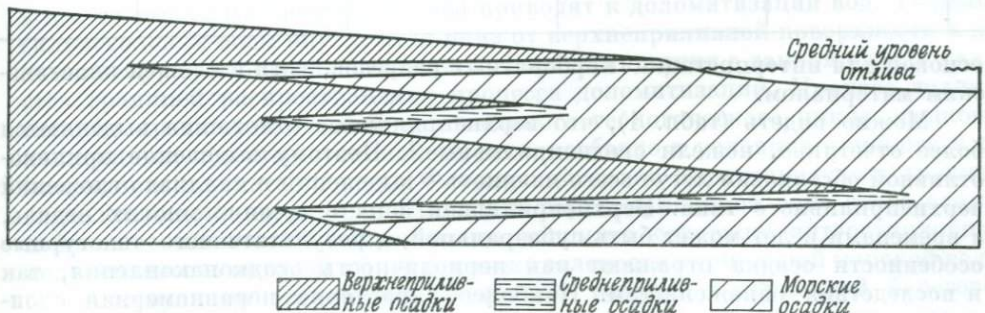
Фиг. 1. Схематический рисунок размываемой эвапоритовой приливо-отливной поверхности с основными зонами осадконакопления.

док, отложившийся ниже среднего уровня отлива, считается *морским* осадком, в качестве приемлемого синонима можно использовать термин «субтайдальный (нижнеприливный) осадок».

На любой приливной полосе остаются также следы действия приливо-отливных течений. В основном в приливо-отливной зоне выделяются два типа потоков: регулярные приливы и отливы и течения, развивающиеся в раструбообразных каналах. Наличие обоих типов зачастую и определяет характер рельефа отмелей и каналов. Ширина последних изменяется от нескольких сантиметров до сотен метров, и они пересекают не только верхнеприливные и среднеприливные, но и морскую зону.

Если приливо-отливная обстановка продвигается в сторону моря, то морские осадки будут перекрываться среднеприливными, которые в свою очередь будут перекрыты верхнеприливными. Эта последовательность будет выдерживаться как по горизонтали, так и по вертикали. В результате повторения подобных приливо-отливных циклов разрез береговой зоны будет в конечном итоге соответствовать картине, изображенной на фиг. 2.

Разрезы современных осадков обобщены в табл. 1. Разрез отложений залива Ваддензе [50] включен в таблицу по той причине, что он послужил



Фиг. 2. Разрез предполагаемого распределения осадков трех циклов приливо-отливной седиментации.

Характерные особенности четвертичных отложений приливо-отливных зон

Обстановка	Обломочные отложения	Карбонатные отложения			
	Залив Ваддензе [50]	Остров Андрос [48]	Катар [28]	Персидский залив [12]	Остров Бонайре [14, 36]
Верхне-приливно-вая	Нарушенная слоистость	Слоистые, тонкозернистые Водорослевый войлок Трещины усыхания Литокласты «Птичьи глазки» Доломиты	Илистые до тонкозернистых «Птичьи глазки» Нарушенная слоистость Кристаллы гипса Доломиты	Илистые Линзы и конкреции ангидрита Кристаллы гипса Мало морских организмов Доломиты	Слоистый гипс Тонкий водорослевый войлок Литокласты Доломиты Трещины усыхания
Средне-приливно-вая	Вверху — с ходами червей и стяжениями, внизу — косо- и горизонтально-слоистые	Тонкозернистые отложения с ходами червей и пеллетами Морские гастроподы и фораминиферы	Тонкозернистые отложения с ходами червей и пеллетами Церитидовые гастроподы Водорослевый войлок Кристаллы гипса Доломиты	Илистые и тонкозернистые Водорослевый войлок Доломиты	Тонкозернистые с ходами червей и пеллетами Церитидовые гастроподы и фораминиферы Доломиты
Приливные каналы	Резкая косая слоистость Многочисленные знаки ряби	Встречены, но не описаны	Не встречены	?	Не встречены
Морская	?	Тонкозернистые отложения с ходами червей и пеллетами	Тонко-разнозернистые отложения с ходами червей Мелкие пластинчатогожаберные, гастроподы и однокамерные фораминиферы	«Лагунные осадки»	Тонкозернистые, не содержащие ила, с остатками водорослей — халимед

основой для интерпретации карбонатных разрезов, хотя и сложен кластическим материалом.

Можно видеть (табл. 1), что верхнеприливные отложения выделяются более отчетливо, нежели среднеприливные¹. Поэтому выделение приливо-отливной обстановки легче всего начинать с выделения и анализа отложений верхнеприливного типа. Верхнеприливно-вая зона в течение многих недель, а временами и лет может быть субаэральной, в результате чего текстурные особенности осадка отражают как периодичность осадконакопления, так и последствия обнаженности. Наиболее характерна неравномерная сло-

¹ Наилучшее описание осадков приливо-отливной зоны с каналами и соседней морской полосы читатель найдет в работе Дэвиса [13].

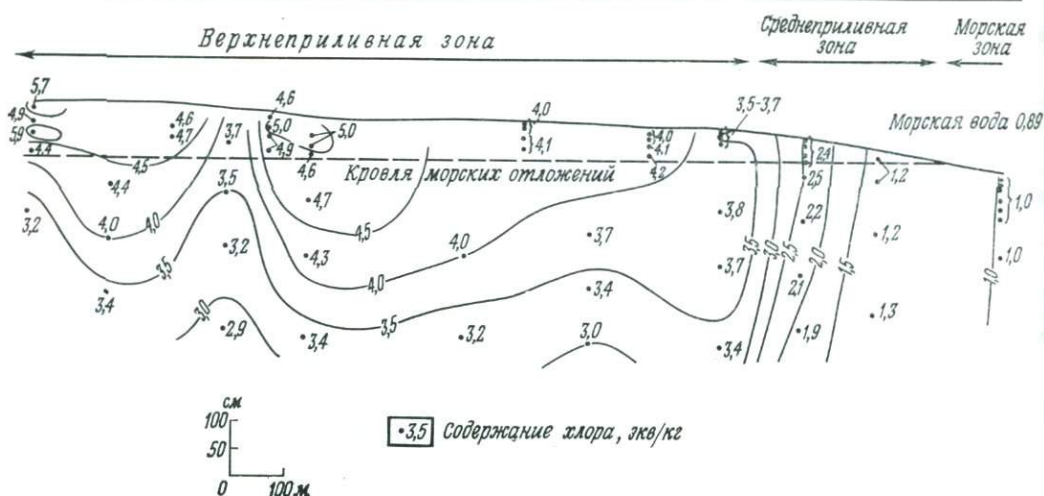
стость, обусловленная прерывистым накоплением осадков, их высыханием, образованием тончайших водорослевых слоев и малой распространенностью организмов. Диагностическим признаком служат трещины усыхания. Помимо этого, в результате усыхания образуется текстура типа «птичьих глазки». Вследствие попеременного набухания и высыхания верхнеприливные отложения литифицируются, растрескиваются, превращаясь в литокласты, которые в дальнейшем могут переотлагаться в иных обстановках.

После выделения верхнеприливной обстановки следует переходить к определению границ морского и среднеприливного осадконакопления. Разрез осадков показывает, что верхнеприливные отложения непосредственно подстилаются среднеприливными. Однако если не было суточных приливов и среднеприливные осадки не отлагались, то верхнеприливные подстилаются непосредственно морскими. В силу единообразия текстур осадков морской и среднеприливной зон разделить их весьма трудно. В обеих вышеуказанных обстановках обильно развиты зарывающиеся организмы, деятельность которых полностью нарушает и изменяет текстуры осадка. Однако именно характер вертикального и горизонтального распределения подобных колоний организмов, по-видимому, может помочь при диагностике морских и среднеприливных отложений.

Биологическая среда в морской обстановке должна быть иной, чем в среднеприливной зоне. Следовательно, переходу среднеприливных отложений в морские, очевидно, должна соответствовать резкая смена ассоциаций ископаемых организмов. Наиболее ярким диагностическим признаком осадков приливо-отливной зоны являются водорослевые строматолиты [33]. В молодых приливо-отливных зонах водорослевые строматолиты чаще всего фиксируются в самой верхней части среднеприливной и в самой нижней верхнеприливной области [28, 32]. Современные карбонатные осадки среднеприливной зоны (четвертичного возраста) представлены обычно пеллетовыми известняками с раковинами гастропод (Cerithidea). Морская обстановка может быть иногда определена непосредственно по типам ассоциаций ископаемых организмов. Наилучшим показателем морских условий может служить наличие характерной обычно только для моря ассоциации таких ископаемых форм, как кораллы, мшанки, ежи и строматопороидеи. Однако отсутствие вышеуказанных ассоциаций еще не исключает морского происхождения осадков.

Доломитизация в пределах береговой зоны. Осадки современных карбонатных приливо-отливных отмелей содержат конседиментный доломит. Его содержание колеблется от 100% в осадках на приливных отмелях Персидского залива до отдельных рассеянных кристаллов в отложениях Флоридского залива. Этот доломит, по-видимому, осаждался из морской воды, пересыщенной в процессе испарения гипсом [14]. Так в своеобразной верхнеприливной обстановке благоприятные для испарения морской воды условия в местах выпадения в осадок гипса приводят к доломитизации вод. Тяжелые сильносоленые воды опускаются вниз от верхнеприливной поверхности и доломитизируют подстилающие осадки. Береговая линия в данном случае является границей распространения процесса доломитизации. Процесс доломитизации представляет собой часть единого геологического цикла осадконакопления на приливо-отливной террасе, особенно в условиях аридного и семиаридного климата. Однако Флоридский залив характеризуется тропическим климатом; по данным Шинна, в верхнеприливной зоне этого залива небольшое количество современного доломита содержит интерстиционную воду, соленость которой в 5—6 раз выше солености нормальной морской воды.

Аккумуляция эвапоритов. В составе осадков современной береговой зоны часто встречается хемогенные минералы, в основном гипс, ангидрит и каменная соль. Эвапориты обычно развиты в условиях аридного или семиаридного климата. Выделяются четыре формы залегания гипса: 1) наслоенная,



Фиг. 3. Распределение хлора в осадках, залегающих ниже приливо-отливной зоны, Катар, Персидский залив [28].

Цифры для сравнения: содержание Cl в воде Атлантического океана равно 0,56 экв/кг, концентрация насыщенного раствора NaCl равна 5,6 экв/кг.

или слоистая, 2) замещение «осевых головок» в кристаллах осадка, 3) выполнение порового пространства и 4) замещение первичного карбоната [28, 37]. Ангидрит обнаружен только на побережье Персидского залива, где он залегает в виде конкреций, сросшихся стяжений и прерывистых пластов в верхнеприливном осадке [12]. Соли в пределах береговой линии отлагаются обычно в виде маломощной корки, существующей короткое время.

Желваковый ангидрит, гипс замещения и выполнения пор характеризуются отчетливой формой, созданной в процессе осаждения из поровых вод и обусловлены диагенезом, а не обстановкой осадконакопления [40, 29]. Наслоенный или слоистый гипс, напротив, образуется в застойных водах, а следовательно, характеризует условия бассейна осадконакопления. При захоронении гипс превратится в ангидрит. Поэтому сначала следует изучить структуру ангидрита или гипса и уже только потом переходить к воссозданию палеогеографических условий эвапоритового бассейна.

Диагенетические формы ангидрита и гипса лишь свидетельствуют об осаждении из суперсоленых вод. Такие воды связаны либо с отдельными лагунами, либо с водами непосредственно под надприливными отмелями. На фиг. 3 показан характер распределения суперсоленых вод под приливо-отливной полосой Персидского залива в районе Катара [28]. Эти воды зафиксированы здесь в осадках верхнеприливной, среднеприливной и морской зон, непосредственно под верхнеприливной поверхностью. В среднеприливной зоне содержание хлора постепенно изменяется до тех пор, пока, уже в сугубо морской обстановке, состав поровых вод не сравняется с составом морской воды. Под верхнеприливной поверхностью развиты гипсы замещения и порового выполнения.

Пластовый или слоистый ангидрит и гипс отлагаются в застойных водах, каким-либо образом изолированных от океана. До восстановления палеогеографических условий накопления слоистого ангидрита необходимо определить, чем обусловлена такая изолированность бассейна. На острове Бонайре (Малые Антильские острова), а также вдоль других побережий аккумуляция слоистого гипса происходит в прибрежных сильносоленых озерах, отделенных от океана своеобразным барьером из пронизываемых осадков. Морская вода в такие озера поступает, просачиваясь через осадки, а не по каналу.

Обычно в качестве палеогеографической модели используют засоленен-

ную лагуну, изолированную прерывистым барьером от океана, а не сверхсоленое озеро. Однако некоторые исследователи считают, что эвапориты образуются в удаленных частях морских заливов, не отделенных никакими физическими барьерами, но постепенно мелеющих. По литературным источникам был проведен анализ масштабов и природы поверхностной взаимосвязи между изолированной массой воды повышенной солености и океаном. Ниже приведены результаты этого анализа.

Морская вода может оказаться перенасыщенной гипсом только при условии, что испарится одна треть ее первоначального объема. При этом соленость воды будет около 100‰, а в нормальной морской воде она равна 35‰. Достигнет или нет морская вода подобной концентрации, будет зависеть от интенсивности обмена вод между изолированным бассейном и открытым океаном. В условиях стационарного равновесия объем воды, поступающей в эвапоритовый бассейн в единицу времени, должен быть равен объему вытекающих и испаряющихся вод минус объем дождевых и стоковых вод за ту же единицу времени, или:

$$V_i = V_r + D, \quad (1)$$

где V_i = объем притока за единицу времени,

V_r = объем оттока за единицу времени,

D = объем потерь при испарении в единицу времени (испарение минус дождевые и стоковые воды).

Если в бассейне не происходит осаждения соли NaCl (это вполне возможно, так как для осаждения необходимо, чтобы испарилось около 0,9 частей первоначального объема морской воды), то количество привносимой соли должно быть равно количеству выносимой из водоема в единицу времени, или

$$V_i S_i = V_r S_r, \quad (2)$$

где S_i — соленость поступающей воды (всегда равна 35‰) и S_r — солености вытекающей воды. Последняя должна приближаться к максимальной солености. Подставляя уравнение (2) в уравнение (1), получим

$$\text{объем притока } V_i = D \frac{S_r}{S_r - S_i}, \quad (3)$$

$$\text{объем оттока } V_r = D \frac{S_i}{S_r - S_i}, \quad (4)$$

$$S_r = \frac{V_i S_i}{V_i - D},$$

однако

$$V_i = A_i \bar{V}_i,$$

$$D = A_0 E,$$

следовательно,

$$S_r = \frac{A_i \bar{V}_i S_i}{A_i \bar{V}_i - A_0 E}, \quad (5)$$

где (см. фиг. 4):

A_i = площадь поперечного сечения притока,

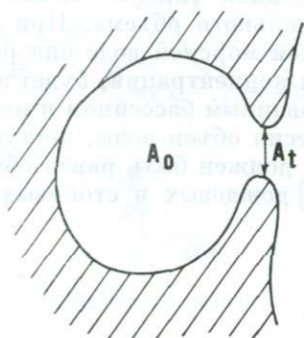
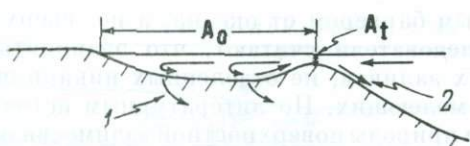
\bar{V}_i = скорость притока,

A_0 = площадь поверхности бассейна,

E = скорость испарения.

Для эвапоритовых бассейнов $A_i \bar{V}_i > A_0 E$. Видоизменив уравнение (5), получим

$$S_r = S_i + \frac{S_i A_0 E}{A_i \bar{V}_i - A_0 E}.$$



Фиг. 4. Модель бассейна, ограниченного баром, и характер взаимосвязи между океаном, изолированным бассейном, приливом, поддонным оттоком и донным оттоком.

ше площади поперечного сечения протоки (\$A_t\$), поскольку некоторая часть этой протоки будет занята вытекающей водой. Очевидно, какая-то часть воды будет просачиваться через осадок (поддонный отток), вследствие чего объем поступающей воды увеличится. Поскольку мы располагаем данными только о площади поперечного сечения протоки, то можно предположить, что \$A_t\$ равно \$A_i\$. Диапазон значений параметра \$E\$ можно свести до минимума, учитывая, что при сухом климате района исследований количество атмосферных осадков не превышает 60 см/год (произвольная величина). В отношении изменения скорости сказать что-либо определенное нельзя; предполагается, что максимальное значение ее будет одинаковым во всех случаях.

В табл. 2 приведены данные по изолированным бассейнам с морской водой в районах с сухим климатом. Расчет площади поперечного сечения протоки для бассейна Бокана-де-Вирриаль в Перу и залива Шарк основан на небольшом фактическом материале, однако можно считать, что полученные данные отличаются от истинной площади в пределах десятикратного диапазона. Если построить график зависимости между \$A_0/A_t\$ и соленостью бассейнов глубиной 10 м и менее, расположенных в условиях сухого климата, то интенсивное увеличение солености будет происходить при значениях \$A_0/A_t\$ около \$10^6\$ (фиг. 5). Данные по Красному морю и Персидскому заливу попадают в левую часть кривой. Поле осаджения гипса располагается на графике справа и пересекается кривой в точке, соответствующей \$A_0/A_t = 10^6\$. Таким образом, осаджение гипса будет происходить в мелких морских бассейнах в условиях сухого климата при значении \$A_0/A_t > 10^6\$.

Порядок значений отношения \$A_0/A_t\$, при которых выпадает гипс, подтверждается и другим расчетом. Если в уравнение (4) подставить некоторое приемлемое значение скорости потоков и интенсивности испарения, то можно получить приближенное значение \$A_0/A_t\$. Поскольку интерес представляет значение данного коэффициента для точки, соответствующей началу выпадения гипса из морской воды, то можно принять \$S_i\$ равной 35‰, а \$S_r = 100‰\$. По имеющимся данным, приемлемым значением для скорости испа-

Дальнейшая перестановка позволяет получить

$$\frac{S_r - S_i}{S_i} = \frac{\frac{A_0 E}{A_i \bar{V}_i}}{1 - \frac{A_0 E}{A_i \bar{V}_i}}$$

Таким образом, в условиях аридного климата соленость воды в изолированном бассейне (\$S_i\$) зависит от величины \$A_0/A_i\$. Это отношение можно вычислить двумя путями. Начнем с данных по современным изолированным бассейнам.

К числу параметров, используемых при изучении современных изолированных бассейнов, относятся данные о площади их поверхности, о поперечном сечении протоки, солености воды, приливах, глубине, количестве атмосферных осадков и некоторые сведения об интенсивности испарения. Можно достаточно точно измерить величину \$A_0\$ и диапазон солености. Величина \$A_i\$ несколько меньше

Таблица 2

Характеристика изолированных морских бассейнов

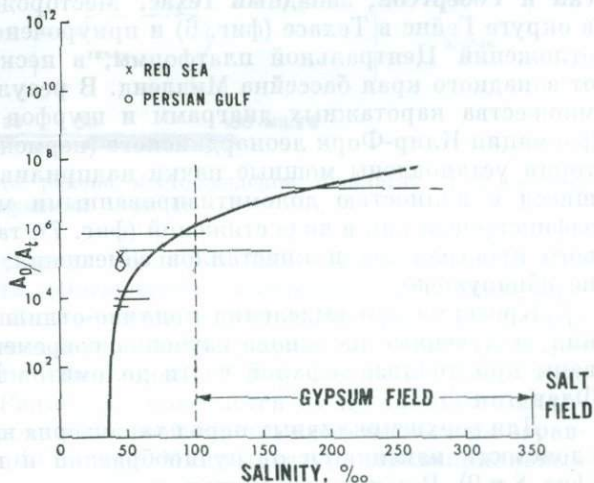
	Соленость, ‰	Суточные приливы	Площадь поверхности A_0 , км ²	Площадь притока A_t , км ²	A_0/A_t	Средняя глубина, м	Интенсивность испарения, см/год	Количество атмосферных осадков, см/год
Красное море [53]	37—41	Есть	$0,4 \cdot 10^6$	1,5	$3 \cdot 10^5$	491	?	0—20
Персидский залив [18]	39—41	»	$0,2 \cdot 10^7$	2,7	10^5	25	?	2,5—20
Лагуна Охо-де-Льбре [43]	36—48	»	$2,56 \cdot 10^2$	$2,2 \cdot 10^{-2}$	10^4	6	180	3
Залив Шарк	36—65	»	$1,28 \cdot 10^4$	$5 \cdot 10^{-1}$	$2 \cdot 10^4$	10	220	20
Залив Сальва [52]	45—59	»	$6,7 \cdot 10^3$	$3 \cdot 10^{-1}$	$2 \cdot 10^4$	6	?	2,5—20
Бокана-де-Вирриаль [39]	36—150	?	2,10	$5 \cdot 10^{-5}$	$4 \cdot 10^5$	2	?	10—20
Лагуна Мадре [22, 26]	12—108	Нет	$4,60 \cdot 10^2$	$5 \cdot 10^{-4}$	$9 \cdot 10^5$	5	?	50—75
Кара-Богаз-Гол [25]	160—289	»	$1,44 \cdot 10^4$	$7,5 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^7$	10	?	2,5—10
Пекедмеер	70—360	»	3	0	—	1/2	150	51
Ларнака [5]	102—360	»	5,4	0	—	1	?	62
Район соленакпления в Персидском заливе [9]	90—200	?	?	0	—	?	?	2,5—20

рения (E) считается величина 200 см/год с каждого квадратного сантиметра площади бассейна. Фактические значения, используемые для E , могут колебаться от 30 до 300, что находится в пределах допустимой ошибки. Возьмем три значения скорости: 10, 100 и 1000 см/с и предположим, что максимальная скорость находится где-то в этом диапазоне¹. Подставив эти значения в уравнение (5), получим значения A_0/A_t соответственно 10^6 , 10^7 и 10^8 , что находится в пределах десятикратного допуска значений, исходя из графика фиг. 5.

Итак, установлено, что осаждение гипса происходит при значениях $A_0/A_t = 10^6$ или выше для аридного или семиаридного климата. Эти значения характеризуют «изолированность» бассейна и свидетельствуют о том, что слоистый гипс формируется в застойных водах лагун, соединенных с океаном такими незначительными каналами, которые географами даже не отмечают.

Почти не имеется фактов, подтверждающих теорию об эвапоритовом осадконакоплении в дистильном конце узкого мелкого моря. Современ-

¹ В частности, зафиксированы следующие максимальные значения скорости течения: залив Шарк — 95 см/с [13]; Флоридский пролив — 150 см/с [41]; лагуна Охо-де-Льбре — 200 см/с [44].



Фиг. 5. Зависимость между параметром A_0/A_t и соленостью.

ные исследования процесса осадконакопления в береговой зоне указывают на то, что последняя представляет собой своеобразную седиментологическую ловушку. По мере того как береговая линия продвигается в сторону моря, происходит накопление эвапоритовых осадков.

Если для образования слоистого гипса и ангидрита необходимы условия чрезвычайно засоленного озера или крупной лагуны, сообщаемой с океаном небольшой протокой, то соленакopление свидетельствует о полной поверхностной изолированности бассейна от океана. Это бесспорно справедливо для современного отложения солей в лагуне Охо-де-Льебре в Нижней Калифорнии [44], где отложилось от 2 м до 3 м соли; очевидно, солеродный бассейн наполнялся водами океана каждые 20 лет. Источником NaCl для соленакopления могли быть грунтовые воды или потоки морской воды, так же как и периодические наводнения. Следовательно, слоистое соленакopление происходит в условиях либо соленого озера на прибрежной равнине (верхнеприливной), либо внутреннего соленого моря.

ПАЛЕОБЕРЕГОВЫЕ ЛИНИИ В ЭВАПОРИТОВЫХ КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ

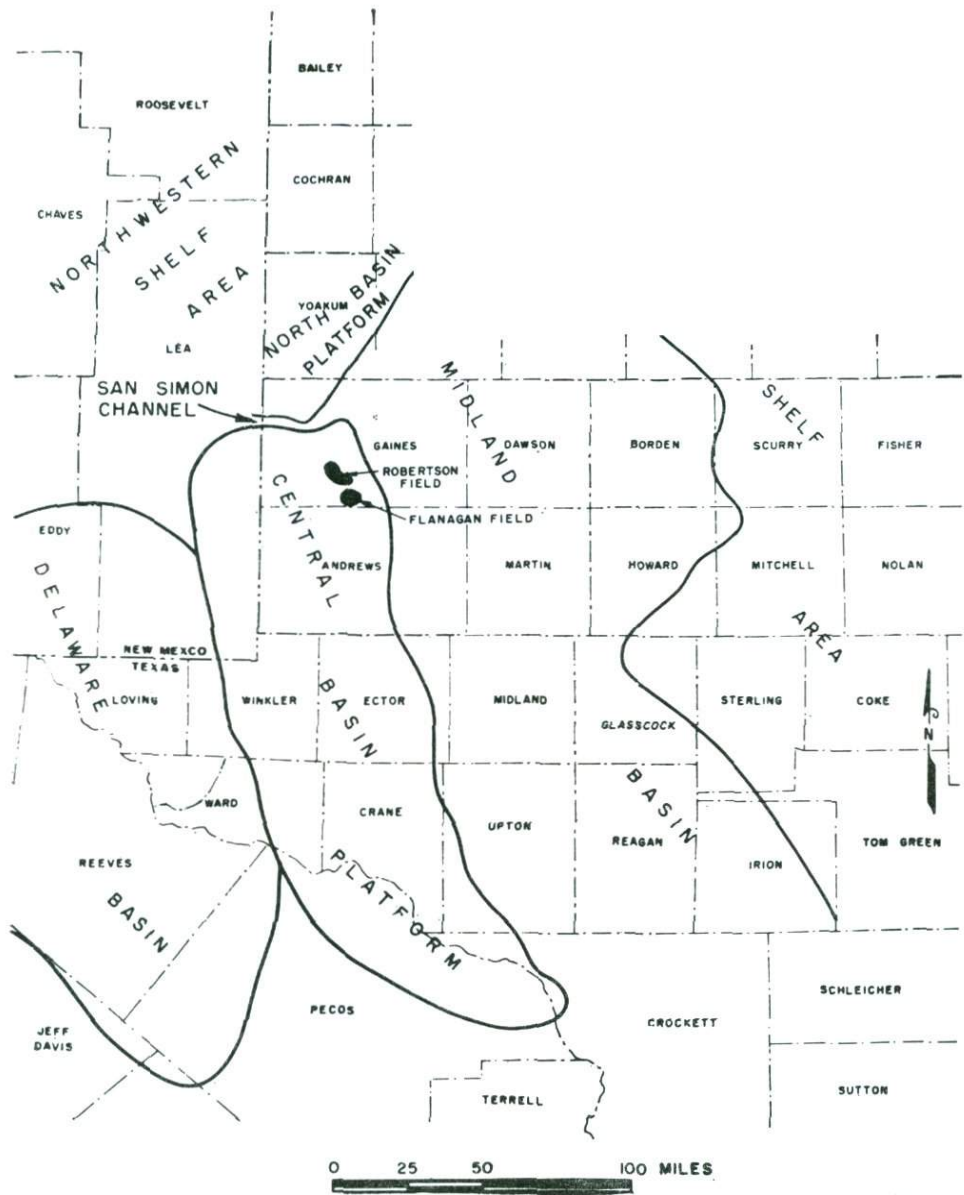
Изучение современного карбонатного осадконакопления дает важные, но неполные сведения о смене условий, текстурах и минеральном составе осадков, свойственных эвапорито-карбонатным породам береговой зоны. Текстуры пород и их минеральный состав видоизменяются с течением времени, поскольку возникают новые температурные условия, меняются давление и химический состав вод.

Изучение древних побережных карбонатных пород с учетом знаний о современных осадках позволяет судить о природе полных разрезов, текстурах и минеральном составе пород. Наиболее сохранившиеся разрезы и текстурные формы залегают, как правило, на глубине. По-видимому, это происходит по той причине, что они консервируются в соленой воде. Хотя и существуют значительные различия между современными и древними осадками, такие, как отсутствие порогового пространства, превращение магнезиального кальцита арагонита в кальцит маломагнезиальный или доломит, гипса в ангидрит, тем не менее текстуры пород весьма похожи. Ниже рассмотрены четыре разреза древних осадков эвапорит-карбонатных береговых линий для определения критериев их распознавания.

Верхняя часть формации Клар-Форк (Леонард), месторождения Фланаган и Робертсон, западный Техас. Месторождение Фланаган расположено в округе Гейнс в Техасе (фиг. 6) и приурочено к восточному краю пермских отложений Центральной платформы, в нескольких десятках километров от западного края бассейна Мидленд. В результате изучения семи скважин, множества каротажных диаграмм и шурфов в отложениях верхней части формации Клар-Форк леонардийского (пермского) возраста на данной территории установлены мощные пачки надприливных отложений, переслаивающиеся с полностью доломитизированными морскими осадками. Ангидрит зафиксирован как в виде стяжений (фиг. 7), так и в форме выполнения порового пространства и кристаллов замещения; слоистых ангидритов и соли не обнаружено.

Критерии для выделения приливо-отливной обстановки осадконакопления, полученные на основе изучения современных осадков, были использованы при анализе верхней части доломитов Клар-Форк на месторождении Фланаган (табл. 3).

Для верхнеприливных пород характерна неравномерная слоистость. Тип слоистости изменяется от пучкообразной и плохо видимой до отчетливой (фиг. 8 и 9). В некоторых местах видны вертикальные трещины, пересекающие слоистость, которые считают трещинами высыхания (фиг. 9). Кварцевый алевроит зачастую концентрируется в верхней части отдельных слоев и в



Фиг. 6. Палеогеографическая карта района месторождений Фланаган и Робертсон (пермский период).

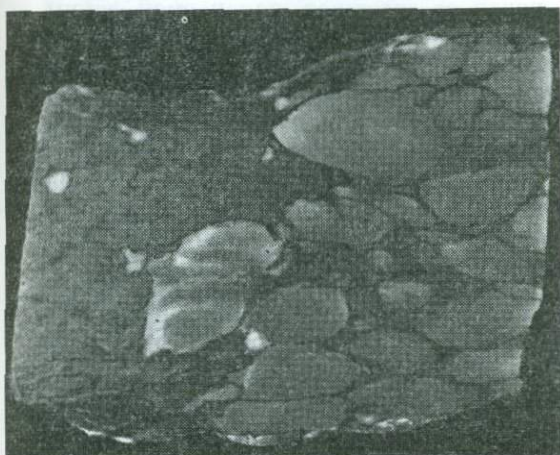
упомянутых вертикальных трещинах. В некоторых интервалах встречены прослой косослоистого доломита, обогащенного кварцевым алевроитом мощностью несколько сантиметров. Водорослевый строматолит (фиг. 10) обнаружен только в одном из семи проанализированных кернов. Литокласты встречаются в изобилии и приурочены или к слоям, или рассеяны по всей толще неравномернослойных пород. Размер их колеблется от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров, и по своей текстуре они похожи на неравномернослойные верхнеприливные породы. Микротекстура верхнеприливных пород очень изменчива: плоские пустоты, текстура типа «птичьих глазки», пизолиты (?), брекчирование и другие проявления, очевидно, начальной стадии диагенеза делают шлифы весьма выразительными. Размер отдельных

Последовательная смена обстановок осадконакопления и их характерные особенности, верхняя часть формации Клир-Форк, месторождение Фланаган, Техас

Обстановка осадконакопления	Текстура осадка	Фауна	Размер частиц
Верхнеприливная	Неравномерная слоистость Литокласты Текстура усыхания Слой кварцевого алеврита	<i>Редко</i> Тонкостенные небольшие фораминиферы, остракоды, моллюски	Литокласты, переходящие в известковый ил
Среднеприливная	Отчетливые ходы зарывающихся организмов Текстура взмучивания, переходящая в пучковато-пятнистую Слой кварцевого алеврита Водоослевые строматолиты Прерывистая трещиноватость	<i>Чрезвычайно мало</i> Тонкостенные небольшие фораминиферы, остракоды, моллюски Нитевидные водоросли	Мелкозернистый пеллетовый песок, переходящий в известковый ил
	Слоистость течения Косая слоистость	<i>Чрезвычайно мало</i> Морские ежи Небольшие моллюски	Мелкозернистый пеллетовый песок, переходящий в ил с включениями литокластов
Морская	Текстуры взмучивания Текстуры, образованные ходами зарывающихся организмов	<i>Местами обильная</i> Морские ежи, мшанки, крупные фузулины, моллюски, водорослевые фораминиферы (?)	Грубозернистый пеллетовый песок, переходящий в известковый ил

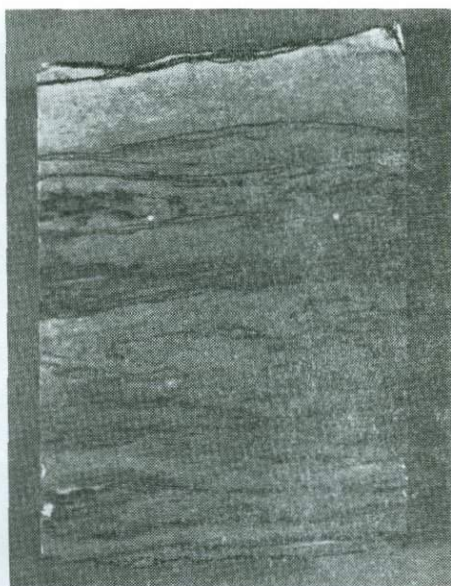
кристаллов доломита в основной массе породы не превышает 5 мкм, кристаллы крупнее встречаются в более пористых участках. Ископаемых остатков немного, в основном они представлены мелкими фораминиферами, остракодами и моллюсками. Контакт с вышележащими породами резкий, и в подошве перекрывающего слоя встречаются литокласты верхнеприливных пород (фиг. 11).

Подстилающие осадки представлены обычно известковым илом с небольшим количеством тонкозернистых известковистых скоплений и обильными остатками мелкой фауны (фиг. 12 и 13). Постепенный переход между нижележащими и верхнеприливными породами позволяет предполагать седиментационный контакт. В этих породах местами встречены тонкие прослои кварцевого алеврита. Здесь же иногда наблюдаются многочисленные невыдержанные трещины, заполненные ангидритом и обломками вмещающих пород. Характер трещин свидетельствует о том, что формирование их происходило в тот период, когда осадок еще не был сцементирован, и был мягким и пластичным. Встречаются также ходы зарывающихся организмов, плоские пустоты и пучковидные пятнистые текстуры. Размер кристаллов доломита в среднем 15 мкм.



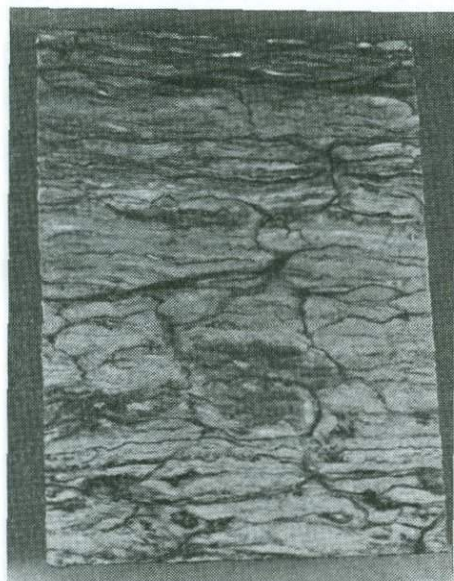
Фиг. 7. Ангидритовые стяжения, изолированные и соприкасающиеся, в морском доломите.

Месторождения Фланаган, верхняя часть формации Клар-Форк.
Диаметр образца керна 7,5 см.



Фиг. 8. Верхнеприливный доломит с нечетко выраженной слоистостью.

Месторождение Фланаган.
Диаметр образца керна 7,5 см.



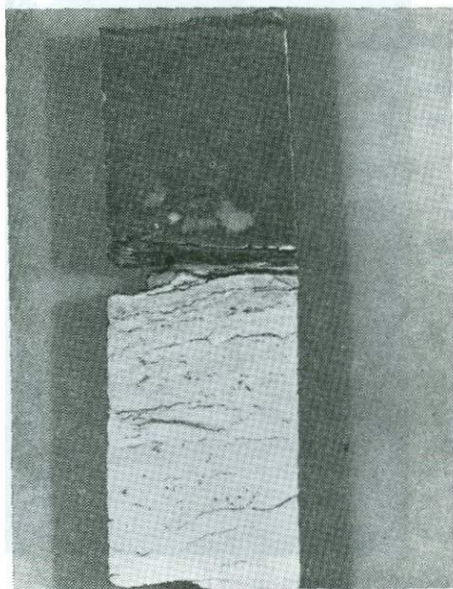
Фиг. 9. Верхнеприливный доломит с неравномерной слоистостью и трещинами усыхания.

Месторождение Фланаган. Диаметр образца керна 7,5 см.



Фиг. 10. Доломитизированный водорослевый строматолит.

Месторождение Фланаган. Длина белой полоски 60 см



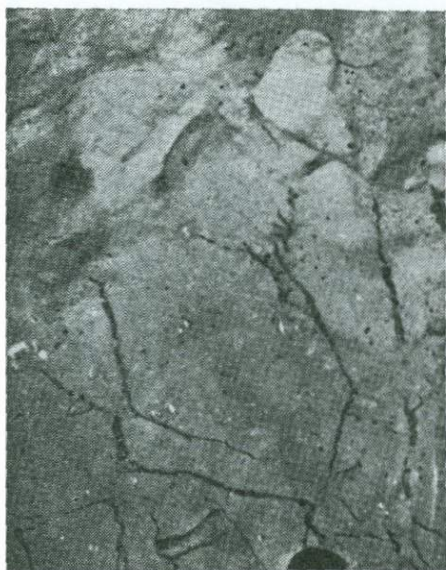
Фиг. 11. Морской доломит, перекрывающий слоистый Верхнеприливный доломит.

В подошве морского доломита заметны литокласты надприливного доломита. Диаметр образца керна 5 см.

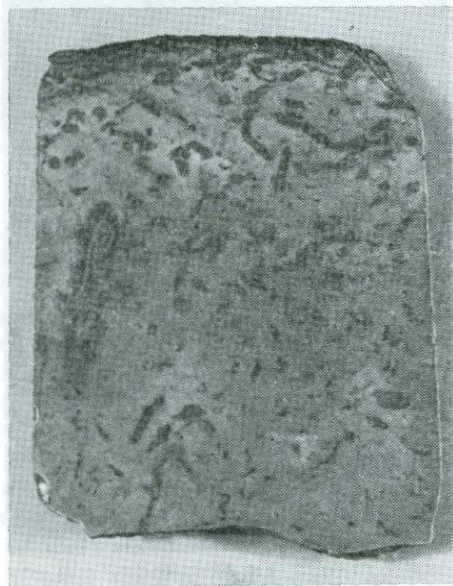
тип представлен средне- и грубозернистым взмученным известковым песком с примесью известкового ила (packstone), который содержит криноидей, мшанки и крупные фузулиниды (фиг. 17). Третий тип представлен водоро-

Слои со знаками течений обычно наблюдаются в вышеуказанных породах или непосредственно ниже их и почти не содержат ископаемой фауны. Размер кристаллов доломита около 20 мкм. Наиболее характерным типом знака течения является горизонтальная слоистость (фиг. 14 и 15). Горизонтальнослоистые породы представлены переслаиванием сортированного мелкозернистого и илистого песка. На фиг. 15 заметны каналы, заполненные верхнеприливными литокластами. Только в одном образце установлена косая слоистость. Эти породы отлагались, вероятно, в каналах или рывтинах, расположенных близ границы, разделяющей среднеприливную и морскую обстановки.

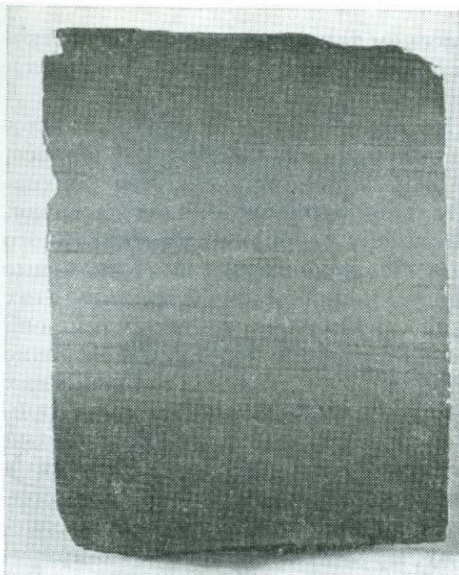
Ниже горизонтальнослоистых пород обнаружено три типа пород, преобладает взмученный известковый ил с рассеянной примесью среднезернистого известкового песка и небольшим количеством обломков криноидей и моллюсков (wackestone, фиг. 16). Следующий, наиболее распространенный



Фиг. 12. Среднеприливный доломит с невыдержанной трещиноватостью. Месторождение Фланаган.



Фиг. 13. Среднеприливный доломит с ходами зарывающихся организмов. Месторождение Фланаган. Диаметр образца керна 7,5 см.



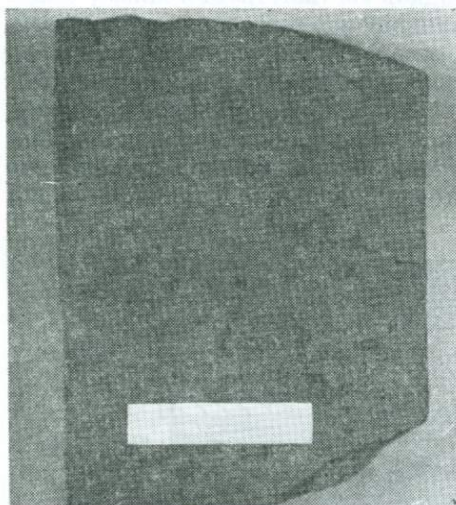
Фиг. 14. Горизонтальная слоистость (ламинация в доломите).

Месторождение Фланаган. Диаметр керна 7,5 см.



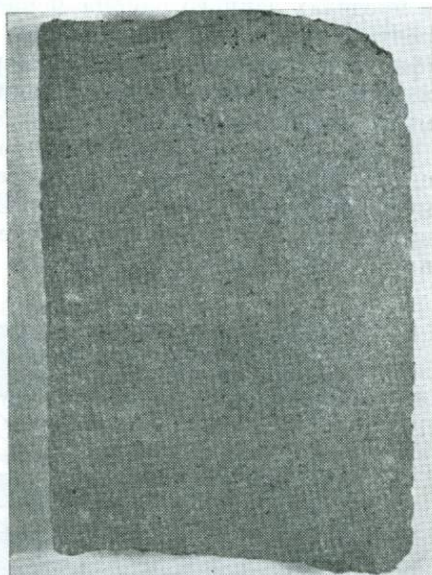
Фиг. 15. Доломит со слоистостью течений и остаточными литокластами в подошве и стяжениями ангидрита в кровле.

Месторождение Фланаган. Диаметр образца керна 7,5 см.



Фиг. 16. Доломитизированный морской известковый ил (wackestone).

Месторождение Фланаган. Видна текстура взмучивания. Длина белой полоски 60 см.



Фиг. 17. Доломитизированный плотный морской известняк (packestone).

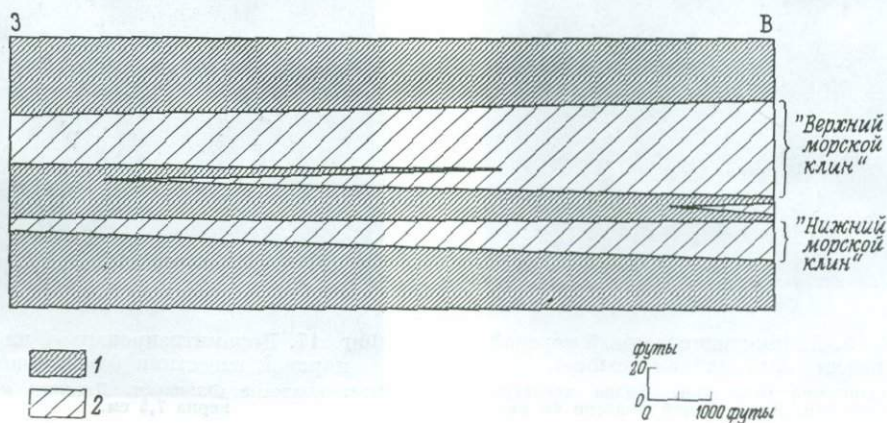
Месторождение Фланаган. Диаметр образца керна 7,5 см.

слево-фораминиферовым (?) известковым песком также с примесью известкового ила (packstone). Во всех этих типах средний размер кристаллов доломита 40 мкм.

Обстановка осадконакопления восстановлена по характеру напластования и на основе знаний об осадконакоплении на приливо-отливной террасе. Нет очевидных доказательств того, что породы, за исключением верхнеприливных пород, были подвергнуты длительной аэрации, и, следовательно, можно предположить, что в данном случае имеем разрез седиментационного типа. Таким образом, отложения, подстилающие непосредственно приливные породы, соответствуют, вероятно, среднеприливной зоне. Мощность этих пород достигает лишь нескольких десятков сантиметров, по-видимому, они соответствуют суточным колебаниям приливов такой же амплитуды. Морские породы должны лежать ниже и будут обозначены изменением природы самих пород. Непосредственно под среднеприливными отложениями залегают горизонтальнослоистые породы, которые в свою очередь подстилаются породами с криноидеями, мшанками и крупными фузулинидами, т. е. фаунистическими ассоциациями, более морскими по сравнению с установленными в среднеприливной области. Размер зерен крупнее, чем в горизонтальнослоистых среднеприливных породах. Здесь же, по-видимому, происходит и изменение природы пород, а предположение о более морских условиях отложения основано на анализе биоты. Поэтому наиболее вероятно, что породы с горизонтальной слоистостью отложились в каналах и рывтинах в зоне перехода от морской к среднеприливной обстановке, а три типа пород, подстилающих горизонтальнослоистые породы, соответствуют морской обстановке.

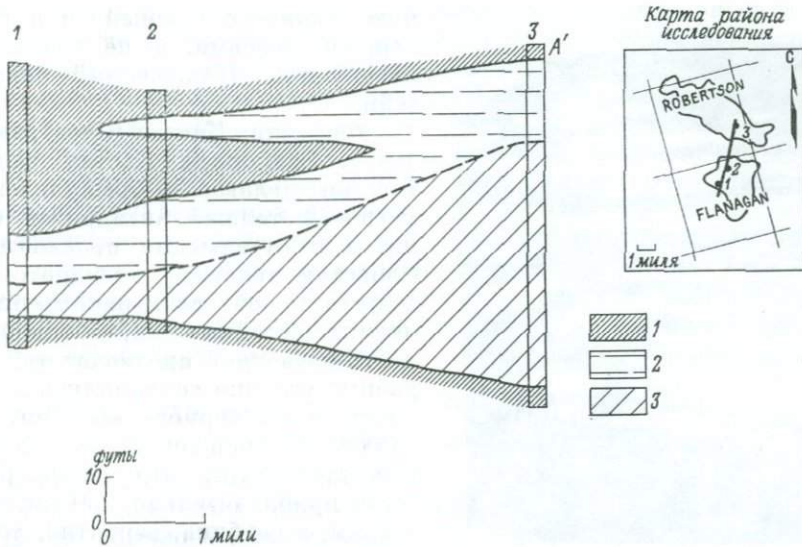
В верхней части формации Клир-Форк на месторождении Фланаган выделяются два основных «морских» интервала, называемые здесь верхний и нижний морские клинья (фиг. 18). В то время как мощность верхнего клина в пределах данного района меняется незначительно, осадки нижнего клина почти исчезают по направлению к отложениям приливо-отливной террасы (фиг. 19). Такое выклинивание морских осадков соответствует точному положению береговой линии в момент максимальной трансгрессии моря до размыта вышележащих отложений приливо-отливного цикла.

На основе данного исследования можно восстановить палеогеографическую картину района: он представлял собой обнаженную верхнеприливную прибрежную равнину на Центральной платформе бассейна. Среднеприливная зона и собственно береговая линия были расположены параллельно, а зона морского мелководья — к востоку от береговой линии. Процесс



Фиг. 18. Схематический разрез месторождения Фланаган, показывающий распределение обстановок для верхней части формации Клир-Форк.

1 — верхнеприливные породы, 2 — среднеприливные и морские породы.



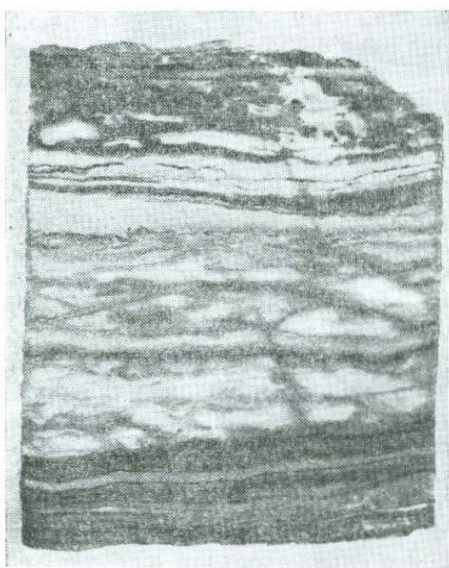
Фиг. 19. Латеральная смена фаций в отложениях «нижнего морского клина» по линии Фланаган — Робертсон.
 1 — верхнеприливные породы, 2 — среднеприливные породы, 3 — морские породы.

доломитизации и образования ангидрита (гипса?) обусловлен размывом верхнеприливных осадков. Наша реконструкция отличается от предложенной Адамсом и Родсом [4] тем, что мы подчеркиваем важность обстановки приливо-отливной полосы в общей картине осадконакопления.

Стони-Маунтен (ордовик) и Интерлейк (силур), бассейн Уиллистон, Монтана. Осадочные и диагенетические фации формаций Стони-Маунтен (ордовик) и Интерлейк (силур) бассейна Уиллистон описаны Ролом [45]. По существу здесь все породы представлены доломитом и отлагались в условиях промежуточных от мелководно-морских до верхнеприливных. Рол использовал новый термин — «инфратайдиальная субобстановка», который фактически является синонимом термина «мелководная морская субобстановка». Для выделения обстановок осадконакопления Ролом были использованы перечисленные ниже критерии.

Обстановка	Критерий
Верхнеприливная	1. Слоистый доломит 2. Водорослевые слои и строматолиты 3. Плоскогалечниковые брекчии или конгломераты
Среднеприливная	1. Глинистые катышки
Морская (инфратайдиальная)	1. Взмученность 2. Биокласты

Пласты ангидрита относят обычно к надприливным фациям, и текстура их скорее желваковая, чем слоистая. На основе изучения керна пород ордовика в данном районе мы также считаем, что ангидрит имеет подобную текстуру. Мощность пластов ангидрита колеблется от 0,3 до 6 м. Встречается и слоистый ангидрит, но мощность отдельных прослоев не превышает 15—30 см (фиг. 20). Следовательно, «ограничитель» поступления сверхсолевых вод, необходимых для образования пластов ангидрита (гипса), вероятнее всего, был сложен проницаемыми отложениями приливо-отливной террасы, и в палеогеографическом плане район представлял собой, скорее всего, прибреж-



Фиг. 20. Слоистые ангидрит и доломит формации Ред-Ривер, бассейна Уиллистон, Монтана.

Диаметр зерна 7,5 см.

ную равнину с солеными или сверхсолеными озерами, а не эвапоритовую лагуну или отгороженный баром бассейн.

Формация Кастил (Очоа), западный Техас. Эвапориты Кастил заполняют бассейн Делавер и представлены 500-метровой толщиной ангидритов и кальцитов с отдельными прослоями соли. Слоистая текстура ангидритов свидетельствует об осадконакоплении в условиях застойных вод, а большая мощность позволяет предполагать, что подобные условия сохранялись в течение длительного периода времени. Характер распространения фаций и мощностей свидетельствует, что длина бассейна была приблизительно 250 км, ширина 150 км, а глубина, вероятно, достигала нескольких десятков, если не сотен метров [30], климат был семиаридным или аридным.

Наибольшее поперечное сечение канала, связывающего с морем данный бассейн, в котором могли накапливаться подобные толщи слоистого ангидрита,

можно рассчитывать на основе ранее полученных формул:

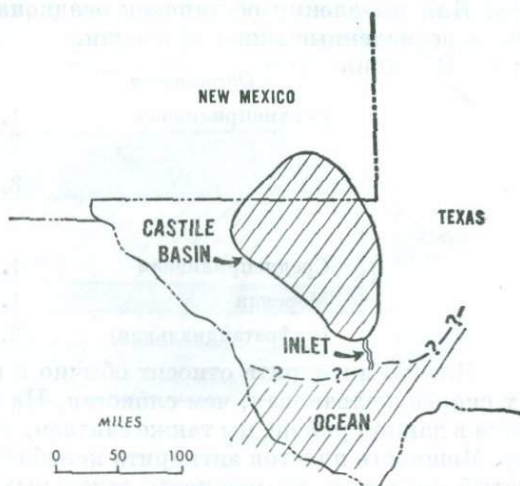
$$\frac{A_0}{A_t} = 10^6,$$

$$A_0 = 31\,200 \text{ км}^2 \text{ (принимается за эллипс),}$$

$$A_t = \frac{31200}{10^6} = 0,312 \text{ км}^2.$$

Если предположить, что глубина канала была 6 м, то его ширина должна составлять 5,12 км (фиг. 21). Это, конечно, максимальный размер. Если же проливов было несколько, то размер каждого из них был соответственно меньше. Возможно также, что поверхностного сообщения вообще не было, а пополнение бассейна и отток вод из него происходили за счет просачивания через барьерные отложения. Вероятнее всего, породы формации Кастил отлагались в условиях своеобразного внутриконтинентального моря, а не в сверхсоленой лагуне или изолированном бассейне.

Формация Бакнер (верхняя юра), восточный Техас и Арканзас. Мощный разрез верхнеюрских эвапоритовых отложений, называемый Бакнер, описан в литературе [17]. Суммарная мощность эвапоритов



Фиг. 21. Схематическая карта пермского моря Кастил.

Указан максимально возможный, согласно расчетам размер протоки, при котором происходило отложение гипса.

достигает 330 м. В противоположность слоистой текстуре ангидритов формации Кастил в эвапоритах Бакнер текстура ангидрита преимущественно желваковая. Только в нижней части толщи встречен слоистый ангидрит с прослоями соли. Не указывая мощность этих ангидритов, Дикинсон утверждает, что, так как последние залегают совместно с желваковым ангидритом и микрокристаллическим доломитом, они не могут иметь значительную мощность. Мощность слоя соли достигает 10 м. Следовательно, отложения Бакнер представляют собой эвапоритовые верхнеприливные осадки приливо-отливной террасы. В палеогеографическом плане данный район скорее всего представлял собой прибрежную равнину с неглубокими солеными озерами, климат был аридным или семиаридным. Считать, что эвапориты Бакнер отлагались в условиях сверхсоленой лагуны или изолированного бассейна, значит неверно истолковывать палеогеографические условия.

ВЫХОДЫ ЭВАПОРИТ-КАРБОНАТНЫХ ПОРОД БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ НА ПОВЕРХНОСТЬ

Эвапорит-карбонатные осадки береговой зоны, выходящие на поверхность, более подвержены процессам диагенеза, чем большинство других пород. Кроме обычного выветривания, на эвапориты почти всегда воздействуют процессы растворения. Растворение, по-видимому, обусловлено подтоком пресных вод. На нижеприводимых примерах будут рассмотрены текстурные особенности карбонатов, а затем процессы выщелачивания эвапоритов.

Формация Манлиес (нижний девон), штат Нью-Йорк. Исследования в штате Нью-Йорк [31] показали, что накопление осадков формации происходило в условиях переходных от морских к верхнеприливным. Для обозначения морских условий Ла-Порт [31] использует термин «субтайдиальный» и следующие критерии для выделения обстановок осадконакопления:

Верхнеприливная	<ol style="list-style-type: none"> 1. Доломитовые слоистые илистые осадки 2. Трещины усыхания 3. Текстура типа «птичьих глазки» 4. Редкие ископаемые организмы (остракоды) 5. Водорослевые слои 6. Ходы зарывающихся организмов
Среднеприливная	<ol style="list-style-type: none"> 1. Переслаивание пеллетовой глинисто-мергельной породы и органогенного калькаренита 2. Отдельные галечниковые конгломераты и трещины усыхания 3. Фауна однообразная, обильно развиты отдельные виды 4. Остракоды, тентакулииды, брахиоподы 5. Водорослевые строматолиты и онколиты
Морская (субтайдиальная)	<ol style="list-style-type: none"> 1. Пеллетовая глинисто-мергельная порода и рифовые биостромы 2. Биота разнообразна и обильна: строматопорониды, четырехлучевые кораллы, брахиоподы, остракоды, улитки и всевозможные водоросли

В данном разрезе вообще отсутствуют эвапориты; лишь доломит в рассеянном виде встречен в верхнеприливных породах. Характер регионального распределения фаций свидетельствует о морском накоплении осадков в условиях защищенной лагуны. Подробно в данном исследовании изучены среднеприливные осадки. Эти фации (фиг. 33) чаще перекрываются морскими осадками, а не верхнеприливными, как бывает в нормальных седиментологических разрезах. Конечно, среднеприливные осадки не должны перекрываться верхнеприливными, но поскольку встречено это нарушение, следует признать, что одним из убедительных критериев стало меньше. Основными критериями в данном случае были водорослевые строматолиты и трещины усыхания. Водорослевые строматолиты представлены онколитами и ветвящимися видами, но не таблитчатыми или шапкообразными типами.



Фиг. 22. Сводный разрез формации Синди, группа Эль-Пасо, Техас.

Пример разреза карбонатных отложений береговой зоны. Верхнеприливные фаши: I — песчаный доломит с горизонтальной слоистостью, слои литокластов, конкреционная текстура, прерывистые слои аргиллита, пятнистая текстура, неравномерная слоистость; II — переслаивание массивного и неравномернослоистого песчаного доломита; III — доломит неравномернослоистый. Фаши баров и каналов: песчаная доломитизированная порода, средняя и мелкая фестончатая косая слоистость. Морские фаши: темный доломитизированный доломит с ископаемой фауной.

Они встречаются в подошве среднеприливной пачки, перекрывающей доломит Рондонт. Повсеместно в пачке отмечены трещины усыхания.

Эти породы слишком насыщены ископаемыми остатками, чтобы их можно было отнести к верхнеприливным, поэтому вопрос сужается, т. е. следует определить, являются они среднеприливными или морскими. Ла-Порт обходит этот вопрос, не указывая точно периодичности приливов: суточные они, месячные или годовые? Например, трещины усыхания могли образоваться в течение сезонных низких приливов. По-видимому, не найдется убедительных доказательств того, что эти породы, за исключением водорослевых строматолитов в подошве толщи, отлагались в промежутки между суточными колебаниями прилива (в данной статье — среднеприливные). Более вероятными можно считать условия неглубоких, изолированных морских бассейнов, где осадки, вероятно, обнажались в периоды аномально низких приливов, а не условия приливо-отливной террасы. Образование водорослевых строматолитов происходило скорее в условиях полной трансгрессии, чем в условиях размыва и регрессии на приливо-отливной террасе.

Группа Эль-Пасо (нижний ордовик), западный Техас. Группа Эль-Пасо нижнеордовикского возраста подразделена на более мелкие стратиграфические единицы на основе изучения осадков береговой линии [38]. Одна из этих единиц, названная «формация Синди», представлена песчаным доломитом. Сводный разрез ее описан ниже (фиг. 22).

Обстановка

Характерные особенности

Верхняя пачка, 21 м Верхнеприливная (см. фиг. 23 и 24)

Неравномерная слоистость
Литокласты
Водорослевые строматолиты LLN
Отдельные трещины усыхания
Тонкие песчаные слои
Отсутствие ископаемой фауны

Средняя пачка, 9 м Прибрежные бары и каналы (фиг. 25)

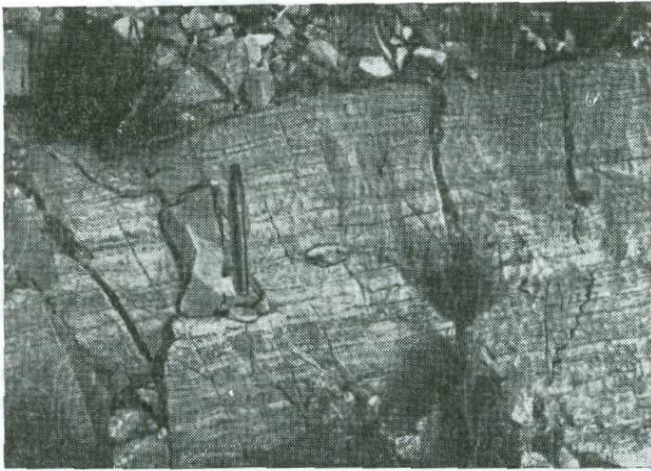
Средняя и мелкая зернистость
Литокласты песка

Нижняя пачка, 4,5 м Верхнеприливная

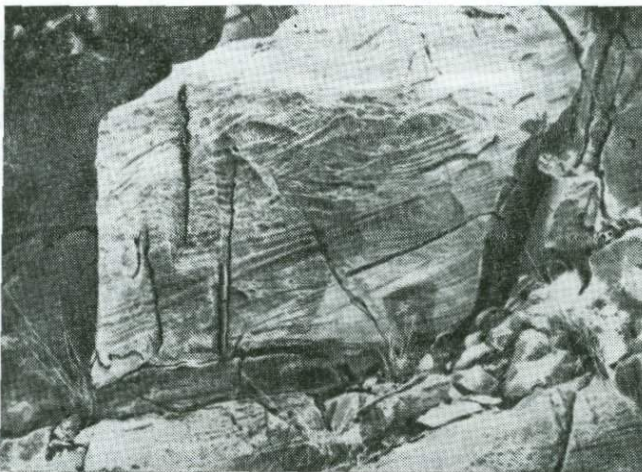
Пеллетоидная зернистость
Рассеянные остатки фауны
Прерывистые тонкие слои
Горизонтальная слоистость
Литокласты
Ходы зарывающихся организмов
Отсутствие ископаемой фауны



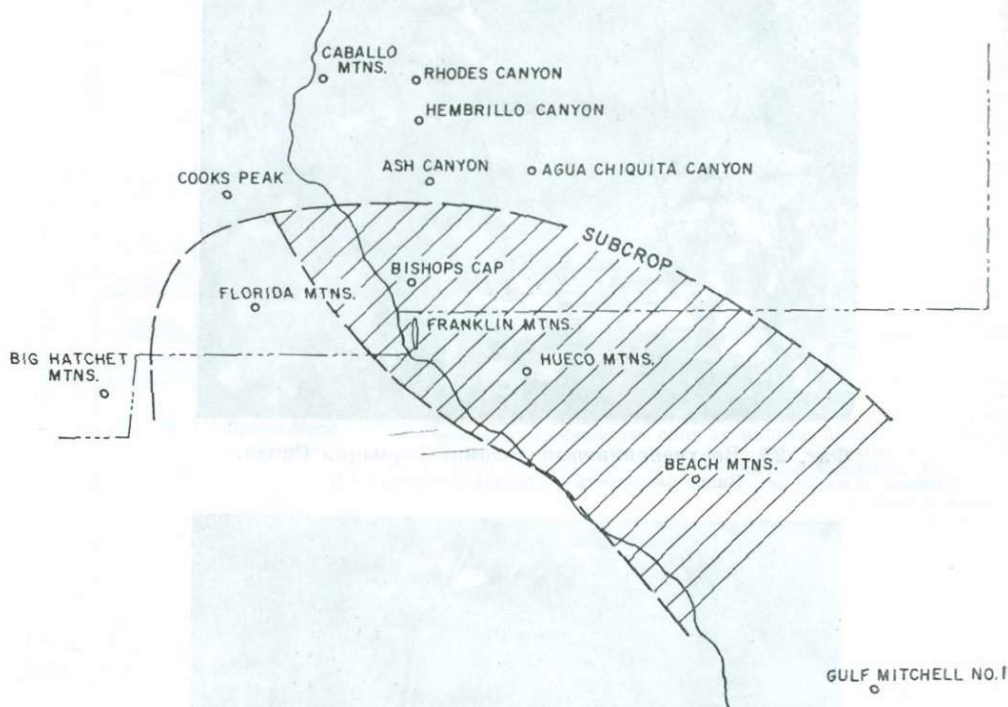
Фиг. 23. Верхнеприливный доломит формации Синди.
Видна слоистость и строматолит типа LLH.



Фиг. 24. Верхнеприливный слоистый доломит формации Синди.

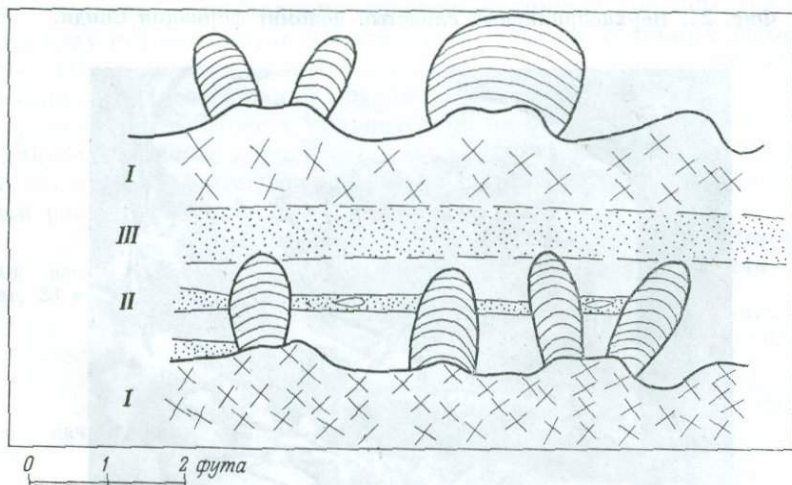


Фиг. 25. Косослоистый песчаный доломит формации Синди.



Фиг. 26. Карта распределения приливо-отливных осадков формации Синди и ее эквивалентов, группа Эль-Пасо. Пунктирной линией и штриховкой показан район распространения приливо-отливных отложений.

Береговые осадки такого типа развиты на значительной территории и легко коррелируются между собой. Они накапливались в результате размыва берега большой протяженности и указывают на существование обширной карбонатной прибрежной равнины (фиг. 26). Доломитовый состав осадков позволяет предполагать эвапоритовые условия их накопления. Однако



Фиг. 27. Расположение жезловидных строматолитов типа SH-V на твердом дне в нижней части группы Эль-Пасо.

I — пятнистый известняк, доломит, кремни; II — строматолиты в известковистом аргиллите; III — пеллетовая нецементированная порода.

эвапориты здесь не обнаружены и даже следов их присутствия или размыва также не установлено.

Водорослевые строматолиты верхнеприливной зоны представлены типом LLH (фиг. 23). Помимо этого, в известняках с фауной встречены водорослевые строматолиты SH-V-типа (фиг. 27). Водорослевые строматолиты начинали расти на обнаженном твердом дне, затем засыпались карбонатным песком с известковым илом и среднезернистыми осадками (wackestone) с ископаемой фауной, затем снова поверхность осадков обнажалась, нарастали новые строматолиты и также заносились осадками. Все это позволяет предполагать общую трансгрессию, в процессе которой среднеприливные водорослевые строматолиты перекрывались морскими осадками. Такой разрез напоминает толщу среднеприливных пород, описанную Ла-Портом [31].

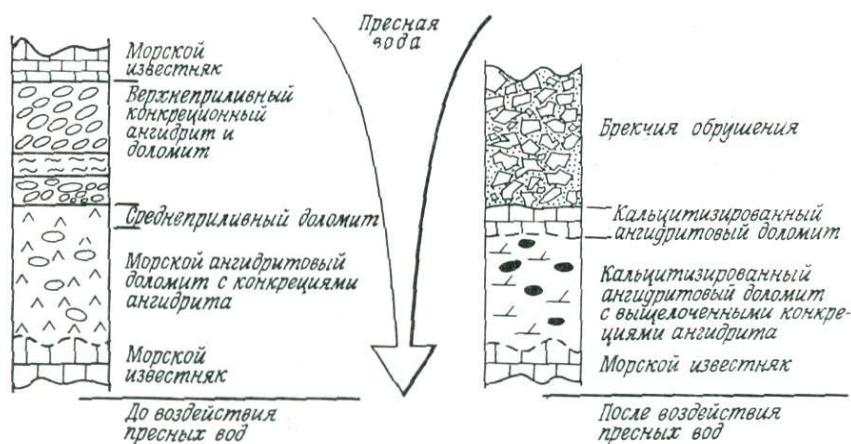
Известняк Нью-Маркет (средний ордовик), западный Мэриленд. Некоторые особенности отложений приливо-отливной террасы среднего ордовика в западном Мэриленде описаны Маттером [38]:

<i>Обстановка</i>	<i>Характерные особенности</i>	<i>Литология</i>
Марш	Комковатый известняк Знаки ряби Трещины усыхания Обломки ископаемой фауны	} Доломит и известняк
Верхнеприливная	Слоистость невыдержанная Трещины усыхания Очень мало ископаемой фауны	
Среднеприливная	Строматолиты (LLH) Полосчатые Трещины усыхания Знаки ряби Текстура «птичьих глазки» Угловатые конгломераты Очень мало ископаемой фауны	} Доломит и известняк
Морская	Интракластические слои Биокластические слои Онколиты, ходы организмов и остатки ископаемой фауны	

Термин «марш» Маттер заимствовал из работы Ван-Страатена [50], в которой под маршем, в сущности, подразумевается верхнеприливная субобстановка в современном ее понимании. Однако комковатые известняки, описанные Маттером, содержат слишком много фауны, чтобы их можно было отнести к верхнеприливному осадкам. Трудность их отнесения к морским осадкам заключается в том, что формирование разбитых, комковатых известняков неизменно требует наличия процессов высыхания. В настоящее время генезис подобной текстуры еще не совсем ясен.

Известняк Джефферсонвилл (средний девон), Индиана. Известняк Джефферсонвилл (средний девон), выходы которого известны в Индиане, описан в последних работах Перкинса [42] и Блука [6]. По-видимому, слоистая зона, выделенная Перкинсом, соответствует микрофациям 1, 2 и 3 Блука. Перкинс определяет обстановку накопления данного известняка как шельфовую лагуну, а Блук считает ее илистой озерной равниной. Очевидно, и то и другое соответствует верхнеприливной субобстановке, как она понимается в данной статье. Известняки Джефферсонвилл характеризуются следующими текстурными особенностями верхнеприливных пород.

1. Неравномерная слоистость.
2. Текстура «птичьих глазки».
3. Трещины усыхания.
4. Галечниковые конгломераты или брекчии.
5. Брекчии смятия.
6. Ископаемой фауны мало.
7. Водорослевый войлок и строматолиты.



Фиг. 28. Изменения, происходящие в эвапорит-карбонатных отложениях береговой линии при воздействии пресных вод.

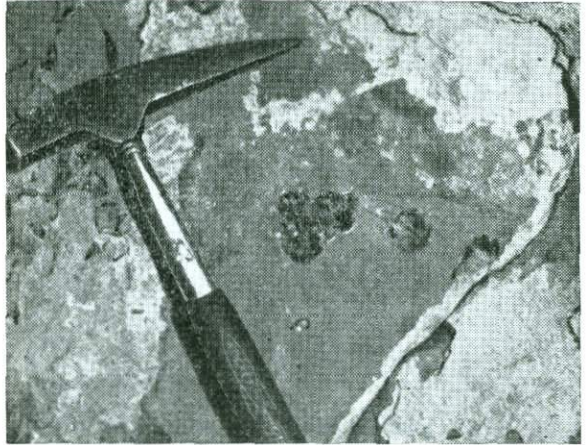
В приливо-отливных и озерных фациях доломита больше, чем в морских [42]. Как Перкинс, так и Блук отмечали замещение гипса и доломита кальцитом. Встречаются брекчии смятия, образованные в результате перемещения эвапоритов.

Обнажения эвапоритов. Доломит и ангидрит на глубине обычно ассоциируются с осадками береговой зоны, однако это не всегда можно проследить в обнажениях, поскольку эвапориты размываются потоками пресных вод. В результате растворения ангидрита и гипса образуются каверны, в которых иногда образуются брекчии обрушения (фиг. 28), а иногда они заполняются кальцитом и первичным осадком. В процессе кальцитизации гипса (ангидрита?) и доломита образуется известковый доломит или известняк вместо ангидритового или гипсоносного доломита.

Грунтовые воды обычно растворяют пласты ангидрита, гипса и соли, что приводит к образованию каверн, а в результате обрушения последних формируются брекчии. Как указывал Стантон [51], обрушение скорее всего происходит еще в процессе растворения эвапоритов, до полного растворения пласта. Возникают две основные проблемы: 1) доказать, что брекчии образовались в результате выщелачивания эвапорита, и 2) определить генезис выщелоченного (исчезнувшего) эвапорита. Наиболее убедительные доказательства того, что данная брекчия образовалась вследствие растворения эвапоритов, можно получить при сопоставлении брекчированных слоев с породами, залегающими на глубине. Другим надежным критерием могут служить стратиграфическое согласие с морскими и приливыми карбонатами и некоторые другие признаки эвапоритов, упоминаемые ниже. Особенно сложно определить генезис выщелоченного эвапорита, поскольку это можно сделать только по косвенным данным.

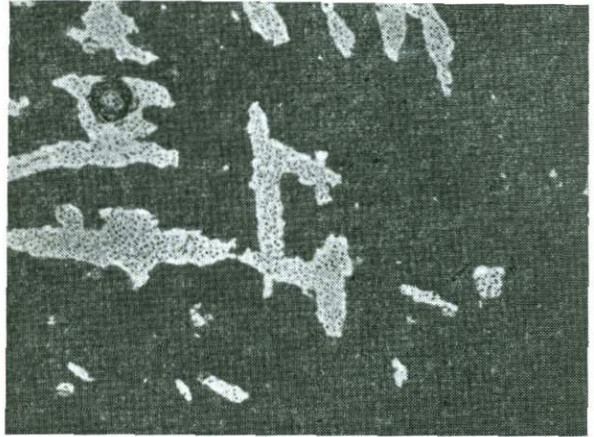
На месте изолированных конкреций и кристаллов замещения или порового выполнения при выщелачивании образуются пустоты. На фиг. 29 видны пустоты от выщелоченных конкреций ангидрита в обнажении формации Сан-Андреас (пермь) в Нью-Мексико. Форма этих пустот напоминает конкреции ангидритов, обнаруженные на глубине (фиг. 7). Особенно обращает на себя внимание лопастная конфигурация и внутренняя септа. Мерреем [40] обнаружены ангидритовые слепки в пустотах от выщелачивания ангидритовых кристаллов замещения (фиг. 30). Доказательством такого образования этих слепков могут служить их ровные края и прямоугольные очертания, типичные для замещенных кристаллов ангидрита. Однако эти пустоты могут быть выполнены и любым другим материалом.

Фиг. 29. Пустоты от выщелачивания ангидрита в доломите Сан-Андреас, Нью-Мексико. Заметны лопастевидные очертания и внутренние септа.



Фиг. 30. Замещение кристаллов ангидрита (гипса?) в миссисипском известняке, Монтана.

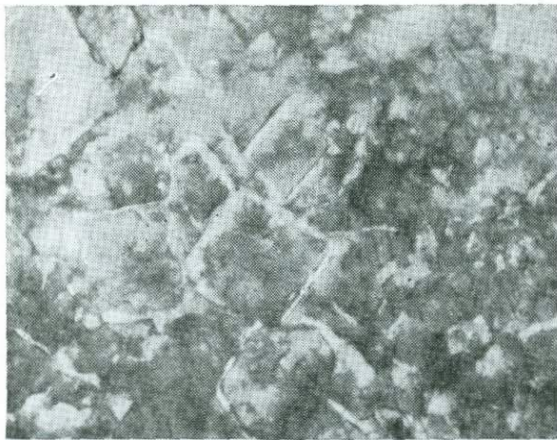
Видны ровные края и прямоугольные повторные внедрения.



Процесс кальцитизации, обусловленный выщелачиванием эвапоритов, не столь хорошо обоснован фактическими данными, как сам процесс выщелачивания. Ранее автором [34] была описана в качестве примера кальцитизация доломита и ангидрита-гипса в обнажении формации Тансилл (пермь). Брэддок и Боулз [8] обнаружили кальцитизацию доломита в формации Миннелуза в районе Блэк-Хилс, обусловленную воздействием слабоминерализованных кальций-магниевых вод. Здесь вследствие растворения гипса близ земной поверхности формировались воды с высоким содержанием Са и Mg. Эти исследователи основное внимание уделяли процессу дедоломитизации, хотя по их микрофотографиям можно предполагать кальцитизацию ангидрита или гипса. Де-Гроот [15] показал, что высокое отношение Са/Mg, возникшие в результате растворения гипса пресными водами, может быть причиной превращения доломита в кальцит. В результате проведенных опытов он установил три необходимых условия для кальцитизации доломита:

1. Высокую скорость потока вод, способствующую сохранению малого значения Mg/Ca.
2. Остаточное давление двуокиси углерода значительно ниже 0,5 атм.
3. Температуру не более 50°C.

«Текстурным» признаком процесса кальцитизации можно считать присутствие псевдоморфоз кальцита и доломита. Эвами [19] отмечает, что около некоторых кристаллов доломита, замещенного кальцитом, доломит сохра-



Фиг. 31. Скелетные кристаллы доломита (белый цвет) в мозаичном кальците (темный цвет), формация Джипсем-Спрингс, Вайоминг.

Считается, что доломит замещается кальцитом.

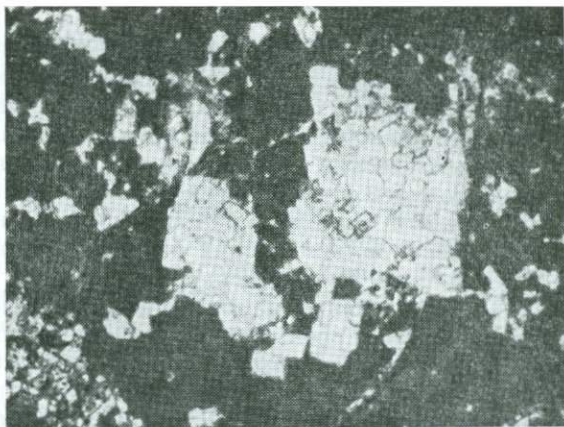
няется в форме четкой каемки вокруг непрозрачного центра и в виде остаточной седиментационной текстуры доломитизированной породы. Как указывал Эвами, необходимо различать кальцит замещения и кальцит порового выполнения: кальцит замещения с равномернозернистой текстурой, в то время как для кальцита порового выполнения свойственно увеличение размера кристаллов от стенки псевдоморфозы к центру [4]. Пример кальцитизированного доломита формации Джипсем-Спрингс из штата Вайоминг показан на фиг. 31. Здесь реликтовые каемки доломита сохранились в мозаичном поле кальцита. Возникает вопрос, замещается доломит кальцитом, или наоборот? Обычно доломитизация крупных кристаллов кальцита начинается с внешнего края и развивается далее либо по пути увеличения кристаллов доломита, либо в виде псевдоморфного замещения кристаллов кальцита [35]. Поскольку в данном случае не отмечены подобные взаимоотношения, то можно считать, что доломит замещается кальцитом.

В кальцитизированном ангидрите или гипсе наблюдаются текстуры замещения. Замещенный ангидрит-гипс обычно содержит включения небольших кристаллов доломита и имеет прямоугольные очертания и ровные края. Однако большая часть выделений ангидрит-гипса как при замещении, так и в поровом выполнении не имеет подобных очертаний. Полагают, что отдельные кристаллы кальцита, мозаичные выделения его с прямоугольными очертаниями и включения доломита образовались в результате кальцитизации ангидрита-гипса замещения (фиг. 32). По-видимому, конкреции ангидрита-гипса также могут кальцитизироваться. Лопастные очертания выделений, пучки и каемки кристаллов доломита по краям их (фиг. 33) послужили критериями для утверждения, что здесь мозаичный кальцит развился по ангидрит-гипсовой конкреции. Чаще всего кальцитизированный ангидрит-гипс представляет собой либо агрегат равнозернистого кальцита с мозаичной текстурой, либо единичный кристалл кальцита. Текстура кальцита выполнения в пустотах от ангидрит-гипса сходна с описанной Батхерстом [4]. Изображенный на фиг. 34 агрегат кристаллов представлен именно таким кальцитом выполнения пор (о чем свидетельствуют увеличение размеров кристаллов от стенки к центру, и прямые углы, и ровные края очертаний).

Недавно были опубликованы две статьи по вопросу об условиях залегания эвапоритов на поверхности: одна из них, Армстронга [2], посвящена анализу формации Арройо-Пенаско (миссисипий) в северо-центральной части Нью-Мексико, а другая, Фишера и Родда [21], — осадкам формации Эдвардс (нижний мел) в Техасе. Армстронгом установлено, что брекчии сматия в формации Арройо-Пенаско были образованы в результате растворения верхнеприливных слоев гипса. Лежащие выше с несогласием пенсильван-

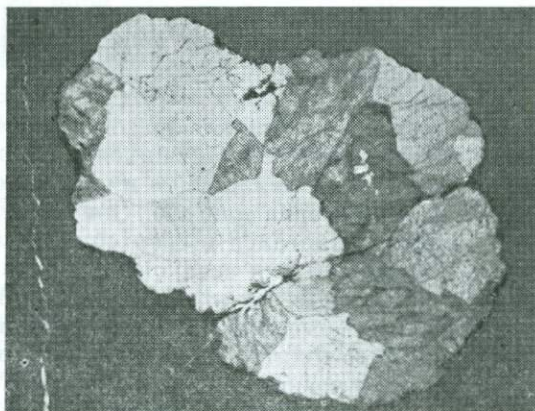
Фиг. 32. Мозаичный кальцит (светлые пятна), образовавшийся в результате кальцитизации кристаллов замещения ангидрита (гипса?), миссисипский известняк, Монтана.

Видны ровные края и прямоугольные повторные внедрения кальцитовой мозаики.



Фиг. 33. Кальцитизированная ангидритовая конкреция в доломите, меловой возраст, Техас.

Видны мозаичная текстура лопастевидные очертания кальцита и темные вкрапления доломита в кальците.



Фиг. 34. Пустоты от растворения ангидрита, заполненные кальцитом, миссисипский известняк.

По мере удаления от стенок размер кристаллов увеличивается. Видны прямоугольные очертания пустот.



ские слои послужили источником пресных вод, размывающих гипс. По мере насыщения сульфатом кальция воды просачивались сквозь подстилающий ангидритовый или гипсоносный доломит, они кальцитизировали или растворяли гипс-ангидрит и частично кальцитизировали доломит. В результате образовался весьма интересный тип известняка, залегающий непосредственно под брекчией обрушения, которая представляет собой по существу кальцитизированный ангидритовый или гипсоносный доломит.

Процесс кальцитизации является обратным по отношению к процессу доломитизации. Вместо испарения морской воды и осаждения гипса, приводящих к образованию насыщенных магний-кальциевых вод, способствующих доломитизации, пресные воды, растворяя гипс, дают слабоминерализованные магний-кальциевые воды, способствующие кальцитизации доломита. Продуктом доломитизации являются пласты эвапоритов. В результате дедоломитизации формируются пласты брекчий. Приток сверхсоленых морских вод приводит к образованию в гипсе (ангидрите?) желваковых текстур и текстур замещения или выполнения пор. Пресные воды выщелачивают и кальцитизируют гипс-ангидрит, вследствие чего образуется кальцит замещения и выщелачивания пор. Приливы обуславливают превращение известкового осадка в гипсоносный доломит; пресные воды, наоборот, способствуют переходу гипсоносного доломита в известняк.

Выделение Фишером и Родда [21] «лагуны Кирхберг» в центральном Техасе проведено главным образом на основе установления генезиса и характера распределения обрушившихся вследствие растворения эвапоритов пачек. В центральной части «лагуны» ими выделено четыре такие пачки, а по периферии — только одна или две. Они установили, что данный эвапорит мелового возраста отлагался в сверхсоленой лагуне, в то время как Армстронг считает эвапориты для осадков миссисипского возраста верхнеприливыми. Поскольку никаких конкретных сведений о текстуре эвапорита не имеется, то возможны любые выводы. Армстронгом [2] в эвапорите обнаружены водорослевые строматолиты, свидетельствующие об осадконакоплении в приливоотливной обстановке. Фишер и Родда [21] предполагали, что характер распределения доломита позволяет говорить о лагунных условиях, поскольку он подобен описанному Адамсом и Родсом [1] для пермских осадков западного Техаса. На основе накопленных данных по месторождению Фланаган мы пришли к выводу, что эти пермские отложения являются скорее продуктом верхнеприливной доломитизации, чем лагунными осадками. Существовала ли когда-либо «лагуна Кирхберг», предстоит еще выяснить. Есть подозрения, что она может оказаться островом Кирхберг или прибрежной равниной.

ВЫВОДЫ

Береговую линию можно выделить во многих разрезах карбонатных пород. Она располагается непосредственно ниже верхнеприливных отложений, которые легко определить по следующим критериям, перечисленным в порядке их значимости:

1. Неравномерная слоистость.
2. Редкая фауна или отсутствие ее.
3. Текстура, вызванная процессами усыхания.
4. Трещины усыхания.
5. Водорослевые строматолиты типа LLH.
6. Литокластические конгломераты.
7. Ассоциация с мелководными морскими осадками.

Среднеприливную зону, которая практически соответствует береговой линии, выделить гораздо труднее в силу сходства ее осадков с морскими. Если в море не было приливов, то не должны были накапливаться и межпри-

ливные осадки. Там, где они наблюдаются, можно использовать следующие критерии для их выделения (перечислены в порядке значимости):

1. Залегание непосредственно под верхнеприливыми осадками.
2. Водорослевые строматолиты.
3. Морской фауны немного.
4. Малочисленные ходы зарывающихся организмов.

Эвапориты, главным образом гипсы и ангидриты, приурочены к карбонатным осадкам береговой зоны. Гипс и ангидрит образуются в результате осаждения застойных вод или вследствие выпадения в осадок из поровых вод. Гипс и ангидрит первого типа характеризуются слоистой или полосчатой текстурами. Гипс и ангидрит второго типа обладают целым рядом других текстурных форм. К их числу относятся изолированные или сочленяющиеся желваки, кристаллы замещения и кристаллы порового выполнения.

Ограничение циркуляции морской воды, необходимое при интенсивном испарении для насыщения ее гипсом или ангидритом, может происходить по двум причинам. Во-первых, вследствие слабой проницаемости осадков приливо-отливной террасы. Осадки, залегающие на приливо-отливной террасе и под ней, покрываются водами моря, сообщение которых с океаном ограничено из-за слабой проницаемости самого осадка. В результате испарения морской воды на верхнеприливной поверхности концентрируются рассолы и образуются всевозможные импреньированные текстуры гипса (и ангидрита?), формируются сверхсоленые озера в ограниченных барьером понижениях. Аккумуляция полосчатого и слоистого гипса (ангидрита) происходит в результате испарения морской воды и грунтовых вод с поверхности сверхсоленого озера. Второй причиной ограничения циркуляции вод является сужение канала, связывающего океан с лагуной (изолированным бассейном). Отношение площади поверхности такого бассейна к площади поперечного сечения канала, связывающего его с океаном, должно составлять 10^6 и больше, для того чтобы морская вода могла стать насыщенной относительно гипса. В качестве примера можно привести максимальный размер канала, связывающего бассейн Делавэр с открытым океаном в течение накопления ангидрита формации Кастил: ширина его достигала 5 км, а глубина 6 м, площадь поверхности моря Кастил была около 33 200 км².

Исследования ангидритов, залегающих на глубине, показали, что большая часть залежей ангидритов и гипсов формировалась либо в верхнеприливных карбонатных осадках и под ними, либо в ограниченных барьером озерах на поверхности этих осадков. Эти эвапориты являются продуктом верхнеприливной прибрежно-равнинной обстановки. Однако мощные разрезы слоистого ангидрита-гипса, подобные ангидриту Кастил, мощные толщи соли, очевидно, отлагались в крупных, достаточно глубоких бассейнах. Было бы ошибкой относить их к верхнеприливым, прибрежно-равнинным осадкам. Образование мощных пластов гипса происходило, вероятно, в условиях относительно небольшого открытого сообщающегося с океаном канала, а формирование мощных пластов соли, по-видимому, происходит в условиях крупного, достаточно глубокого бассейна, изолированного от океана. Источниками солей могли быть грунтовые воды или морская вода.

Эвапориты в обнажениях обычно представлены в виде: 1) брекчий смятия, 2) отпечатков ангидрит-гипсовых желваков, кристаллов замещения и порового выполнения и 3) кальцитизированного ангидрит-гипса. Доломит, встречающийся в эвапорит-карбонатных отложениях береговой зоны, в обнажениях обычно кальцитизирован. Все это связано с выщелачиванием гипса и ангидрита пресными водами. В результате этого процесса в осадках образуются пустоты и брекчии обрушения, а также формируются высокоминерализованные кальций-магниевого воды, вызывающие кальцитизацию пород. Просачивание пресных вод через эвапорит-карбонатные породы береговой зоны вызывает превращение ангидрита, гипса и доломита в известняки.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Adams J. E., Rhodes M. L.*, Dolomitization by seepage refluxion, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 44, p. 1912—1920, 1960.
2. *Armstrong A. K.*, Biostratigraphy and carbonate facies of the Mississippian Arroyo Penasco Formation, north-central New Mexico, Memoir 20, New Mexico State Bureau of Mines and Mineral Res., Socorro, New Mexico, 1967.
3. *Ball M. M., Shinn E. A., Stockman K. W.*, Geologic effects of hurricane «Donna» (Abst.), Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 47, p. 349, 1963.
4. *Bathurst R. G. C.*, Diagenetic fabrics in some British Dinantian limestones, Liverpool and Manchester Geol. Journ., 2, part I, 1958.
5. *Bellamy C. F.*, A description of the salt-lake of Larnaca in the island of Cyprus, Quart. Journ. Geol. Soc. London, 56, p. 747—558, 1900.
6. *Bluck B. J.*, Sedimentation of middle Devonian carbonates, southeastern Indiana, Journ. Sedimentary Petrol., 35, p. 656—682, 1965.
7. *Bowles C. G., Braddock W. A.*, Solution breccias of the Minnelusa Formation in the Black Hills, South Dakota and Wyoming, U. S. Geol. Survey Prof. Paper 475-C, p. C91-C95, 1963.
8. *Braddock W. A., Bowles C. G.*, Calcitization of dolomite by calcium sulfate solutions in the Minnelusa Formation, Black Hills, South Dakota and Wyoming, U. S. Geol. Survey Prof. Paper 475-C, p. C96-C99, 1963.
9. *Bramkamp R. A., Powers R. W.*, Two Persian Gulf lagoons (Abst.), Journ. Sediment. Petrol., 25, p. 139, 1955.
10. *Briggs L. I.*, Evaporate facies, Journ. Sediment. Petrol., 28, p. 46—56, 1958.
11. *Campbell C. F.*, Depositional environments of Phosphoria Formation (Permian) in southeaster Bighorn Basin, Wyoming, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 46, p. 478—503, 1962.
12. *Curtis R., Evans G., Kinsman D. J. J., Shearman D. J.*, Association of dolomite and anhydrite in the Recent sediments of the Persian Gulf, Nature, 197, p. 679—680, 1963.
13. *Davies G. R.*, Carbonate bank sedimentation, eastern Shark Bay, Western Australia, in: *Logan B. W; et al.*, Carbonate sedimentation and environments, Shark Bay, western Australia, Am. Assoc. Petroleum Geologists Memoir 13 p., 1970.
14. *Deffeyes K. S., Lucia F. J., Weyl P. K.*, Dolomitization of Recent and Plio-Pleistocene sediments by marine evaporite waters on Bonaire, Netherlands Antilles, in: Dolomitization and limestone diagenesis, a symposium, Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists, Spec. Publ. 13, p. 71—88, 1965.
15. *De Groot K.*, Experimental dedolomitization, Journ. Sediment. Petrol., 37, p. 1216—1220, 1967.
16. *Dellwig L. F.*, Origin of the saline salt of Michigan, Journ. Sediment. Petrol., 25, p. 83—110, 1955.
17. *Dickinson K. A.*, Petrology of the Buckner Formation in adjacent parts of Texas, Louisiana, and Arkansas, Journ. Sediment. Petrol., 38, p. 555—567, 1968.
18. *Emery K. O.*, Sediments and waters of Persian Gulf, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 40, p. 2354—2383, 1956.
19. *Evamy B. D.*, Dedolomitization and the development of rhombohedral pores in limestones, Journ. Sediment. Petrol., 37, p. 1204—1215, 1967.
20. *Fischer A. G.*, The lofer cyclothem of the Alpine Triassic, p. 107—105, in: Symposium on cyclic sedimentation, Geol. Survey Kansas Publ. Bull. 169, 1964.
21. *Fisher W. L., Rodda P. U.*, Stratigraphy and genesis of dolomite, Edwards Formation (Lower Cretaceous) of Texas, Proceedings of the Third Forum on Geology of Industrial Minerals, 1967, Geol. Survey Kansas Spec. Distrib. Publ. 34, p. 52—75, 1967.
22. *Fisk H. N.*, Padre Island and the Laguna Madre flats, coastal south Texas, Nat. Assoc. Sci.—Nat. Res. Coun., 2nd Coastal Geogr. Conf., 1959.
23. *Ginsburg R. N.*, Ancient analogues of recent stromatolites, XXI Intern. Geol. Congr., part 22, p. 26—35, 1960.
24. *Goldberg M.*, Supratidal dolomitization and dedolomitization in Jurassic rocks of Hamakhtesh Hagatan, Israel, Journ. Sediment. Petrol., 37, p. 760—773, 1967.
25. *Grabau A. W.*, Principles of Stratigraphy, Dover Publ., Inc., New York, 1924.
26. *Hedgpeth J. W.*, The Laguna Madre of Texas, Trans. Twelfth North Am. Wildlife Conf., 1947.
27. *Hofmann H. J.*, Mud cracks in the Ordovician Maysville Group, Journ. Geol., 72, p. 638—641, 1964.
28. *Illing L. V., Wells A. J., Taylor J. C. M.*, Penecontemporary dolomite in the Persian Gulf, in: Dolomitization and limestone diagenesis, a Symposium, Soc. Econ. Paleont. Mineralogists Spec. Publ. 13, p. 89—111, 1965.
29. *Kerr S. D., Jr., Thomson A.*, Origin of nodular and bedded anhydrite in Permian shelf sediments Texas and New Mexico, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 47, p. 1726—1732, 1963.
30. *King R. H.*, Sedimentation in Permian Castile Sea, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 31, p. 470—477, 1947.

31. *LaPorte L. F.*, Carbonate deposition near mean sea-level and resultant facies mosaic; Manlius Formation (Lower Devonian) of New York State, *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 51, p. 73—101, 1967.
32. *Logan B. W.*, Cryptozoan and associate stromatolites from the Recent, Shark Bay, western Australia, *Journ. Geol.*, 69, p. 517—533, 1961.
33. *Logan B. W.*, *Rezak R.*, *Ginsburg R. N.*, Classification and environmental significance of algal stromatolites, *Journ. Geol.*, 72, p. 68—83, 1964.
34. *Lucia F. J.*, Dedolomitization in the Tansill (Permian) Formation, *Am. Bull.*, 72, p. 1107—1110, 1961.
35. *Lucia F. J.*, Diagenesis of a crinoidal sediment, *Journ. Sediment. Petrol.*, 32, p. 843—865, 1962.
36. *Lucia F. J.*, Recent Sediments and Diagenesis of South Bonaire, Netherlands Antilles, *Journ. Sediment. Petrol.*, 38, p. 848—858, 1968.
37. *Lucia F. J.*, Sedimentation and paleogeography of the El Paso Group, West Texas Geol. Soc. Guidebook, Delaware Basin Exploration, West Texas Geol. Soc. Publ. № 68-55, p. 61—75, 1968.
38. *Matter A.*, Tidal flat deposits in the Ordovician of western Maryland, *Journ. Sediment. Petrol.*, 37, p. 601—609, 1967.
39. *Morris R. C.*, *Dickey P. A.*, Modern evaporite deposition in Peru, *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 41, p. 2467—2474, 1957.
40. *Murray R. C.*, Origin and diagenesis of gypsum and anhydrite, *Journ. Sediment. Petrol.*, 34, p. 512—523, 1964.
41. *Neumann A. C.*, *Ball M. M.*, Submersible observations in the Straits of Florida: geology and bottom currents, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81, p. 2861—2874, 1970.
42. *Perkins R. D.*, Petrology of the Jeffersonville Limestone (Middle Devonian) of southeastern Indiana, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 74, p. 1335—1354, 1963.
43. *Phleger F. B.*, *Ewing G. C.*, Sedimentology and oceanography of coastal lagoons in Baja California, Mexico, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 73, p. 145—182, 1962.
44. *Phleger F. B.*, A modern evaporite deposit in Mexico, *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 53, p. 824—829, 1969.
45. *Roehl P. O.*, Stony Mountain (Ordovician) and Interlake (Silurian) facies analogs of recent low-energy marine and subaerial carbonates, Bahamas, *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 51, p. 1979—2032, 1967.
46. *Schenk P. E.*, The Macumber Formation of the Maritime Provinces, Canada — A Mississippian analogue to recent strand-line carbonates of the Persian Gulf, *Journ. Sediment. Petrol.*, 37, p. 365—376, 1967.
47. *Shinn E. A.*, Recent dolomite, Sugarloaf Key, South Florida carbonate sediments, Guide Book Trip № 1, *Geol. Soc. Am. Annual Conv.*, p. 62—67, 1964.
48. *Shinn E. A.*, *Ginsburg R. N.*, *Lloyd R. M.*, Recent supratidal dolomite from Andros Island, Bahamas, in: Dolomitization and limestone diagenesis, a symposium, *Soc. Econ. Paleontol. Mineralogists Spec. Publ.* 13, p. 112—123, 1965.
49. *Shinn E. A.*, Practical significant of birdseye structures in carbonate rocks, *Journ. Sediment. Petrol.*, 38, p. 215—223, 1968.
50. *Straaten L. M. J. van*, Composition and structure of recent marine sediments in the Netherlands, *Leidse Geol. Mededel.*, 19, p. 1—110, 1954.
51. *Stanton R. J., Jr.*, The solution brecciation process, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 77, p. 843—848, 1966.
52. *Sugden W.*, The hydrology of the Persian Gulf and its significance in respect to evaporite deposition, *Am. Journ. Sci.*, 261, p. 741—755, 1963.
53. *Sverdrup H. U.*, *Johnson M. W.*, *Fleming R. H.*, The oceans — their physics, chemistry, and general biology, Prentice-Hall, Inc., New York, 1946.

К. Дикинсон, Г. Беррихилл мл., Ч. Холмс

ВВЕДЕНИЕ

При изучении современных береговых линий геологи направляют свое внимание главным образом к тем участкам побережий, где сочетание различных элементов кажется особенно благоприятным для формирования залежей нефти, это в первую очередь прибрежные острова и сопредельные внутрибереговые лагуны или заливы. В непосредственной близости к ним залегают потенциальные породы-коллекторы, представленные поровыми и порнищаемыми баровыми песками, потенциальные покрывки и нефтегазоматеринские толщи, представленные обогащенными органикой мелкозернистыми осадками лагун и открытого моря. Казалось бы, что при тесной взаимосвязи таких диагностических параметров их достаточно легко выявить в разрезе как под землей, так и в обнажениях, тем не менее выделение области побережья и особенно тел песчаников, образующих в палеоплане барьерные острова, все еще остается сложной задачей. Распознавание палеобереговой линии в разрезах затрудняют три фактора: 1) береговая линия в какой-то отдельно взятый отрезок геологического времени представляет собой чрезвычайно узкую зону; 2) песчаные острова — наиболее типичные формы береговых барьеров — относительно неустойчивы в условиях высокой энергии литоральной зоны и в дальнейшем сильно изменяются; 3) сами по себе барьерные острова весьма разнообразны, залегают вместе с мощными толщами обломочных отложений прибрежных равнин и континентальных шельфов и, следовательно, могут быть замаскированы более мощными и более отчетливо выделяемыми в разрезе осадочными образованиями.

Данная статья посвящена результатам изучения вытянутых вдоль барьерной береговой линии песчаных островов, которые известны под различными наименованиями: барьерные острова, прибрежные бары, барьерные бары и внешние банки; не рассматриваются нами барьерные органогенные рифы, подобные островам Флорида-Кис. Авторы не рассматривают детали генезиса барьерных островов; в статье описаны наиболее типичные черты строения и сделана попытка найти критерии распознавания их в разрезах.

Были использованы результаты личных полевых наблюдений процесса осадконакопления на острове Падре у побережья южного Техаса и опубликованные материалы предшествующих исследователей, а также материалы аэрофотосъемки в черно-белом и инфракрасном вариантах. Для сравнения элементов береговых линий даны аэрофотоснимки района Аутер-Банкс, у побережья Северной Каролины. Отбор образцов пород с поверхности, заложение шурфов и бурение скважин были произведены таким образом, чтобы по возможности охарактеризовать отложения всех обстановок в пределах барьерного комплекса острова Падре. Для большей части образцов был определен размер зерен песка. Близ Саут-Берд-Айленд на острове Падре было пробурено 14 скважин; в кернах было подсчитано количество раковин

¹ Вопросам терминологии большое внимание уделяется и в отечественной литературе. В данной работе под термином «shoreline» следует понимать линию соединения суши с морем, под «shore» — полосу от среднего (или самого низкого) уровня воды при отливе до границы возможного переноса волнами песчаного материала, под «coast» — побережье или широкую полосу, прослеживаемую от берега в сторону суши. Однако все эти элементы практически взаимосвязаны и положение их во времени и пространстве меняется на протяжении истории геологического развития того или иного района. — *Прим. перев.*

и определены их размеры. Описание и фотографирование текстуры осадков проводилось в шурфах, выемках и т. п. Полевые наблюдения и данные аэрофотосъемки в дальнейшем были использованы при составлении лито-фациальных карт масштаба 1 : 24 000 для отдельных участков острова Падре.

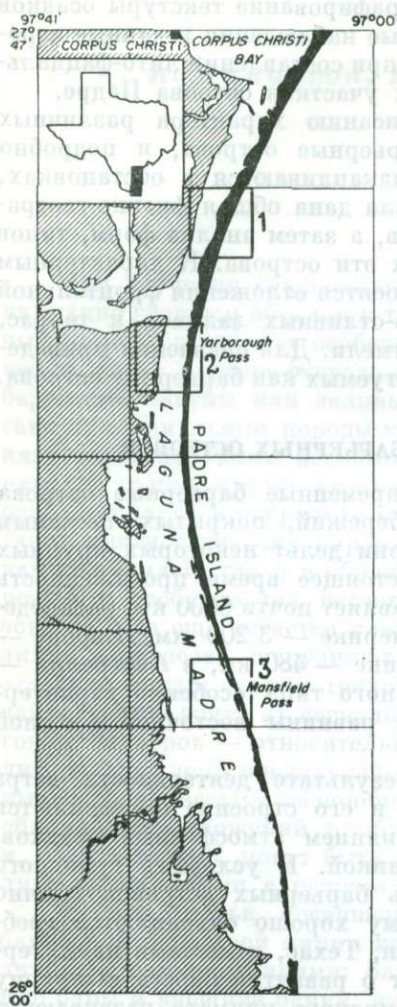
Авторы главное внимание уделили описанию характера различных типов осадков, слагающих современные барьерные острова, и подробно рассмотрели природу отложений, которые накапливаются в обстановках, непосредственно примыкающих к ним. Сначала дана общая физико-географическая характеристика барьерных островов, а затем анализ форм, типов и текстур осадочных комплексов, слагающих эти острова. К характерным осадкам большинства барьерных островов относятся отложения фронтальной зоны предбрежья, пляжей, лагун, приливо-отливных заливов и террас, а также дюны, фестоны заплеска и эоловые отмели. Для сравнения приведено описание ряда осадочных комплексов, трактуемых как барьерные острова.

ХАРАКТЕРИСТИКА СОВРЕМЕННЫХ БАРЬЕРНЫХ ОСТРОВОВ

Физико-географические особенности. Современные барьерные острова располагаются вдоль широких пологих побережий, покрытых песчаным материалом. Они также развиты по периферии дельт некоторых крупных рек, например Миссисипи и Нигера. В настоящее время протяженность побережий данного типа на земном шаре составляет почти 6000 км, распределяясь следующим образом: в Северной Америке — 3 200 км, Европе — 800 км, в Южной Америке — 640 км, в Африке — 480 км, в Австралии — 320 км и в Азии — 480 км. Побережье барьерного типа особенно характерно для обширной территории прибрежной равнины восточной и южной частей США.

Барьерные острова формируются в результате деятельности ветра и моря. Конфигурация барьерного острова и его строение определяются взаимодействием этих двух факторов и влиянием атмосферных осадков, привнесом обломочного материала и тектоникой. В условиях гумидного или близкого к нему климата поверхность барьерных островов обычно укрепляется растительным покровом, поэтому хорошо сохраняются гребни кос. Так, например, на острове Галвестон, Техас, и местах на Аутер-Банкс характер гребней кос свидетельствует о развитии берега в сторону моря. В лагунах и заливах в условиях гумидного климата развиваются марши и торфяные болота, гумидные осадки которых непосредственно окаймляют или частично замещают заливные и лагунные отложения, которые в этом случае содержат много обломков и волокон растительного материала и линзовидные прослои торфа. В аридных районах пески в большей степени подвержены процессам перемещения ветрами, и миграция дюн представляет собой наиболее характерные поверхностные явления. В небольших засоленных углублениях во внутренней части лагун могут формироваться эвапориты, как, например, вдоль лагуны Мадре, Техас.

Очертания барьерных островов. Барьерные острова обычно имеют удлинненную форму, и ширина их в поперечном сечении невелика. Для большинства островов величина отношения длины к ширине превышает 10, но высокое значение этого отношения не всегда может быть индикатором выделения барьерного острова. Например, острова выделенных Шепардом типов [45] характеризуются разными очертаниями, они могут быть удлинненными, прямолинейными или слегка изогнутыми, сегментарными, мысовидными или лопастными. Остров Падре является самым длинным в мире барьерным островом, длина его 176 км, а ширина варьирует от 800 м до 6,4 км. Такая форма (фиг. 1) характерна в целом для большинства барьерных островов. Вдоль других побережий, например южного Нью-Джерси и Виргинии, протяженность островов меньше. Для барьерных островов побережья Север-



Фиг. 1. Карта современного барьерного побережья, южный Техас.

1 — участок Саут-Берд-Айленд; 2 — участок канала Ярборо; 3 — Саут-Потреро-Лопено (см. фиг. 2, 3 и 4).

многих участков побережья не удалось собрать фактические данные для точного определения границы развития в сторону моря подошвы такого острова. Текстуры осадков фронтальной части побережья барьерных островов могут значительно отличаться друг от друга в зависимости от активности органической жизни, энергии волн, характера самих осадков и от наклона ложа морского бассейна. На протяжении всего острова Падре осадки представлены обычно неяснослоистыми песками с большим количеством обломков раковин. На острове Галвестон, Техас, внутренняя слоистость песков фронтальной зоны нарушена в результате активной деятельности зарывающихся организмов [9]. В этих осадках довольно часто встречаются глауконит и местами обломки панцирей морских ежей [46]. В сторону моря размер зерен осадков уменьшается, и очень тонкозернистые пески по границе фронтальной зоны побережья могут внедряться в алевритистые глины. В ряде мест в отложениях фронтальной зоны отмечена градационная слоистость [9, 20]. По мнению Хейса [20], данный тип слоистости обусловлен связанными с ураганами

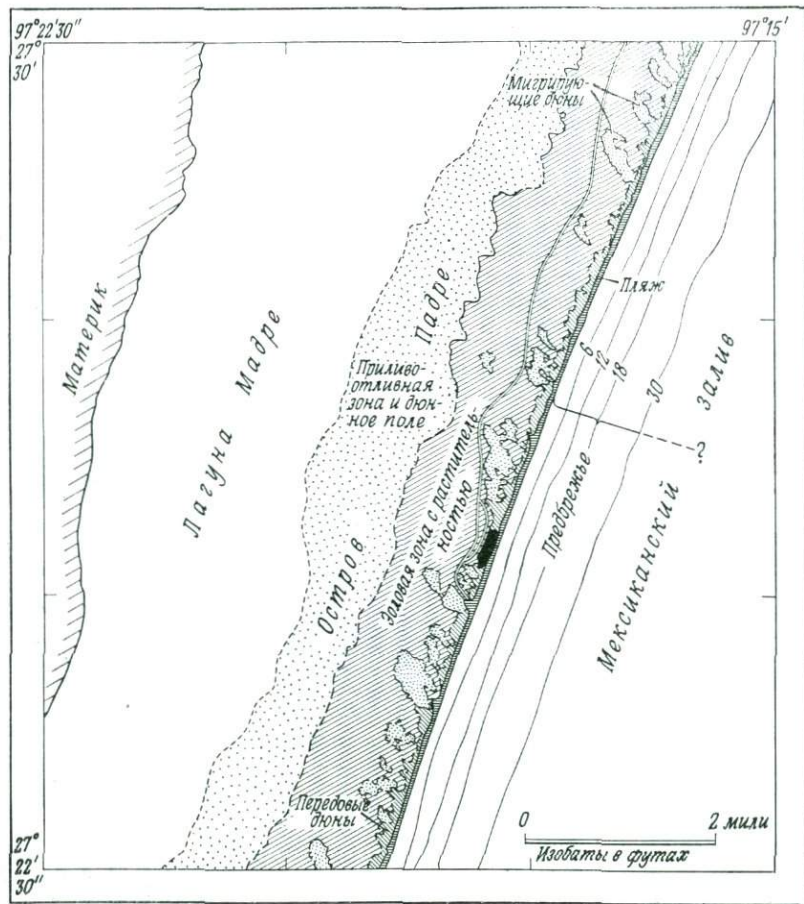
ной Каролины характерны резко выступающие мысы.

Весьма своеобразны очертания барьерных островов в плане: обращенный к открытому морю берег обычно плавный, слегка изогнутый, а со стороны лагуны сильно изрезанный. В поперечном сечении барьерные острова имеют форму выпуклой кверху линзы. Как отмечалось выше, барьерные острова формируются под воздействием ряда факторов, и форма каждого отдельного острова будет зависеть от сочетания этих факторов. В толще осадков поперечный разрез барьерного острова бывает трудно распознать в том случае, когда острова наслоены по вертикали или когда трансгрессирующее море разносит песок по обширной площади.

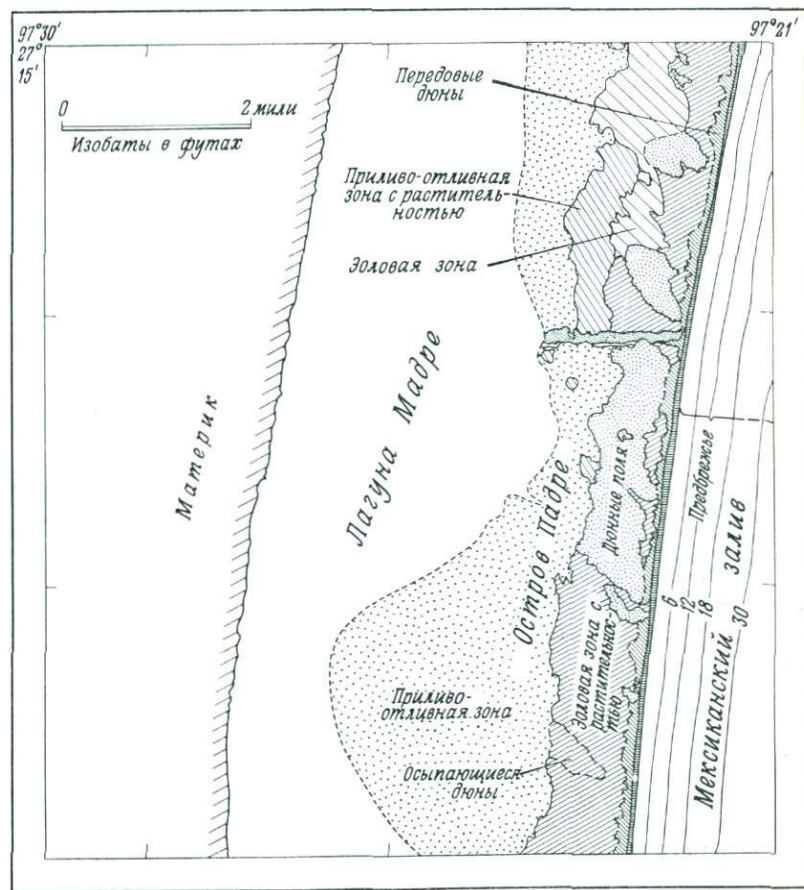
Обстановка осадконакопления и характер осадков. Обстановки осадконакопления или фации барьерных островов и связанные с ними осадки, несмотря на то, что характеризуют только часть барьерного побережья, отличаются друг от друга как по площади распространения, так и по удаленности от береговой линии. Общие закономерности развития барьерных островов и возможные ассоциации различных типов отложений в пределах одного барьерного острова иллюстрируются картами трех участков острова Падре (фиг. 2, 3 и 4). Местоположение выбранных участков показано на фиг. 1. Изучение обстановок осадконакопления на острове Падре послужило основой всего дальнейшего изложения.

Осадки фронтальной части побережья.

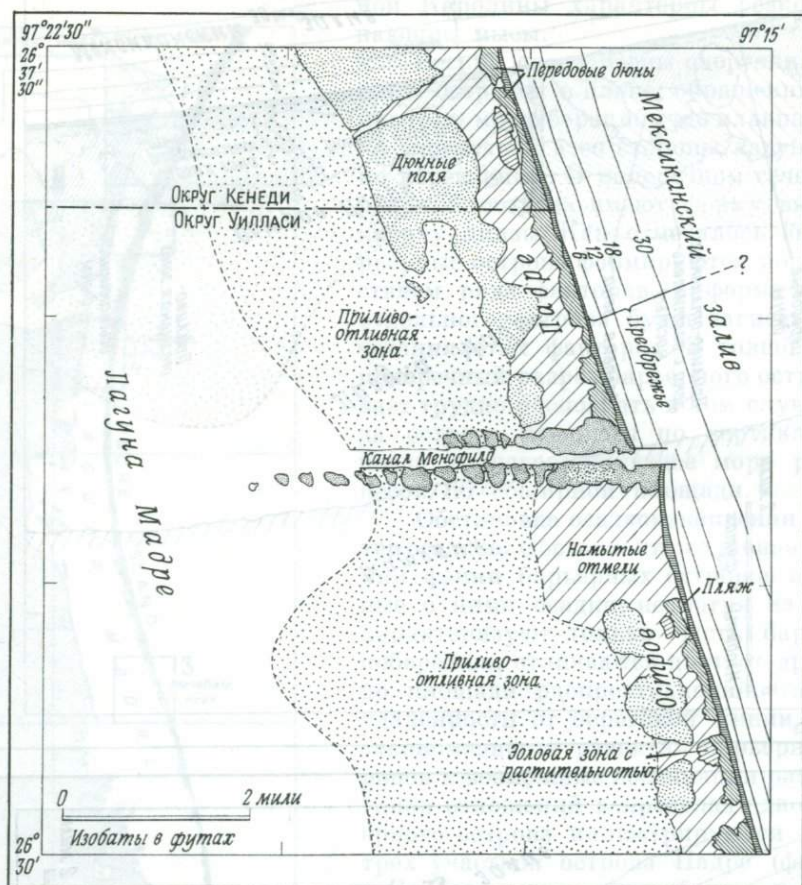
К данному типу относятся осадки фронтальной части барьерного острова, отлагавшиеся в пределах от нижнего уровня отлива до глубины 10—15 м. Однако для многих



Фиг. 2. Обстановка осадконакопления участка Саут-Берд-Айленд.



Фиг. 3. Обстановки осадконакопления участка канала Ярборо.

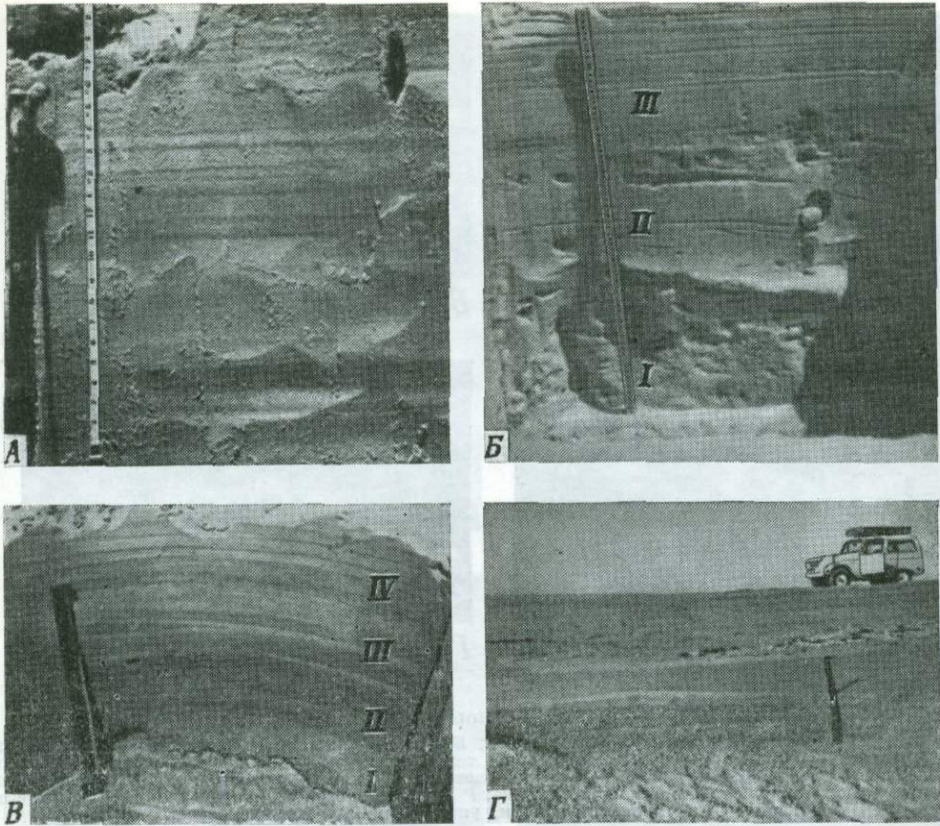


Фиг. 4. Обстановки осадконакопления участка Саут-Потреро-Лопено, юго-восточный участок.

турбидитными течениями, которые зарождались в лагунах и вытекали в море через проливы в теле острова, прорезанные штормами. Исследования Брэдли [13] показали, что в осадках Мексиканского залива содержание тяжелых минералов ниже, чем в осадках барьерных островов.

Отложения пляжей. Отложения пляжей, которые обычно представлены чистыми, хорошо отсортированными слоистыми песками, составляют наиболее хорошо изученный компонент барьерных островов. Однако пляжевыми осадками сложена относительно небольшая часть барьерного острова. Так, например, в районе Саут-Берд-Айленд, где ширина острова Падре 3,2 км, пляж занимает всего 2,4% общей площади изучаемого участка острова (фиг. 2). Главные элементы современного пляжа и осадки, слагающие его, изображены на фиг. 5 и 6.

Барьерные острова Мексиканского залива и атлантического побережья Северной Америки сложены в основном кварцевыми песками. Согласно Шепарду [45], осадки пляжей западной части Мексиканского залива на 95% состоят из терригенного материала, 2% составляют обломки раковин и 1% — фораминиферы. В южной части острова Падре содержание обломков раковин превышает местами 50% [53]. По данным Роджерса и Стронга [38], а также Фридмана [18], пляжевые пески характеризуются обычно отрицательной величиной скошенности, но Хейсом [20] в центральной части острова Падре, т. е. на тех участках, где пески из двух различных областей перемешивались



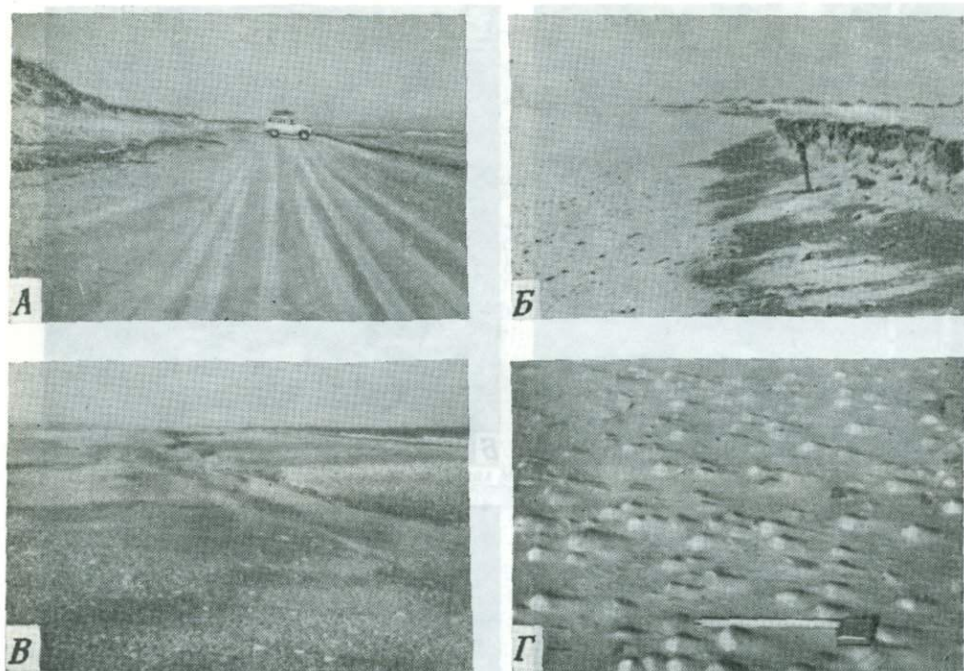
Фиг. 5. Слоистость в отложениях пляжей острова Падре, Техас.

А — слоистость пляжевых осадков обусловлена различным содержанием в них тяжелых минералов; В — выемка в ракушечниковом пляже близ границы с передней частью зоны дюн; слой I и III относятся к расслоенным осадкам пляжа, а слой II представлен в основном золотым песком (желобки обусловлены вымыванием раковин); В — выемка в неракушечниковом пляже близ границы пляжа с передней частью зоны дюн; слой I и III золотого происхождения, а слои II и IV относятся к осадкам пляжа; Г — слоистость в седиментационном фестоне ракушечникового пляжа.

в результате деятельности вдольбереговых течений, обнаружены пляжевые пески с положительной величиной скошенности.

Наиболее характерной особенностью пляжевых песков является, по-видимому, тип их слоистости (фиг. 5). Типы слоистости подробно описаны Мак-Ки [31]. Как правило, слоистость песков равномерная, но мощность слоев различная. Обычна слоеватость, и при этом могут встречаться прослои тяжелых минералов (фиг. 5, А) или слойки крупных обломков раковин (фиг. 5, В и 5, Г). Местами встречаются рассеянные по слою целые раковины. Первоначальный наклон слоистости достигал 10° в сторону моря. Для тыльной зоны пляжа характерно переслаивание золотых и пляжевых песков (фиг. 5, А и 5, В). На обращенной к суше стороне вдольбереговых баров [44] (фиг. 6, В) можно наблюдать слабый наклон слоев к суше, т. е. обратное падение.

Песчаные дюны. Песчаные дюны свойственны большинству барьерных островов, и распознавание их может послужить ключом к определению осадков палеобереговой линии (фиг. 7). Протяженность дюн, их местоположение на поверхности барьерного острова и интенсивность миграции непостоянны как в пространстве, так и во времени, что объясняется изменением климатических условий. Дюны обычно образуют своеобразный пояс или преддюнный гребень вдоль фронтальной части барьерного острова за тыльной зоной пляжа (фиг. 6). Отдельные дюны могут встречаться даже на суше, в глубине



Фиг. 6. Геоморфология пляжа.

А — плоский зимний пляж с преддунным гребнем; Б — летний пляж с многочисленными ракушками и небольшим волноприбойным обрывом на берегу; темный участок — скопление тяжелых минералов; В — вдольбереговой бар и желоб на ракушечниковом пляже у линии низкого прилива. Направление течения в желобе параллельно простирают пляжа; Г — тыльная сторона ракушечникового пляжа с небольшими подветренными дюнами, указывающими направление ветра.

острова иногда образуются дюнные поля. К характерным особенностям дюн относятся купольная форма, золотые знаки ряби, а в поперечном сечении — косая слоистость (фиг. 7).

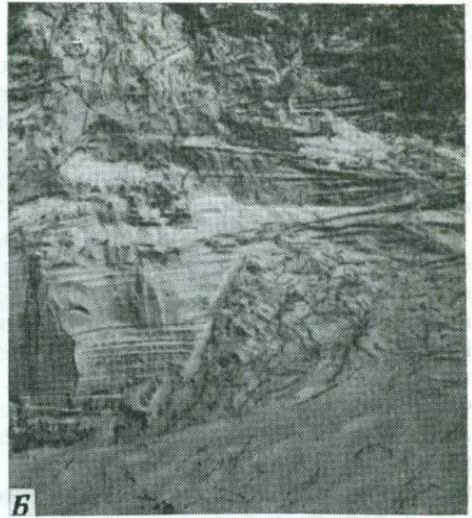
В теоретическом плане палеоосадки типа золотых песков следовало бы выделить по седиментационным характеристикам, но некоторые критерии, такие, как косая слоистость, матовость зерен и знаки ряби [31], свойственны и другим обстановкам. Более надежными индикаторами могут послужить статистические данные о размерах зерен, минеральном составе, форме частиц и содержании ископаемых организмов.

Геологи уже длительное время пытаются обосновать выделение золотого типа косой слоистости, и на эту тему опубликован обширный круг работ. К сожалению, некоторые типы косой слоистости, образованной в водной среде, не сразу можно отличить от золотой разновидности. Золотая косая слоистость в преддунных гребнях характеризуется обычно клиновидной формой косых серий и разнообразием в направлениях падения слоев (фиг. 7, Б и 7, Г). Ссылаясь на современные бары вблизи южного побережья Техаса, Шепард [45] писал: «Слоистость песка в баре и его текстура служат наилучшим средством для определения дюн и пляжей». Мак-Брайдом и Хейсом [30] описана золотая косая слоистость на острове Мастанг, в которой угол наклона достигает 24° . Такие углы наклона были отмечены Хойтом и Генри [22] в отложениях склонов приливных протоков.

Матовость зерен обычно объясняли деятельностью ветра. Однако Хилд [21] полагает, что матовость вызвана скорее диагенетическими изменениями, чем золотой абразией, а Кюнен [25] связывает ее с процессом коррозии. Шепарду [45] не удалось установить видимые различия в матовости



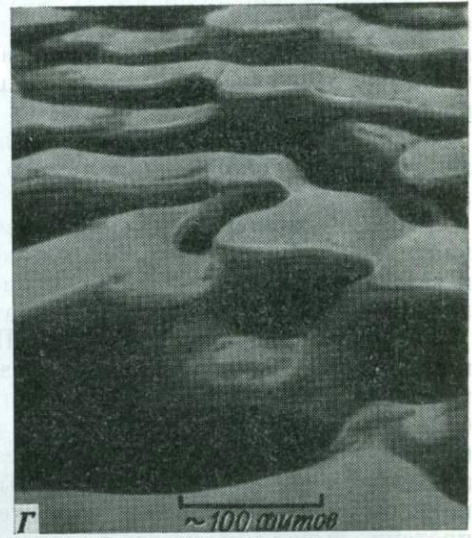
A



Б



B



Г

Фиг. 7. Песчаные дюны острова Падре, Техас.

A — преддюнный хребет с растительностью и знаками ряби на поверхности и ракушечником в основании; **Б** — слоистость преддюнного хребта, хорошо заметна почти параллельная слоистость в нижней части и крупная косая слоистость в верхней части; **B** — косая слоистость на эродированном ветром склоне дюны; **Г** — вид с воздуха на область затопляемых при сильном ветре дюн в зоне приливо-отливной полосы.

зерен пляжей и дюн на барьерных островах вдоль побережья Мексиканского залива.

Определенную пользу при разделении обстановок осадконакопления на современных барьерных островах принесла статистическая обработка данных о размерах зерен осадка, причем такие методы исследования могут успешно применяться и при изучении горных пород. Работы Мейсона и Фолка [28] показали, что по графикам зависимости скошенности (skewness) от остроконечности (kurtosis) можно весьма эффективно различать пляжевые, дюнные и эоловые обстановки. По их данным, пляжевые пески дают нормальные кривые, дюны — положительно скошенные, средней остроконеч-

ности, а эоловые покровные пески — положительно скошенные с высокой остроконечностью. Никакого различия, согласно Шепарду [45], не было отмечено в обстановках барьерных островов вдоль побережья Мексиканского залива, но, по его мнению, в дюнных песках содержится некоторое количество алеврита. Согласно представлениям Фридмана [17, 18], кривые пляжевых песков почти не имеют «хвоста», характерного для распределения мелкозернистой фракции. Для древних осадков факты подобного типа — явление весьма редкое.

Достаточно четко дюнные пески отличаются от пляжевых по составу, если только они не подвергались интенсивным изменениям. Дюнные пески обычно содержат мало раковин, а на островах осадки пляжей насыщены ими. На этой основе можно проводить дифференциацию. Согласно данным Шепарда [45], в дюнных песках содержится больше волокон растений и тяжелых минералов, чем в пляжевых. В дюнах острова Падре обычно встречаются округлые обломки пемзы диаметром до нескольких сантиметров. Эта пемза, очевидно, была принесена водами из южной Мексики или Центральной Америки в начале мезозоя. Содержание обломков пемзы в осадках позволяет определить местоположение древних пляжей и барьерных островов в данном районе.

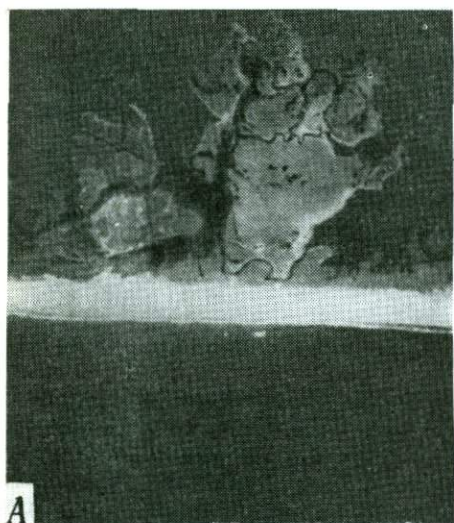
Форма зерен, по-видимому, служит ключом к выделению осадков дюнного типа. Ветрогранники и другие «эоловые гальки» являются прямыми индикаторами эоловой обстановки, а Шепардом [45] к тому же установлено, что пески дюн характеризуются большей окатанностью на тех участках, где преобладают ветры с моря.

Другим важным различием эоловых и подводных обстановок служит наличие наземной фауны, например улиток, и следов передвижения позвоночных.

В действительности дюны по своей природе кратковременны, и в условиях высокой энергии береговой зоны пески чрезвычайно восприимчивы к воздействию вод, особенно в периоды штормов. Следовательно, текстуры эолового типа могли легко разрушаться при трансгрессии моря.

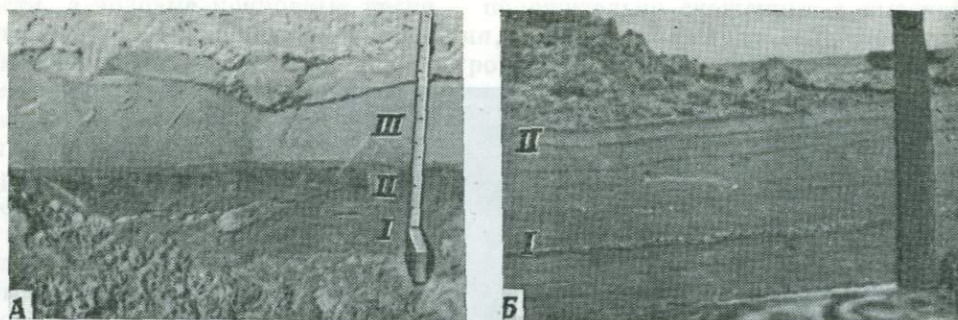
Приливные протоки и дельты. Приливные протоки представляют собой каналы в барьерном острове, через которые осуществляется обмен водой между лагуной или заливом и открытым морем. Приливные дельты образуются как у выхода протоки в океан, так и у начала ее в лагуне или заливе (фиг. 8, А, В и С). Океанические дельты проток обычно меньше в силу эрозионной деятельности вдольбереговых течений. Приливные протоки бывают, по-видимому, временными и относительно постоянными, но даже постоянные протоки обычно мигрируют в зависимости от интенсивности вдольберегового дрефта [22]. Протоки занимают весьма небольшую часть барьерного комплекса на побережьях типа южного Техаса, где диапазон приливов невелик и наблюдается значительный принос осадков. Так, например, на острове Падре нет постоянных проток на расстоянии 176 км. Однако Шепард [45] отмечал, что число проток сокращается вследствие заполнения их по мере роста островов. Там же, где протоки мигрируют, значительная часть острова может быть покрыта осадками ранее существующих проток. Вдоль побережья штата Джорджия, где особенно много проток, протяженность островов варьирует от 10 до 30 км; ширина разделяющих их проток превышает 3 км, а глубина достигает 15 м. Протоки асимметричны в поперечном сечении вследствие вдольберегового дрефта и могут мигрировать в пределах полосы шириной от 10 до 13 км [22].

Осадки, заполняющие протоки, характеризуются разнообразием фауны и минерального состава, поскольку одинаково возможен принос материала из лагуны, залива, марша и открытого моря. Для осадков проток характерна косая слоистость и знаки ряби, включая мегаструйчатость и прочие текстуры течения. Слои обычно наклонены к центру протоки, по нормали к ее краям,



Фиг. 8. Аэрофотоснимки различных участков Аутер-Банк, Северная Каролина и острова Падре, Техас.

Снято с высоты 3600 м. А — снимок в инфракрасном свете реликтовой приливо-отливной дельты, Аутер-Банк; Б — снимок в инфракрасном свете приливной протоки Драм и дельты, Аутер-Банк; В — канал Корпус-Кристи спустя три дня после урагана «Бьюла» (сентябрь 1967 г.), видно постепенное заполнение проток и образование дельты; Г — образование берегового озера в центральной части острова Падре спустя год после урагана «Бьюла».



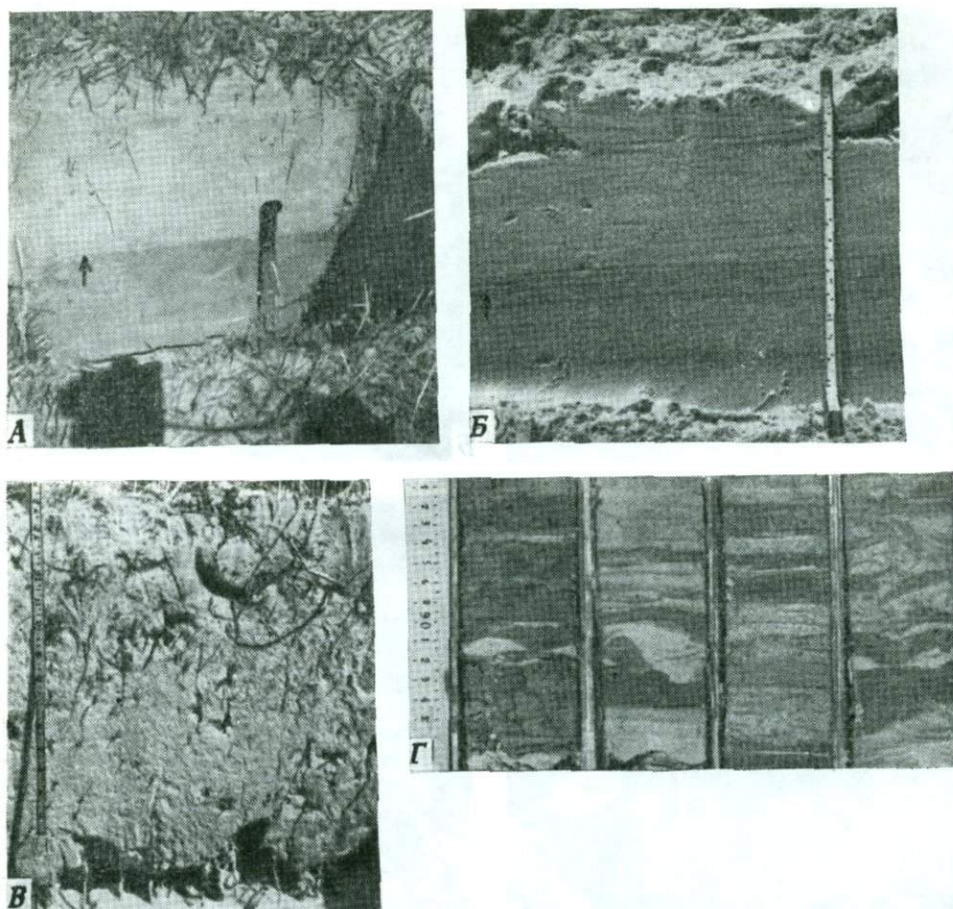
Фиг. 9. Отложения конуса заплеска.

А — типы осадков конусов заплеска: I — ракушечниковый слой, II — отложения береговых озер с остатками кольчатых червей, III — эоловые пески; Б — слоистые пески, отлагавшиеся во время ураганов, начинающиеся с ракушечников (I) и заканчивающиеся глиной (II).

причем некоторые под углом более 30°. Размер зерен осадка, который может содержать остаточный гравий вблизи центра канала, обычно уменьшается по направлению к лагуне или маршу [22]. Такие осадки отлагались выше уровня моря на участках приливной дельты канала Корпус-Кристи. На поверхности и до глубины около 1 м отложения здесь представлены главным образом песками и глинистыми песками, которые перекрывают лагунные образования. На субаэральных, покрытых растительностью участках дельты текстура песков, как правило, не выражена, а на их поверхности обычно наблюдаются каналы размыва и водорослевые слои. Знаки ряби и слоистость отмечены на мелководных участках дельты. Текстура типа спекшейся губки, сформировавшаяся, очевидно, в результате выделения газов из нижележащих водорослевых слоев, установлена на приливной дельте канала Корпус-Кристи.

Намытые конусы и отмели заплеска сложены смешанными осадками и представляют собой довольно характерную седиментационную ассоциацию, которая может служить критерием для распознавания в разрезе некоторых обстановок осадконакопления на барьерных островах. Элементы заплеска чаще всего развиты там, где преобладают штормы, например на барьерных островах у побережья южного Техаса и в районе Аутер-Банкс, Северная Каролина.

Намытый конус заплеска представляет собой маломощный слой осадка полукруглой формы, окаймляющий брешь или канал, проделанный волновым накатом в преддюновом или пляжевом гребне в период сильных штормов (фиг. 8, В). Первоначальный осадок, образовавшийся в период шторма, — это базальный слой ракушечника (фиг. 9) небольшой мощности, развитый с перерывами по периферии самого конуса. Ракушечник последовательно перекрывается эоловым песком по периферии и осадками водоема в центральной части конуса. Такой водоем образуется обычно через неделю или две после урагана, когда проход к морю закрывается осадками вдольберегового дрефта и может просуществовать год или более (фиг. 8, Г); сохраняется дольше он во влажные периоды. Но обычно такое озеро заносится эоловыми песками и постепенно уменьшается. Отложения озер представлены темноокрашенными, обогащенными органикой слоями, для которых характерны, по-видимому, восстановительные условия, обусловленные распадом органического материала в нижележащем слое ракушечника. В таких водоемах обитают крабы, небольшие рыбы и множество кольчатых червей. Последний слой осадка такого озера часто представлен маломощным слоем глины. Озерные осадки обычно перекрываются эоловыми песками (фиг. 9, А). Осадки заплеска переслаиваются с пачками отложений пляжей, дюн, барьерных приливных отмелей, а иногда и с лагунными образованиями.



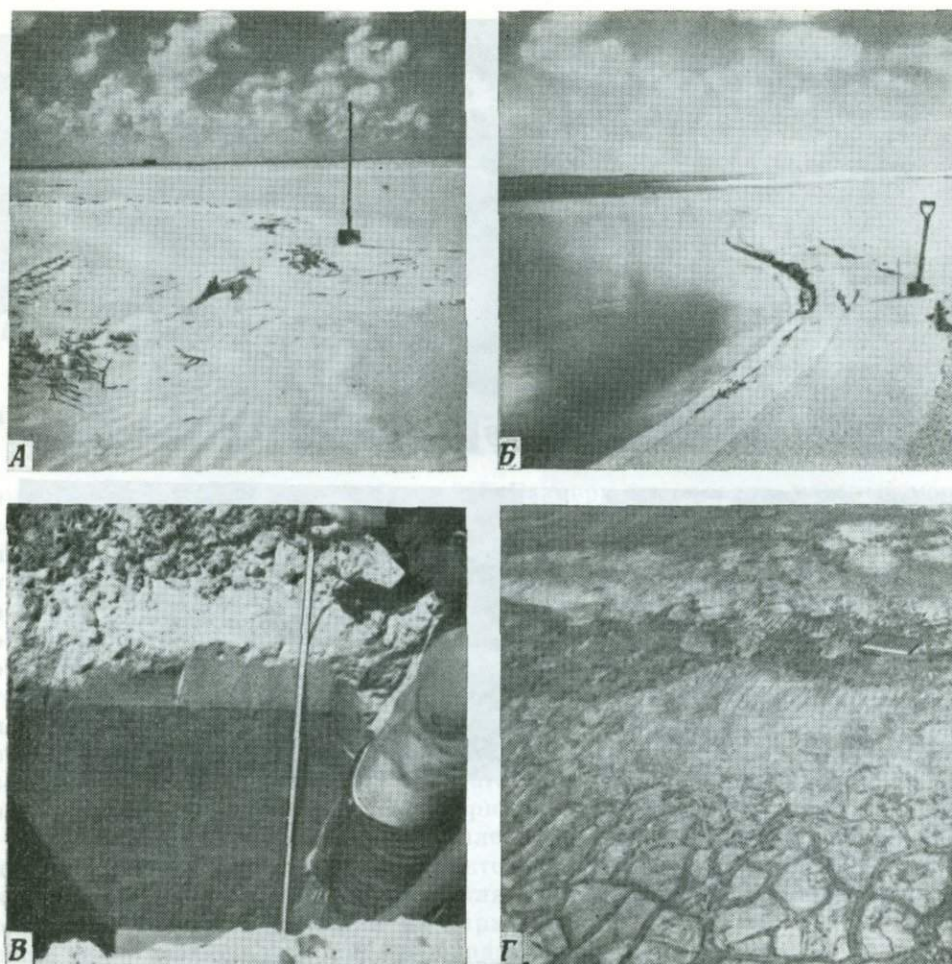
Фиг. 10. Осадки барьерного острова и лагуны.

А — выемка в поросших растительностью эоловых отмелях, остров Падре: палеоперхность обозначена горизонтом почвы (указан стрелкой); Б — канава в отложениях намывтой отмели: стрелкой показан маломощный слой глины со знаками ряби; В — канава на поросшей растительностью эоловой отмели; Г — керны лагунных осадков: неравномерно переслаивающиеся пакки представлены песками со знаками ряби; темные прослой — обогащенная органикой глина и алевроит.

Один из таких конусов длиной 6,4—7,2 км описан Эндрюс [4] в северной части острова Мастанг, где осадки конуса залеска переслаиваются с отложениями залива на тыльной стороне острова и залегают на эрозионной поверхности.

Эоловые отмели. Эоловые отмели характеризуются бугристой поверхностью, которая образуется на пути отступления мигрирующих дюн или дюнных полей. Чем древнее отмель, тем интенсивней на ней растительный покров. Тектурные формы, созданные деятельностью ветра, могли разрушаться на дюнной отмели еще до того, как по ее поверхности начинала мигрировать новая полоса дюн. На эоловых отмелях могли формироваться временные озера в котловинах, которые выдуваются ветром и заполняются в период интенсивного выпадения атмосферных осадков.

В осадках эоловых отмелей не наблюдается слоистости (фиг. 10, А, 10, Б и 10, В), но обычна пятнистость, обусловленная серыми пятнами распада корневой системы растений. Как правило, выделяются горизонты почв, сформировавшиеся в периоды между миграциями дюн (фиг. 10, А). На эоловых отмелях непосредственно за ракушечниковыми пляжами встречаются обломки раковин, принесенных с пляжа открытого моря (фиг. 10, В). Состав



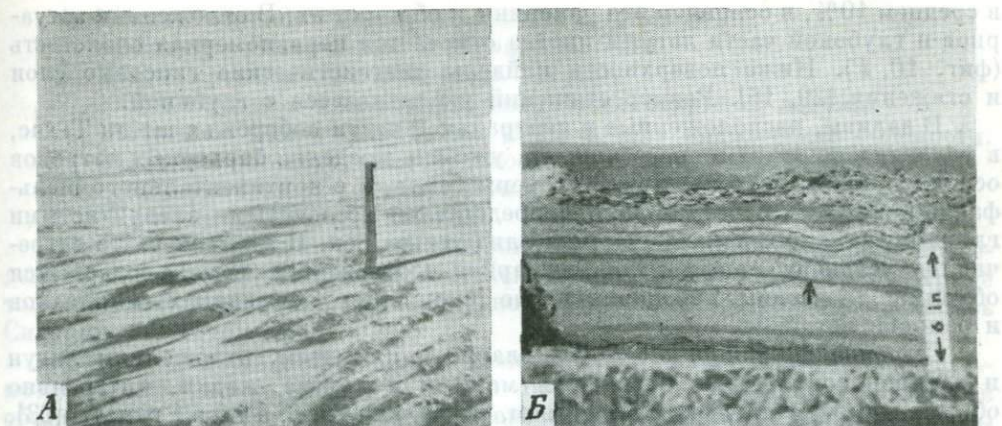
Фиг. 11. Приливо-отливная полоса, остров Падре.

А — положение береговой линии при высоком приливе на пляже, образовавшемся в результате приливо-отливов и действия ветра; Б — эоловый песок барьерного острова, мигрирующий в лагуну; вдоль берега видны оползни; В — канава в приливо-отливных отложениях: I — нижний слой, представлен лагуными глинистыми песками, содержащими многочисленные обломки крабов; II — средний слой, смешанные лагунные и эоловые пески; III — верхний слой, эоловые пески; Г — поверхность приливо-отливной полосы, покрытая трещинами усыхания, знаками ряби и следами койотов.

осадка эоловых отмелей почти не отличается от состава песка дон. Во временных озерах, заполненных обычно пресными водами, интенсивно разрастаются зеленые водоросли, которые в осадке образуют матрацевидные прослои (фиг. 10, Б). Темноокрашенные слои в данных песках озера обусловлены, вероятно, восстановительными условиями и разложением органики.

Приливо-отливные отмели. Приливо-отливные отмели развиты на обращенной к лагуне стороне острова на участках, периодически затопляемых лагунными водами (фиг. 2, 3 и 4). На такой отмели транспортировка осадка и осадконакопление контролировались лагунными водами в периоды исключительно высоких приливов во время ураганов или под действием ветра в сухие периоды. Иногда по поверхности приливных отмелей мигрируют эоловые пески.

Осадки, слагающие приливные отмели, представлены в основном песками и глинистыми песками, которые могут быть как слоистыми, так и неслоистыми (фиг. 11). В них обычно содержатся водорослевые прослои, текстуры обрушения, знаки ряби, мегаструйчатость и трещины усыхания (фиг. 11).



Фиг. 12. Осадки приливо-отливной полосы, остров Падре.

А — теченияльные знаки и скопления тяжелых минералов на поверхности; В — стенка канавы, на которой видны слоистые осадки штормовой приливо-отливной полосы; темные слои обогащены тяжелыми минералами; осадки выше несогласия (показано стрелкой) отложились после урагана «Бьюла».

Обрушения происходят в периоды интенсивной деятельности ветра, когда слабоуплотненные золотые пески обваливаются в лагуну (фиг. 11, В). Мегаструйчатость образуется в результате быстрого переката вод через приливные отмели во время ураганов. Местоположение прежней береговой линии лагуны указывают частично захороненные случайные обломки, и плавник. Осадки приливных отмелей на барьерных островах содержат тяжелые минералы (фиг. 12).

Осадки лагун, заливов и бухт. Многообразие типов осадков лагун и заливов обусловлено различиями климата источника сноса, местоположения приливных протоков, заплесков и устьев рек. Как правило, отложения представлены в основном алевритом и песком с примесью хомогенных осадков и органики, которые и определяют индивидуальный характер осадка. Мелкозернистая фракция имеет тенденцию концентрироваться в центре бассейна аккумуляции. Осадки, прилегающие к барьерному острову, в значительной мере сходны по составу с отложениями самого острова. У побережья материка они теснее связаны с континентальными осадками. В устьях рек могут накапливаться обломки древесины и многочисленные остракоды, а в приливо-отливных заливах — специфические осадки с пластинами морских ежей, глауконитом и планктонными фораминиферами; там, где диапазон приливов значителен, могли развиваться приливные каналы [3]. Кроме того, в результате заплеска в лагуну попадают также обычные морские осадки, которые отлагаются в основном ближе к острову. Некоторые раковины, например *Varnea*, благодаря своей форме и небольшому весу, могут переноситься ветром через барьер в лагуну.

Отложения лагуны Мадре, южный Техас, которая представляет собой сверхсоленую лагуну в условиях семиаридного климата, подробно описаны Фиском [16] и Раснаком [39]. Осадки здесь представлены глинистыми песками с ракушками, песчанистыми глинами в центральных, наиболее погруженных участках и песками вдоль барьерного острова. На фиг. 10, Г показано переслаивание песка и лагунного ила. Вдоль материковой части берега осадки накапливаются медленно, встречаются песок, гравий и пляжевые отложения. Некоторые пески состоят из микроракушечника и оолитов; гравий представлен обломками раковин пелеципод (*Mulinia* и *Anomalocardia*), а отложения пляжа — белым или кремовым ракушечником, сцементированным микрокристаллическим арагонитом [39]. В 23 образцах осадка из северной части лагуны Мадре содержание карбонатного материала составляет

в среднем 10%, в основном это раковины и обломки их. В отложениях эстуариев и глубокой части лагуны иногда отмечается неравномерная слоистость (фиг. 10, Г). Ниже поверхности найдены диагенетические гипсовые слои и стяжения [29, 16]. Размер стяжений увеличивается с глубиной.

В заливы, расположенные в центральной части побережья штата Техас, в условиях почти гумидного климата уже вне пределов барьерных островов осадки приносятся реками и со стороны баров, и с континентального шельфа [46]. Типичный осадок залива представлен неслоистыми алевроитскими глинами, за исключением участков близ устьев рек. В заливах часто встречаются устричные рифы. Близ эстуариев в отложениях залива содержатся обломки древесины, незначительные скопления железистых минералов и раковин погибших моллюсков.

Севернее, в районах с более влажным климатом, отложениям лагун и заливов сопутствуют отложения маршей и другие осадки, интенсивно обогащенные органическим веществом, такие, как торф, а также гуматы [23]. Осадки лагун и заливов переслаиваются, а в некоторых случаях (по-видимому, на более поздней стадии развития) замещаются осадками маршей. Марши в изобилии содержат песок, глины и морские моллюски. В самих лагунных отложениях в значительном количестве содержится рассеянное органическое вещество.

Примером лагунной обстановки в условиях умеренного климата может служить береговое озеро Чарлстон у побережья острова Род-Айленд, где источником осадка у материкового берега был ледниковый тилль. Как указывал У. Р. Диллон (неопубликованные данные, 1969 г.), осадки лагуны представлены смесью песка и алевроита. Остатки растений могут составлять более 16% объема осадка. Встречаются также pellets кольчатых червей. В период ураганов песок и раковины некоторых морских моллюсков перекатывались через барьер и попадали в лагуну. Осадки вдоль материкового берега лагуны сложены в основном остаточным гравием, вымытым из ледниковой морены. Чаще всего лагунные образования лишены слоистости, что, вероятно, обусловлено деятельностью роющих организмов. Под современными лагунными осадками залегают более древние толщи торфа и алевроита.

Фауна и флора. Близ побережья на мелководье обитает бесчисленное множество морских форм беспозвоночных, раковины которых могут сохраняться в ископаемом состоянии. Наиболее распространены здесь бентосные формы организмов.

Если ископаемые остатки собраны и изучены должным образом, то по ним, очевидно, наиболее достоверно можно определить палеообстановки седиментации, а выделение палеобереговой линии барьерного острова является одной из частных проблем, которую следует решать палеонтологическим методом. Несмотря на значительные различия между древними и более молодыми формами ископаемой фауны, применение общих палеоэкологических принципов позволяет распознавать древние обстановки обитания организмов. Огромное значение имеет изучение современной фауны. К числу важных работ по палеоэкологии и современной экологии относятся исследования Эйджера [1] и Флегера [34].

В целом комплекс барьерного побережья можно разделить на три субаквальные биосреды: 1) пресноводные озера и эстуарии; 2) солоноватые и засоленные марши, лагуны или заливы и 3) нормальные морские воды.

В современной обстановке северной части Мексиканского залива Паркером [32, 33] выделены следующие участки обитания макрофауны беспозвоночных:

1. Пресноводные и слабо засоленные марши.
2. Зоны слабой солености, подверженные влиянию рек.
3. Фронтальные зоны дельт с разветвленной системой рукавов и сообщающихся проток.

4. Устричные рифы в зоне пониженной солености.
5. Замкнутые лагуны или межрифовые зоны.
6. Узкие проливы или открытые лагуны.
7. Узкие проливы или центральные части открытой лагуны.
8. Устричные или моллюсковые рифы в зоне повышенной солености.
9. Открытые мелководные сверхсоленые лагуны вблизи бухты.
10. Замкнутые сверхсоленые лагуны.
11. Протоки и глубокие каналы.

Подобное подразделение обстановок, но уже по фораминиферам, проведено Флегером [34], Шентоном [43], Леманом [27] и Гроссманом [19]. Кроме того, биоассоциации северных участков Мексиканского залива изучались Силером и Скоттом [47].

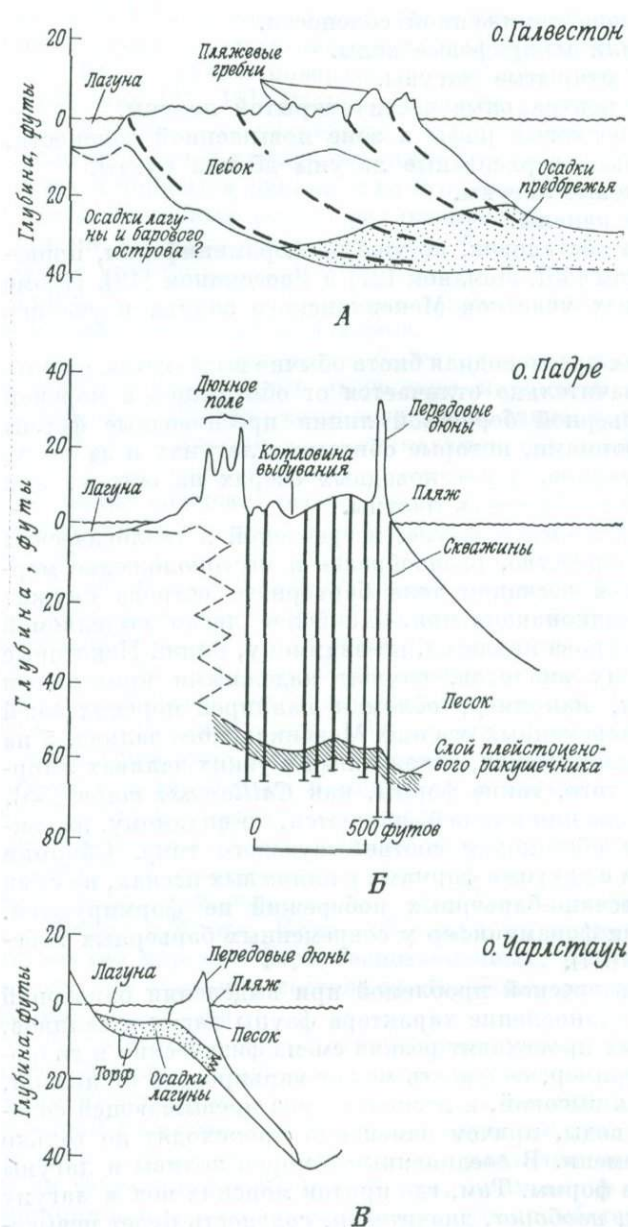
В геологических разрезах пресноводная биота обычно выделяется довольно легко, поскольку она значительно отличается от обитающей в морской обстановке. В осадках барьерной береговой линии пресноводные формы могут быть перемешаны с формами, которые обитают в лагунах и заливах, расположенных вблизи эстуариев, в пресноводных озерах на острове или на материке, что указывает на близость лагуны.

Сведения об ископаемой морской фауне, встречаемой в геологических разрезах, общеизвестны. Количество, разнообразие и местоположение морских форм беспозвоночных в песчаном теле барьерного острова служит индикатором обстановки осадконакопления. Наиболее легко выделяемой зоной в песках барьерного острова является, по-видимому, пляж. Некоторые формы, не имеющие морских аналогов, служат надежными критериями выделения обстановок. Так, например, обломки панцирей морских ежей в изобилии встречаются в современных осадках Мексиканского залива, а на островах присутствуют только в песках, отложенных в узких заливах штормовыми заплесками. Кроме того, такие формы, как *Callianassa major* [55], которые закапываются в отложения пляжей, являются, по-видимому, надежным параметром выделения обстановки соответствующего типа. Обломки кораллов могли смешиваться с другими формами в пляжевых песках, но сами коралловые рифы вдоль песчано-барьерных побережий не формируются. Детальное изучение экологии фораминифер у современных барьерных побережий проведено Флегером [34].

Наиболее сложной и интересной проблемой при выделении барьерной береговой линии является установление характера фауны лагун и заливов, поскольку в этих обстановках происходит резкая смена физических и гидродинамических условий. Например, соленость может варьировать от низкой, почти пресноводной до очень высокой, в несколько раз превышающей соленость нормальной морской воды, причем изменения происходят не только в пространстве, но и во времени. В соединенные с морем заливы и лагуны проникали обычные морские формы. Там, где приток морских вод в лагуну невелик, а пресных, речных, наоборот, значителен, соленость будет невысокой, и будут преобладать пресноводные и солоноватоводные формы. Симмонс [48], изучая зависимость фауны от солености воды установил, что в лагуне Мадре, Техас, с увеличением солености выше нормальной происходит 1) уменьшение числа видов; 2) возрастает численность каждого из имеющихся видов; 3) в среднем увеличивается численность каждого вида позвоночных; 4) сокращается в среднем численность многих видов беспозвоночных, например голубых крабов, морских желудей.

Для зоны перехода от Северного моря к Балтийскому Соргенфрей установил [50], что число видов моллюсков сокращается с падением солености до значения ниже нормального. Детально вопрос об изменениях в разнообразии биоты в палеообстановках рассмотрен в работах Тапана [51] и Эйджера [2].

Некоторые общие закономерности выдерживаются и для фауны древних



Фиг. 13. Типы барьерных островов.

А — продвигающийся в море остров Галвестон, Техас [9]; Б — стационарный остров, северная часть острова Падре (район Саут-Берд-Айленд); В — остров, мигрирующий на сушу, Чарлстаун, остров Род-Айленд [14].

барьерных побережий, песчаные фораминиферы обычно типичны для маршей; раковины моллюсков с абразированной поверхностью характеризуют высокоэнергетическую обстановку пляжа; тонкие раковины более обычны для условий лагуны; в засоленных лагунах морские беспозвоночные встречаются реже; в лагунной обстановке многие двусторчатые формы сохраняются в закрытом положении.

К флоре барьерных побережий относятся травы и мангровые заросли маршей, морские травы и водоросли. Обширные марши, типа болота Дисмал в Северной Каролине, развиты вдоль внутреннего берега некоторых барьерных побережий, куда поступают остатки растений, и, накапливаясь, формируют слой торфа. Последние иногда переслаиваются с содержащими фауну песчаными осадками барьерной береговой линии. Водоросли разрастаются в лагунах и в береговых озерах как на барьерных островах, так и на материковом берегу лагун. Водоросли способствовали улавливанию и задержанию глинистых осадков и послужили источником образования в осадке слоя органического вещества. В осадках лагун и приливных зон, а также отмелей, образованных совместным воздействием приливов и ветров встречаются слои карбонатных водорослей.

Внутреннее строение песчаных тел барьерных островов. Внутреннее строение песчаного тела любого барьерного острова зависит от целого ряда факторов, к которым относятся климатические условия, режим приноса осадков, диапазон приливов и характер тектоники. В результате взаимодействия этих факторов образуются острова различных типов, различающиеся формой поперечного сечения и распределением различных типов отложений

по вертикали. Авторы этой статьи выделяют три главных типа: а) продвигающиеся в море, в) стационарные и с) мигрирующие в сторону суши (фиг. 13). С течением времени тип острова может изменяться под влиянием приливных каналов и динамики привноса осадков.

В качестве примера продвигающегося острова можно привести остров Галвестон, Техас [9]. Вдоль фронтального берега этого острова по мере продвижения его в море обнажались осадки отступающего моря, и пляжевые пески отлагались все дальше в море, перекрывая алевритистые и глинистые осадки залива. Этапы развития отмечены формированием серии параллельных пляжевых гребней, которые хорошо видны с воздуха. Возраст осадков, формирующих такой остров, в сторону моря уменьшается (фиг. 13, А). Данных о характере контакта песчаных отложений барьерного острова с прилегающими осадками относительно мало, но предполагается, что контакт с морскими осадками со стороны фронтального побережья должен быть постепенным, а контакт с лагунными осадками — резкий. Однако местами осадки лагун могут перекрывать пески барьерного острова.

На острове Галвестон размер зерен осадка уменьшается вниз по разрезу, согласно данным Бернарда и др. [9], вследствие того, что они в седиментационном отношении связаны с осадками фронтального побережья. Однако привнос осадков из различных источников в какой-то мере нарушал последовательность в распределении зерен, свойственную продвигающимся островам.

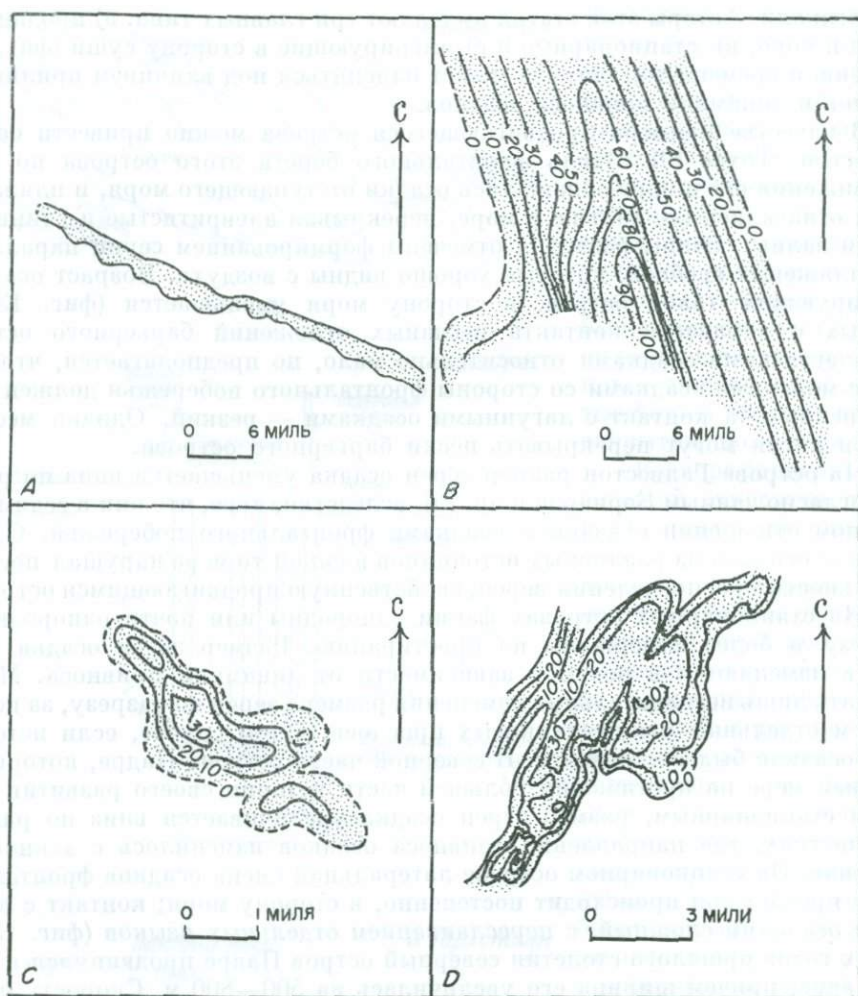
На стационарных островах фации однородны или почти однородны по разрезу и более выдержаны по простиранию. Размер зерен осадка и его состав изменяются в целом в зависимости от динамики привноса. Можно ожидать лишь незначительные изменения размера зерен по разрезу, за исключением отдельных ракушечниковых прослоев, в том случае, если источник этих осадков был постоянным. В северной части острова Падре, который по крайней мере на протяжении большей части истории своего развития оставался стационарным, размер зерен осадка увеличивается вниз по разрезу на участках, где направление привноса осадков изменилось с южного на северное. На стационарном острове латеральная смена осадков фронтальной части предбрежья происходит постепенно, в сторону моря; контакт с лагунными осадками сложный, с переслаиванием отдельных языков (фиг. 13, Б). С 80-х годов прошлого столетия северный остров Падре продвинулся в лагуну Мадре, причем ширина его увеличилась на 500—800 м. Скорость миграции в течение последних двадцати лет составляла 15 м в год. Этот остров с резким контактом лежит на ракушечниковом слое плейстоцена (фиг. 13, Б).

Остров Чарлстаун, Род-Айленд, является типичным примером барьерного острова, который мигрирует в сопредельную лагуну. Диагностика выделения данного типа острова основана на резком контакте песков с нижележащими лагунными осадками (фиг. 13, В). В пределах песчаного тела мигрирующего барьерного острова, особенно в пониженных участках, пляжевые осадки, вероятно, залегают на золотых песках.

Следует отметить, что наличие многочисленных приливных и штормовых проток также, по-видимому, в значительной степени влияет на внутреннее строение барьерного острова любого типа. Как указывалось выше, процесс миграции и заполнения приливных каналов осадками мог накладываться на отдельных участках острова на отложения руслового типа.

ДРЕВНИЕ БАРЬЕРНЫЕ ОСТРОВА

Первая попытка обработать геологическую информацию с целью выделения барьерных островов была предпринята в США Ричем [36, 37]. В классической работе Басса [6] по шнурковым пескам Бартлесвилл, Оклахома, дано первое достоверное выделение палеобарьерных островов в разрезе, несмотря на то, что оно обосновано главным образом результатами изучения



Фиг. 14. Карта изопахит и контурные карты древних нефтеносных структур типа барьерного острова или бара.

А — бар Мэрай позднемелового возраста в бассейне Сан-Хуан, Нью-Мексико [40]; Б — барьерный бар в самой нижней толще верхнемеловых песчаников Игл, Биллингс, Монтана [41]; В — барьерный остров или бар в миссисипской формации Мичиган, газовое месторождение Остин, округ Мекостс, Мичиган [5]; Г — барьерный бар нижнемеловой формации песчаников Мадди, в формации глин Термополис, нефтяное месторождение Белл-Крик, бассейн реки Паудер, Монтана [8].

формы залежей песчаников. После работы Басса в литературе появилось множество исследований по другим районам, причем песчаники изучались как в обнажениях, так и по данным бурения, и были выделены прибрежные бары, барьерные острова или связанные с ними элементы.

Для того чтобы показать критерии, использованные при выделении палеобарьерных островов, и обратить внимание на трудности, возникающие при этом, ниже приведено краткое описание некоторых островов. На фиг. 14 приведены карты четырех песчаных тел, которые, по всей вероятности, являются барьерными островами или связаны как-то с ними. Четко разграничить такие взаимосвязанные элементы, как барьерные острова, прибрежные и вдольбереговые бары, косы, низкие гряды (cheniers) и пляжи, очень трудно, если опираться при этом на возрастные геологические взаимоотношения, поскольку данные элементы могли переходить из одного в другой в процессе своего образования и последующей модификации. С точки зрения экономики различие между ними не существенно, поскольку все они могут

быть потенциальными коллекторами нефти и газа. Все эти линейно вытянутые, узкие песчаные тела, включая русловые образования, уже на протяжении многих лет объединяются под общим названием «шнурковые пески».

Песчаник Галлеп, нефтяное месторождение Бисти, Нью-Мексико. Баровый комплекс Бисти чаще приводили в качестве примера вдольберегового бара, чем барьерного острова [40]. По размеру эти образования гораздо больше обычных вдольбереговых баров. Ниже дано краткое описание этого комплекса. Сабинс [40] выделил и описал следующие фации осадков:

1. Главный песчаник Галлеп — непродуктивный, развитый на обширной территории покровный песчаник, отлагавшийся в процессе регрессии моря. В его состав входят:

- а) песчаная фация побережья — чрезвычайно мелкозернистые песчаники с многочисленными зернами первичного доломита, изредка встречается глауконит. На юго-западе месторождения Бисти эта фация перекрывается фацией пляжевого песка;
- б) фация пляжевого песка — среднезернистый песчаник с пониженным или средним содержанием зерен первичного доломита; глауконита мало либо вовсе отсутствует.

2. Фация с низким значением спонтанной поляризации (SP) — плохо отсортированные песчаные глины и глинистые пески с незначительным или средним содержанием первичного доломита; глауконита мало либо отсутствует. Эта фация осадков подстилает продуктивные баровые пески и отделяет их от лежащих ниже песчаных фаций побережья.

3. Фация баровых песков — среднезернистые песчаники, зерен первичного доломита мало или совсем нет, много глауконита. Три отдельных бара получили название пачек формации Галлеп: Мэрай (фиг. 14, А), Уэрфано и Карсон. На мористой (северо-восточной) окраине баровые пески переходят в фации предбарового типа, а на обращенной к материку (юго-западной) стороне — в фации забарового типа.

4. Предбаровая фация — морские глины, с характерной фауной открытого моря планктонными фораминиферами и *Inoceramus* — содержит коллофан.

5. Фация тыльной зоны бара — морские глины, накопившиеся в изолированном морском бассейне; фауна открытого моря отсутствует; часто встречаются отпечатки бентосных фораминифер, заполненные пиритом.

6. «Верхние» глины Манкос — глины, отлагавшиеся в обстановке открытого моря, перекрывающие повсеместно формацию Галлеп.

Содержание глауконита в баровом песке, достигающее 10%, позволяет отличить осадки баров от отложений материкового пляжа. Размер зерен варьирует от 1,0 до 3,0 единиц ϕ , коэффициент сортировки — от 0,5 до 1,0 (в среднем), а форма зерен — от полуугловатой до полуокатанной. Размер зерен уменьшается с глубиной, что, вероятно, обусловлено возрастанием в обратном направлении эффективности сортировки (просеивания) осадков течениями, а не вертикальной сменой фаций, как это отмечено на острове Галвестон, Техас.

Песчаник Игл, Биллингс, Монтана. На основе сравнения его с современным островом Галвестон, Техас, самая нижняя пачка верхне-меловой формации песчаников Игл в районе Биллингс, Монтана (фиг. 14, Б), определена Шелтоном [41, 42] как палеобарьерный остров. Несмотря на то что ширина этой пачки почти в три раза, а мощность в два раза больше, чем у отложений на острове Галвестон, она также представлена хорошо отсортированным мелкозернистым песчаником, размер зерен которого увеличивается снизу вверх, так же как в песках острова Галвестон.

Преобладающими текстурными формами в верхней части песчаного тела является крупная, слабо наклонная слоистость, в то время как в нижней части текстура песков пятнистая, слоистость нечеткая из-за деятельности

роющих организмов. Шелтон [41] установил, что в этих осадках «обычно встречаются кремнистые сланцы и обломки коренных пород. Повсеместно в теле песчаника присутствует глауконит, а в качестве акцессорных минералов в нижней части отмечены мусковит и углистый материал».

Ископаемой фауны лагунных и морских фаций не обнаружено. Нижний и латеральные контакты постепенные, а верхний — резкий.

Блуждающие пески Мичиган, бассейн Мичиган. У основания миссисипской системы в бассейне Мичиган [5] выделено двадцать три горизонта шнурковых песков, называемых «блуждающие пески Мичиган». Болл и др. [5] отмечали: «Трудно представить себе какую-либо другую шнурковую залежь, в которой имелись бы такие неоспоримые факты, доказывающие ее генезис как прибрежного песчаного бара или в которой можно было бы так легко проследить процесс формирования самого бара». Этот вывод базировался на результатах изучения формы, распределения пористости песчаных тел и их взаимоотношений с рельефом морского дна. Наиболее крупная пачка песчаника, описанная Боллом и др. [5], имеет длину 14,4 км и ширину 4,8 км. В поперечном сечении бары имели выгнутую вверх форму (фиг. 14, В). Хотя петрографические данные отсутствуют, тем не менее можно предположить, что блуждающие пески Мичиган являются одним из наглядных примеров взаимосвязи шнурковых залежей с рельефом морского дна: они приурочены к структурным поднятиям. Конфигурация одной из пачек блуждающих песков показана на фиг. 14, В. Неясным остается только вопрос о том, образовались ли блуждающие пески Мичиган в результате обычных седиментационных процессов в условиях побережья или образование их связано с проявлением слабых тектонических движений.

Пачка песчаников Мадди в формации глинистых сланцев Термополис, месторождение Белл-Крик, Вайоминг. Берг и Дэвис описали [8] пачку песчаников Мадди нижнемеловой формации Термополис на нефтяном месторождении Белл-Крик в бассейне реки Паудер и уверенно определили ее как барьерный бар. Это один из немногих примеров того, когда детально изучена петрография осадков и проведена корреляция с фациями современных барьерных островов. Мощность песчаников в среднем 6 м, а максимальная — около 10,8 м. В плане песчаное тело имеет приблизительно овальную форму длиной 19,2 км и шириной 6,4 км (фиг. 14, Г). Согласно определениям Берга и Дэвиса, минеральный состав песчаника следующий: 86% кварца, 1,7% слюды и 1,8% кальцитового цемента. Средний размер зерен 0,16 мм. Размер зерен обычно увеличивается снизу вверх по разрезу до точки приблизительно в 1,5 м от кровли, а затем опять уменьшается. Бергом и Дэвисом выделены следующие четыре пачки:

1. Эоловые и пляжевые пески, тонкозернистые до очень тонкозернистых, выветрелые, массивные, темные, псевдослоистые вблизи подошвы, мощность 1,8 м.
2. Пляжевые и прибрежные пески, тонкозернистые до очень тонкозернистых, отчетливо слоистые, с ракушками, мощность 1,8 м.
3. Пески средней части предфронтальной зоны пляжа, очень тонкозернистые, с ходами роющих организмов, слоистые, переслаивающиеся с алевроитом и глиной, мощность 5,4 м.
4. Ракушечниковый песок нижней части предфронтальной зоны пляжа, с ходами роющих организмов, слоистый, переслаивающийся с алевроитом и глиной, мощность 1,8 м.

Общая мощность всех четырех пачек 10,8 м.

Были выделены фации барьерного острова и сопутствующие им лагунные фации. Характер распределения четырех пачек в фациях барьерного бара позволяет предположить несогласное регрессивное прилегание, наблюдаемое на современном острове Галвестон. Такой характер распределения может соответствовать в простейшем случае условиям мелководья, причем

барьерный бар при этом представлял, по-видимому, барьерный остров только в последней стадии его развития. Однако приведенные Бергом и Дэвисом данные в значительной мере подтверждают их вывод о том, что песчаник Мадди отлагался в условиях барьерного побережья.

Шнурковые пески Бартлесвил, Канзас. Интересным примером палеобарьерных островов служат шнурковые пески Бартлесвил среднепенсильванского возраста, развитые в восточной части Канзаса. Линейно вытянутые песчаные линзы залегают в толще глинистых осадков формации Чероки, состоящей из морских и континентальных отложений. Длина этих палеобарьерных островов или прибрежных баров, согласно данным Басса [6], варьирует от 3,2 до 9,6 км, ширина от 0,8 до 2,4 км, а мощность от 15 до 37,5 м. В зоне слегка изогнутых трендов расположены две системы островов протяженностью от 40 до 72 км [6]. В поперечном сечении эти линзы изогнуты незначительно кверху. Пески в основном тонкозернистые и очень тонкозернистые, зерна угловатые и полугловатые, но иногда встречаются грубозернистые и очень грубозернистые, с окатанными и хорошо окатанными зернами. Эти пески тонкослоистые; слои четко отделены один от другого. Шнурковые пески Бартлесвил трактуют как палеобарьерные острова, основываясь преимущественно на форме песчаных тел и их простирании, параллельном древней береговой линии.

Пачка песчаников Верден в формации Марлоу, Оклахома. Пачка песчаников Верден формации Марлоу пермского возраста обнажается в виде полосы шириной от 60 до 450 м и протяженностью 120 км в центральной и юго-западной частях Оклахомы [7]. Максимальная мощность пачки 4,5 м, и отложения, слагающие ее, представлены доломитовыми песчаниками, средне- и крупнозернистыми, с окатанными зернами. Эти песчаники переслаиваются с тонкими слоями мелкозернистых, гипсоносных песчаных глинистых сланцев мощностью до 7,5 см, которые послужили источником межформационных галек, встречающихся у кровли пачки. Песчаник средней степени слоистости с очень отчетливой косою слоистостью, углы наклона которой обычно 10° — 20° . В песчаных глинистых сланцах часто встречаются нормальные и гигантские знаки ряби. Оси знаков ряби обычно параллельны длинной оси пояса песчаников. Размер зерен варьирует от размера глинистых частиц глины до 5 мм; в каждом слое песок характеризуется средней степенью сортировки. Нередко встречаются морские гастроподы и пелелиподы.

Пачка песчаников Верден трактовалась Бассом [7] как отложения барьерного пляжа своеобразной формы. В действительности генезис толщи Верден не совсем ясен, но скорее всего это либо барьерный остров, либо какой-то элемент, связанный с ним. Мнение Басса базируется прежде всего на форме залежей, комплексе морской фауны и совпадении простирания тренда с направлением осей знаков ряби.

Протяженность и линейность цепочки песчаных тел пачки Верден, их небольшая ширина и мощность подтверждают предположение Басса.

Древние барьерные острова побережья Мексиканского залива. Древние барьерные острова побережья Мексиканского залива выделялись в породах различного возраста, от нижней юры до плейстоцена. Это, вероятно, объясняется незначительным уклоном территории, обилием обломочного материала и, возможно, постоянными ветрами с моря на большей части Мексиканского залива в этот интервал времени. Линзы песчаников верхнеюрской толщи Коттон-Велли, развитые в северной части залива, рассматриваются как древние барьерные острова. В этом районе благодаря существованию мелкого моря и привносу значительного объема песчаного материала в позднеюрское время создались благоприятные условия для формирования барьерных островов. Авторов несколько смущает лишь то обстоятельство, что ширина так называемой лагуны здесь в среднем достигает 110 км, а лагунные

осадки скорее напоминают нормальные морские; кроме того, ряд параметров, характеризующих комплекс пляжа или острова, принимался априорно.

О некоторых проблемах, возникающих при установлении особенностей строения любого единичного барьерного острова и других характерных его элементов в том случае, когда множество пачек песчаников барьерного типа в разрезе расположено в непосредственной близости друг от друга, можно судить на примере сложной системы древних барьерных островов, погребенных в формации Фрио третичного возраста в южном Техасе [11, 12]. Согласно Бойду и Дайру [11], «Барьерный бар Фрио сложен грубо- и мелкозернистыми, хорошо отсортированными, пористыми кварцевыми песками, которые вверх по региональному наклону переходят в лагунные глины, а вниз по падению в глины, типичные для внутренних областей континента». Указанные глины Бойд и Дайр отнесли к лагунным в основном по содержащейся в них фауне. Лагунные глины окрашены в красный и зеленый цвета и содержат солоноватоводную ископаемую фауну. В баровых песках установлен песок эолового типа [12].

Авторам представляется маловероятным, чтобы единичный барьерный остров мог оставаться столь долго стабильным и аккумулировать пески мощностью до 900 м. Почти уверенно можно говорить о том, что в формации Фрио присутствует своеобразный тип песчаника, сложенный многочисленными песчаными телами барьерного побережья и, возможно, дельтовыми осадками.

К числу древних барьерных баров у побережья Мексиканского залива относятся также толщи песков Каррисо эоценового возраста (Д. Дэвис, устное сообщение), нижнемиоценовый песчаник Катахула [15], плейстоценовый барьер Инглсайд в южном Техасе [35] и голоценовый барьер Пайн-Айленд в южной Луизиане [54]. В обнажениях песков Каррисо непосредственно к юго-западу от Херна, Техас, можно наблюдать прекрасно выраженные дюнные и лагунные фации.

ВЫВОДЫ

Перед тем как перейти к выводам, авторы особо отмечают, что поиски комплексов отложений барьерных островов в древних осадках требуют знания характера условий осадконакопления на побережье в голоцене. Только после того, как было пробурено огромное число скважин, стало возможным определить, что наиболее характерными чертами любого барьерного острова можно считать их удлиненную форму и прямолинейность.

Поэтому следует особенно тщательно анализировать взаимоотношения фаций, которые могут быть встречены вдоль побережий барьерного типа. Нельзя также забывать и о том, что со временем барьерные острова видоизменяются в зависимости от колебания уровня моря. На обширной территории барьерные пески могут перекрываться морскими покровными песками в процессе наступления моря на сушу либо расчленяться и смешиваться с речными отложениями в периоды регрессии. Процессы переработки нацело могут разрушить даже такой отчетливый текстурный элемент, как эоловый тип косой слоистости. Знание характера современных процессов осадконакопления в море и вдоль побережья имеет первостепенное значение для распознавания обстановок осадконакопления. Основой для поиска любых палеопобережий служат региональные карты палеофаций или палеотектоническая карта, на которой показано положение древних береговых линий. Только в результате региональных обобщений фациальной обстановки можно наметить в дальнейшем конкретные объекты для постановки детальных поисковых работ.

При проведении детальных исследований на любом конкретном объекте геолог должен применять данные о современных обстановках седиментации

и всегда помнить, что даже единичный параметр, пусть незначительный для региональных обобщений, может оказаться ключевым при выделении той или иной специфической обстановки. Примером может быть какой-то тип фауны, диагностически не укладывающийся в рамки выделяемой фации. Авторы уже отмечали роль штормов, которые переносили морские формы, типичные для зоны континентального шельфа, на барьерные острова, а в ряде случаев и еще дальше, в лагуну.

В процессе выделения какой-либо специфической обстановки барьерного побережья следует применять методы математической статистики для обработки параметров по древним осадкам и сравнивать их с современными. Ниже приведены основные диагностические критерии и классификация обстановок осадконакопления.

Пляж

1. *Осадки.* Отложения пляжей представлены хорошо отсортированными песками, которые местами содержат обломки раковин и скопления тяжелых минералов. Эти осадки залегают в виде слоев различной мощности с первоначальными углами наклона, не превышающими, как правило, 10° .

2. *Ископаемая фауна.* Несмотря на то что присутствуют многочисленные и разнообразные морские формы, могут преобладать характерные формы для среднеприливной зоны как *Donaх*. Довольно часто встречаются обломки раковин и интенсивно абрадированные раковины.

Дюны и золотые отмели

1. *Осадки* представлены, как правило, тонкозернистым и очень тонкозернистым хорошо отсортированным песком, в котором волокон растений и тяжелых минералов содержится больше, чем в осадках сопредельного пляжа или лагуны. В дюнах может сохраняться золотый тип косой слоистости, но установить это довольно трудно. Золотые отмели обычно бесструктурны, хотя в отложениях могут сохраняться ходы роющих организмов, отпечатки корневой системы растений или горизонты ископаемых почв. Могут встречаться также прослой водорослей пресноводных озер, образовавшихся в дефляционных выемках.

2. *Ископаемая фауна.* В золотых осадках могут быть найдены некоторые морские раковины и их обломки. Встречаются также ямки от наземных улиток и волокна растений.

Намытые конусы выноса и отмели заплеска

1. *Осадки.* Характерно последовательное напластование ракушечниковых слоев. Вместе с осадками заплеска береговых озер и золотыми отложениями они служат диагностическим признаком.

2. *Ископаемая фауна.* В базальном ракушечниковом слое содержится нормальная морская фауна. В отложениях береговых озер, перекрывающих этот слой, встречаются трубки червей и углистые прослой.

Приливо-отливные отмели

1. *Осадки* приливных отмелей представлены переслаиванием лагунных и островных комплексов.

2. *Ископаемая фауна.* Пласты, содержащие лагунную фауну, переслаиваются с относительно слабо охарактеризованными фауной осадками барьерных островов. Иногда встречаются прослой водорослей.

Лагуны, заливы или бухты

1. *Осадки* представлены обычно глинистым алевритом и песками, которые становятся более мелководными по направлению к центру бассейна. Местами встречаются оолиты, ракушняковый гравий, породы пляжа, прошлой водорослей и пачки торфа.

2. *Ископаемая фауна*. Первостепенную роль играют формы, обитающие в солоноватой или засоленной воде. Важны также фаунистические комплексы рек и открытого моря, которые встречаются совместно с фауной лагун. К числу индикаторов, которые позволяют выделять обстановки лагуны, залива или бухты, относят присутствие форм, обитающих в условиях повышенной солености, раковин замковых брахиопод или чистых неабрадированных раковин, свидетельствующих о низком энергетическом уровне обстановки седиментации. К особенно достоверным индикаторам относят характер распределения и тип фораминифер, поскольку многие из них непосредственно указывают на специфику среды обитания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ager D. V., Principles of paleocology, McGraw-Hill Book Co., New York, 371 p., 1963.
2. Ager D. V., The geographic distribution of brachiopoda in the British Middle Lias Quart. Journ. Geol. Soc., London, 112, p. 157—187, 1956.
3. Allen T. R. L., Coastal geomorphology of eastern Nigeria, Beach Ridge Barrier Islands and vegetated tidal flats, Geologie en Mijnbouw, 44, p. 1—21, 1965.
4. Andrews P. B., Facies and genesis of a washover fan, St. Joseph Island, central Texas coast (Ph. D. Thesis), Texas Univ., Austin, Texas, 238, p., 1967.
5. Ball M. W., Weaver T. J., Crider H. H., Ball D. S., Shoestring gas fields of Michigan, in: Levorsen A. I., ed., Stratigraphic type oil fields, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., p. 237—266, 1941.
6. Bass N. W., Origin of Bartlesville Shoestring sands, Greenwood and Bulter Counties, Kansas, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 18, p. 1313—1345, 1934.
7. Bass N. W., Verden Sandstone of Oklahoma, an exposed shoestring sand of Permian age, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 23, p. 559—581, 1939.
8. Berg R. G., Davies D. K., Origin of Lower Cretaceous Muddy Sandstone at Bell Creek Field, Montana, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 52, p. 1888—1898, 1968.
9. Bernard H. A., LeBlanc R. J., Major C. F., Recent and Pleistocene geology of southeast Texas, in: Rainwater E. H., Zingula R. P., eds., Geology of the Gulf Coast and central Texas, and guidebook excursions, Houston Geol. Soc., Houston, Texas, p. 175—224, 1963.
10. Boker T. A., Sand dunes on northern Padre Island (M. S. thesis), Kansas Univ., Lawrence, Kansas, 100 p., 1956.
11. Boyd D. R., Dyer D. F., Frio bar system of south Texas, Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans., 14, p. 309—322, 1964.
12. Boyd D. R., Frio barrier bar system of south Texas, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 50, p. 170—178, 1966.
13. Bradley J. S., Differentiation of marine and sub-aerial sedimentary environments by volume percentage of heavy minerals, Mustang Island, Texas, Journ. Sediment. Petrol., 27, p. 116—125, 1957.
14. Dillon W. R., Submergence of a glaciated coast recorded in the stratigraphy of a Rhode Island Lagoon, Unpubl. manuscript, 22 p., 1969.
15. Fisher W. L., McGowen J. H., Depositional systems in Wilcox Group (Eocene) of Texas, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 53, p. 30—54, 1969.
16. Fisk G. N., Padre Island and Laguna Madre Flats, coastal south Texas, Second Coastal Studies Inst., Louisiana State Univ., Baton Rouge, La., p. 103—152, 1959.
17. Friedman G. M., Distinction between dune, beach, and river sands from their textural characteristics, Journ. Sediment. Petrol., 31, p. 514—529, 1961.
18. Friedman G. M., Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sands, Journ. Sediment. Petrol., 37, p. 327—354, 1967.
19. Grossman S., Ecology of Rhizopoda and Ostracoda of Southern Pamlico Sound region, North Carolina, part 1, Living and sub-fossil rhizopod and ostracoda populations, Kansas Univ. Paleont. Contr. 44, Ecology, art. 1, p. 1—82, 1967.
20. Hayes M. O., Hurricanes as geological agents, Case studies of hurricanes Carla, 1961, and Cindy, 1963, Bur. Econ. Geol., Texas Univ., Inv. Rept. 61, 54 p., 1967.

21. *Heald M. T.*, Cementation of Simpson and St. Peter Sandstones in parts of Oklahoma, Arkansas, and Missouri, *Journ., Geol.*, **64**, p. 16—30, 1956.
22. *Hoyt J. T., Henry V. J. J.*, Significance of inlet sedimentation in the recognition of ancient barrier islands, Wyoming Geol. Soc., 19th Field Conf., Field Trip Guidebook, p. 190—194, 1965.
23. *Hoyt J. H., Weimer R. J., Vernon J. H.*, Late Pleistocene and Recent sedimentation, Central Georgia Coast, U. S. A., in: *Van Straaten L. M. J. U.*, ed., Deltaic and shallow marine deposits, Sixth Intern. Sediment. Congr., The Netherlands and Belgium, 1963, Proc., p. 170—176, 1964.
24. *Johnson D. W.*, Shore processes and shoreline development, New York, John Wiley and Sons, Inc., 584 p., 1959.
25. *Kuenen P. H.*, Experimental abrasion and frosting of sand (Abst.), Am. Assoc. Petroleum Geologists and Soc. Econ. Petrologists and Mineralogists, Ann. Mtg., Dallas, Texas, Program, 1959.
26. *LeBlanc R. T., Hodson W. D.*, Origin and development of the shoreline, Second Coastal Geogr. Conf., Coastal Studies Inst., Louisiana State Univ., Baton Rouge, La., p. 57—101, 1959.
27. *Lehman E. P.*, Statistical study of Texas Gulf Coast recent foraminiferal facies, *Micro-paleontology*, **3**, p. 325—356, 1967.
28. *Mason C. C., Folk R. L.*, Differentiation of beach dune and eolian flat environments by size analysis, Mustang Island, Texas, *Journ. Sediment. Petrol.*, **28**, p. 241—226, 1958.
29. *Masson P. H.*, An occurrence of gypsum in southwest Texas, *Journ. Sediment. Petrol.*, **25**, p. 72—77, 1955.
30. *McBride E. F., Hayes M. O.*, Dune crossbedding on Mustang Island, Texas, *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, **46**, p. 546—551, 1963.
31. *McKee E. D.*, Primary structures in some recent sediments, *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, **41**, p. 1704—1747, 1957.
32. *Parker R. H.*, Macro-invertebrate assemblages of central Texas coastal bays and Laguna Madre, *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, **43**, p. 2400—2466, 1959.
33. *Parker R. H.*, Ecology and distributional patterns of marine macro-invertebrates, northern Gulf of Mexico, in: *Shepard F. P., Phleger F. P., van Andel T. H.*, eds., Recent sediments, northwest Gulf of Mexico, Tulsa, *Am. Assoc. Petroleum Geologists*, p. 302—337, 1960.
34. *Phleger F. B.*, Ecology and distribution of Recent Foraminifera, Baltimore, Md., Johns Hopkins Press, 297 p., 1960.
35. *Price W. A.*, Barrier island not off-shore bar, *Science*, **113**, p. 487—488, 1951.
36. *Rich J. L.*, Shoestring sands of eastern Kansas, *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, **7**, p. 103—113, 1923.
37. *Rich J. L.*, Further observations on shoestring oil pools of eastern Kansas, *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, **10**, p. 568—580, 1926.
38. *Rogers J. W., Strong C.*, Textural differences between two types of shoestring sands, *Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans.*, **9**, p. 167—170, 1959.
39. *Rusnak G. E.*, Sediments of Laguna Madre, Texas, in: *Shepard F. P., Phleger F. B., van Andel T. H.*, eds., Recent sediments, northwest Gulf of Mexico, Tulsa, *Am. Assoc. Petroleum Geologists*, p. 153—196, 1960.
40. *Sabins F. F., Jr.*, Anatomy of stratigraphic traps, Bisti oil field, New Mexico, *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, **47**, p. 193—228, 1963.
41. *Shelton J. W.*, Trend and genesis of lowermost sandstone unit of Eagle sandstone at Billings, Montana, *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, **49**, p. 1385—1397, 1965.
42. *Shelton J. W.*, Stratigraphic models and general criterion for recognition of alluvial, barrier bar, and turbidity-current sand deposits, *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, **51**, p. 2441—2461, 1967.
43. *Shenton E. A.*, A study of the Foraminifera and sediments of Matagorda Bay, Texas, *Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans.*, **7**, p. 135—150, 1957.
44. *Shepard F. P.*, Longshore troughs, U. S. Army Corps of Engineers, Beach Erosion Board, Tech. Mem. 15, 1950.
45. *Shepard F. P.*, Gulf Coast barriers in Recent sediments, northwest Gulf of Mexico, Tulsa, *Am. Assoc. Petroleum Geologists*, 394 p., 1960.
46. *Shepard F. P., Moore D. G.*, Sediment zones bordering the barrier islands of central Texas coast, *Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists Spec. Publ.* 3, p. 78—98, 1955.
47. *Siler L. W., Scott A. J.*, Biotic assemblages, south Texas coast, in: *Depositional environments, south-central Texas coast*, Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Ann. Mtg. 1964, Field Trip Guidebook, p. 137—157, 1964.
48. *Simmons E. G.*, An ecological survey of the upper Laguna Madre of Texas, *Inst. Marine Sci. Publ.*, **4**, № 2, p. 156—200, 1957.
49. *Sloane B. J., Jr.*, The subsurface Jurassic Bodcow sand in Louisiana, *Louisiana Geol. Survey Bull.* **33**, 33 p., 1958.

50. *Sorgenfrie T.*, Molluscan assemblages from the marine middle Miocene of South Jutland and their environments, Reitzel, Copenhagen, 1—2, p. 503 p., 1958.
51. *Tappan H.*, Cretaceous biostratigraphy of northern Alaska, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 44, p. 273—297, 1960.
52. *Thomas W. A., Mann C. J.*, Late Jurassic depositional environment, Louisiana and Arkansas, Am. Assoc. Petroleum Geologists' Bull., 50, p. 170—182, 1966.
53. *Watson R. L.*, Origin of shell beaches, Padre Island, Texas (M. S. Thesis), Texas Univ., 121 p., 1968.
54. *Weide A. E.*, Bar and Barrier-island sands (Abst.), Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans., 18, p. 405—415, 1968.
55. *Weimer R. J., Hoyt J. H.*, Burrows of *Callianassa major* Say, geologic indicators of littoral and shallow neritic environments, Journ. Paleont., 38, p. 761—767, 1964.

РАСПОЗНАВАНИЕ МЕЛКОВОДНОЙ МОРСКОЙ ПАЛЕООБСТАНОВКИ ОСАДКОАКОПЛЕНИЯ

Ф. Геккел

Геологическая служба штата Канзас

ВВЕДЕНИЕ

Основные понятия. *Батиметрия.* Морское мелководное осадконакопление происходит в сублиторальной бентосной зоне, обрамляющей внешние шельфы крупных массивов суши. Эту зону седиментации одни геологи часто называют «неритовой» [41], другие, изучающие в основном экологию, понимают под этим термином массу воды непосредственно над дном [48, 91]. Считаю, что сублиторальная, или шельфовая, зона (располагающаяся глубже неритовой вод) простирается от линии наинизшего прилива до края континентального шельфа [48].

Край шельфа обычно располагается внутри изобары 180 м, резко обрываясь к склону, образуя границу между разными условиями осадконакопления. Поскольку перегиб склона, очевидно, разделяет обстановки осадконакопления разного характера, можно вместе с Данбаром и Роджерсом [41] рассматривать перегиб как нижнюю границу области нашего исследования (фиг. 1).

Таким образом, сублиторальная зона с мелководной обстановкой ограничена с одной стороны литоральной зоной, а с другой — батимальной зоной с условиями, типичными для материкового склона.

Соленость. Нормальная соленость воды в открытом океане колеблется в пределах 35—36‰. Количество видов организмов в водах с нормальной соленостью значительно больше, чем в водах с повышенной либо с пониженной соленостью [152].

Точки, где наблюдается наибольшее сокращение числа видов, в идеале, следует считать границей морской обстановки, поскольку состав и разнообразие комплексов ископаемых организмов служат основными критериями при выделении палеоморской обстановки. Однако установить такие точки нелегко. Толерантность морских организмов к солености в разных таксономических группах различна. Она зависит также от продолжительности существования менее благоприятных условий в переходной зоне, обычно



Фиг. 1. Основные характеристики мелководной морской обстановки морей двух типов.

чрезвычайно непостоянных из-за взаимодействия таких факторов, как ветер, приливы, испарение и поступление пресных вод. Вследствие этого не представляется возможным выбрать в качестве эталона морской обстановки ни одно значение солености. В данном исследовании верхнюю и нижнюю границы морской обстановки определяют переходные зоны, в пределах которых сокращается количество видов организмов.

Для низких значений солености переходная зона может быть расположена в диапазоне 20—30‰. Персиваль [см. 151] заметил, что количество видов морской фауны резко сокращается при уменьшении солености ниже 30‰. Однако некоторые виды сохраняются даже при солености 21‰. Хеджпет [91] показал что соленость 17—30‰ разные исследователи рассматривают как морские или солоноватые. Экман [48] же считает, что данные условия, судя по составу свойственной им биоты, не являются солоноватыми и что здесь лишь преобладают более устойчивые к солености морские формы. Эксперименты с сугубо морскими кораллами показали, что все они легко переносят однодневное пребывание в солености, равной 28‰, но ни один из видов их не может долго жить в воде с соленостью 17‰ [229].

В бассейнах с повышенной соленостью переходная зона, очевидно, приурочена к диапазону 40—50‰. Только необычно стойкие организмы выживают при солености выше 40‰ [21], и число их ограничено. Опыты на кораллах показали, что они не переносят солености даже 40‰ в течение 12 часов, а большинство погибает за тот же период при солености выше 48‰. Но некоторые виды кораллов, обитающие в нормальной морской воде, выживают даже при 40‰ в течение месяца или более [229]. Однако и в Красном море, где соленость составляет 41‰, обитает незначительное число коралловых форм совместно с другими типичными морскими формами, такими, как ежи и губки. Поскольку в открытых морях соленость редко превышает 41‰ (даже в таких частично ограниченных бассейнах, как Красное море), а в сверхсоленых более изолированных лагунах она сильно варьирует, очень трудно определить узкий диапазон солености выше нормальной морской, в пределах которого может существовать минимальное число фаунистических форм. Кроме этого, недавняя работа Кинсмана [106] о кораллах, обитающих в Персидском заливе при солености 48‰, свидетельствует, что данные о выживании живых форм в условиях повышенной солености менее однородны, чем для условий низкой солености.

В целом для морской обстановки можно назвать диапазон солености в пределах 20—50‰: это нормальные морские условия с соленостью 30—40‰ и две переходные зоны с соленостью от 20 до 30‰ и от 40 до 50‰.

Типы мелководных морей. Итак, под мелководной обстановкой осадконакопления автор понимает две области, которые он называет *периконтинентальными* (или краевыми) морями, охватывающими территорию шельфа вокруг континентов, и более широкие *эпиконтинентальные* (или эпейрические) моря, располагающиеся на континентах (фиг. 1). Последние редки в настоящее время, но они представили основную, если не всю, сохранившуюся и доступную информацию по стратиграфии осадков на континентах. Основные различия между периконтинентальными и эпиконтинентальными морями определяются их размерами, глубиной и характером уклона дна, которые влияют на циркуляцию вод, обстановку осадконакопления и на природу седиментации [195, 101]. Максимальные глубины современных периконтинентальных морей 180—300 м у края шельфа, максимальная ширина 150—500 км, уклон дна от 0,4 м/км до 2 м/км. Современные эпиконтинентальные моря в ширину достигают 1600 км и даже 3200 км на платформах. Так как глубина их редко достигает 180 м и обычно, по-видимому, составляет только 30 м [195], уклон дна в них менее 0,2 м/км, а в среднем составляет 1,5—10 см/км. Правда, Лайбнеком [121] установлено, что в бассейне Иллинойс глубины достигают 300 м, т. е. уклон дна более крутой, однако это, очевидно,

исключение из числа многих эпиконтинентальных морей, где все же в подавляющем большинстве глубины и уклон дна характеризуются величинами, которые приводит Шоу [195].

Задачи исследований. В области мелководного морского осадконакопления в целом известно огромное разнообразие условий, характерных для морей обоих типов. Значительная однородность сходных обстановок седиментации позволяет выделить ряд определенных критериев весьма широкого диапазона и к тому же однозначных. Любой такой критерий позволяет отличать морскую область от неморской или переходной либо мелководную морскую от глубоководной морской обстановки, по каким-нибудь единичным признакам выделить мелководную морскую обстановку не удастся. При разделении мелководной и глубоководной обстановок точность не играет особой роли в случае эпиконтинентальных отложений, но она необходима при анализе отложений периконтинентальных морей, развивавшихся, вероятно, в сложных геосинклиналях типа Средиземноморской в Евразии или Кордильерской на западе Северной Америки.

В соответствующих разделах данной статьи рассмотрены критерии, базирующиеся на литологии, минералогии, характере ископаемых организмов и текстуре осадков, на примере современных бассейнов. Объяснение того, почему та или иная обстановка приурочена к определенному типу бассейна, помогает установить, как можно использовать современные условия распределения осадков при изучении стратиграфии. Рассмотрены различные признаки для выделения зон мелководного морского осадконакопления, причем нами при составлении основной модели седиментации в бассейне данного типа проведено обобщение таких субобстановок.

На примере анализа пенсильванских пород Канзаса и девонских осадков Нью-Йорка показано, чего можно достичь при комплексном изучении стратиграфии и палеонтологии отдельных комплексов, генезис которых не вполне ясен. Там, где возможно, проведена аналогия с современными условиями, причем особо выделены эпиконтинентальные моря.

Наибольшее число детальных исследований мелководного морского осадконакопления коснулось только локальных, более легко разрешимых вопросов седиментации. Поэтому в данной статье одни аспекты не освещены совсем, другим уделено чрезмерное внимание, и большая часть изложенного материала подается специфично. Тем не менее основная задача на сегодня — это по возможности обобщить все имеющиеся данные, хотя и незавершенные, выделить диагностические критерии и разработать основные теоретические вопросы, касающиеся распознавания древних мелководных морских обстановок при анализе стратиграфии.

И наконец, автор приносит извинение тем исследователям, чьи работы не рассмотрены и не использованы в статье из-за огромного объема литературных источников по данной теме.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ ПО ЛИТОЛОГИИ

Уже при тщательном просмотре современных руководств по стратиграфии и седиментологии [41, 112, 236] читателю становится ясным, что литологический состав отложений в целом не дает необходимой информации для выяснения сущности условий осадконакопления в необходимом объеме (фиг. 2).

Терригенный обломочный материал. Аккумуляция терригенных илов и песков в настоящее время в значительном объеме происходит в форме речных осадков и аллювия, как, например, в дельте Миссисипи, а также в сублитеральной зоне вдоль побережий Техаса и Луизианы. Таким образом, песчаники и глины могут быть как морскими, так и континентальными. Кроме того, изучение образцов керн, полученных в настоящее время с океаниче-

ских глубин, показало, что песчаники и глины могут быть как глубоководными, так и мелководными морскими осадками. Конгломераты также отлагаются в весьма разнообразных обстановках: континентальной и мелководной и глубоководной морских, хотя в морских условиях и переходных зонах встречаются реже. Очевидно, что при определении обстановок осадконакопления необходимо учитывать и другие параметры осадков, такие, как насыщенность ископаемой фауной и текстуры.

Карбонаты. Карбонатные породы имеют в основном морское происхождение, но достаточно большие объемы их отлагались и в среднеприливной и верхнеприливной обстановках, которые в разной мере отличаются от морских условий. Почти все отлагающиеся в настоящее время карбонатные породы связаны как с глубоководными, так и с мелководными морскими условиями [180]. Часть карбонатов отлагается на суше, в континентальной обстановке, например в озерах, пещерах и из горячих источников. В карбонатных породах для выяснения условий седиментации необходимо анализировать характер ископаемой фауны и текстуры.

Кремнистые породы. Большинство слоистых и конкреционных кремневых образований являются морскими отложениями, но это установлено на базе фаунистических и стратиграфических показателей. Более того, условия, при которых образуются кремнистые осадки в морских обстановках, все еще остаются предметом разногласий. В настоящее время кремнистые осадки формируются в пресных озерах восточной Африки в результате выпадения в осадок гидроокиси кремния [56, 57] и в виде конкреций во временных озерах, связанных с изолированной прибрежной лагуной на юге Австралии [153]. Какая-то часть слоистых кремнистых пород образовалась, по-видимому, при химическом выветривании в форме почвы¹ на миоценовом пепелле Австралии [41].

Красноцветы. Терригенные красноцветные образования с всевозможными размерами зерен представляют в основном континентальные отложения. Безводный окисел железа — гематит, который обуславливает цвет данных пород, образуется при выветривании почв с высоким содержанием железистых минералов или аллювиальных отложений в условиях теплого как гумидного, так и аридного климата [233, 228]. Красноцветные отложения должны быть хорошо осушены не только для того, чтобы продолжали идти процессы окисления, но и для дегидратации [187]. Красный цвет осадки приобретают, как установлено, на месте их аккумуляции в континентальных условиях [233, 228]. Итак, если транспортируемые красноцветные отложения отлагались в засушливом (и обязательно континентальном) бассейне, то окраска их будет сохраняться [41]. С другой стороны, если эти осадки отлагались в морской воде, то гематит либо в результате гидратации переходил в «лимонит», либо давал закисные соединения железа, теряя при этом свою окраску. Потерю окраски при попадании в морскую обстановку удалось проследить на примере современных красноцветных осадков на побережье Калифорнии [22], на побережье Новой Шотландии [169]. Предполагается, что данный процесс имел место и в миссисипской палеодельте Ред-Бедфорд в Огайо [41]. Однако на ряде участков в настоящее время красноцветы отлагаются, не изменяя окраски, в морских условиях близ устья Амазонки [40] и вдоль участков тропических побережий Африки и Китая [169]. Очевидно, здесь либо окислительные условия сохраняются на значительном удалении от берега, либо осадок отлагается слишком быстро и не успевает подвергнуться восстановлению [41]. Морские красноцветы известны, например, в разрезе пенсильвания в Колорадо [232], они отнесены к морским по фауне, что более надежно лишь при разделении морской и континентальной обстановок седиментации.

¹ Имеется в виду кора латеритов.— *Прим. перев.*

На глубине, в открытых океанических бассейнах широко развиты также морские красно-коричневые илы. Если любой красноцветный осадок из данной обстановки совместить с известной стратиграфической шкалой, то по комплексу морской фауны, содержащейся в нем, сходной с описанной Эмери и др. [54], можно было бы говорить о его морском генезисе. Действительно, красный известняк юрских Альп глубоководного морского происхождения, выделяемый Гаррисоном и Фишером [72], содержит устойчивую морскую фауну.

Эвапориты. Хемогенные осадки, такие, как гипс, ангидрит и каменная соль, образуются в настоящее время в изолированных прибрежных бассейнах и в условиях аридного климата в приливо-отливных зонах, так как испарение здесь значительно превосходит процесс пресноводного накопления и своеобразный тип барьеров препятствует свободной циркуляции вод [112, 236]. В изолированных эстуариях и лагунах испаряющийся объем воды восполняется притоком морских вод через щели в барьере, но под влиянием гидростатического напора и изолирующего характера самого барьера отток замедляется, испарение повышает концентрацию рассолов, причем соленость возрастает настолько, что соль выпадает в осадок. Формирование эвапоритов подобного типа известно в эстуариях на побережье Перу [138] и в заливе Кара-Богаз-Гол, где соль выпадает из рассолов, сконцентрировавшихся в результате испарения слабосоленых вод (13‰) Каспийского моря [71]. Несколько иным путем происходит накопление солей в Нижней Калифорнии [157] и вдоль побережья Персидского залива [108], где барьер располагается выше линии наибольшего прилива и соль осаждается с верхнеприливными осадками после периодических затоплений аномально высокими приливами.

Образование солей происходит также и в континентальных аридных регионах, где соль аккумулируется в бессточных бассейнах, например на западе США. Как правило, континентальные солевые осадки содержат такие типы солей, которые в морских водах в большом объеме не фиксируются, например бораты.

В морском бассейне эвапориты могут формироваться и вдали от прибрежных зон. В условиях аридного климата в результате интенсивного испарения образуются рассолы, которые вследствие своей повышенной плотности могут стекать в какую-то локальную впадину и там накапливаться согласно модели, описанной Рихтером-Бернбургом [176] и Шмальцем [188]. Критическим фактором в данном случае является наличие вокруг впадины своеобразного порога, достаточно высокого, чтобы удерживать тяжелый рассол от вытекания и перемешивания с нормальной морской водой. Несмотря на то что этот порог выполняет ту же функцию, что и субаэральный барьер вдоль прибрежных лагун, он, по-видимому, в целом расположен под водой и нормальные морские неритовые воды могут сохраняться длительный период поверх него, так как воды повышенной солености, образующиеся в результате испарения, постоянно погружаются и их место занимает обычная вода сопредельных участков моря.

Присутствие мощных толщ солей в морских отложениях эпиконтинентальных бассейнов позволяет предположить, что течения вод повышенной плотности могли существовать в районах, подобных бассейну Мичиган в силуре; более интенсивное прогибание глубоководных участков такого бассейна должно было способствовать росту порога и интенсификации эвапоритового осадконакопления [202].

Модель эвапоритовой седиментации в мелководных эпиконтинентальных морях была разработана Шоу [195]. В противоположность свободной циркуляции вод, сильным течениям и умеренным приливам в современных океанах и периконтинентальных морях в эпиконтинентальных морях формирование сильных течений затруднено мелководностью и их шириной, амплитуда дневных приливов значительно затухает по периферии моря вследствие

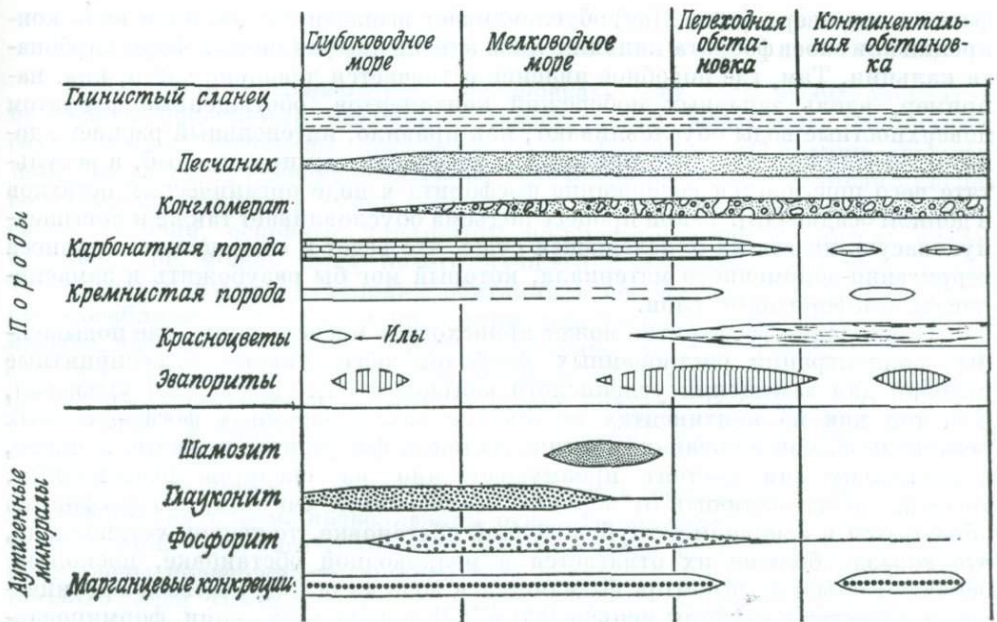
донного трения. Такое снижение естественной циркуляции вод должно способствовать формированию засоленности по периферии эпиконтинентального моря в условиях аридного климата, где потеря вод в результате испарения не могла достаточно быстро восполняться, с тем чтобы сохранить постоянный градиент солености. Течения, вызываемые различием плотности воды и притоком из открытого моря, для восполнения потерь за счет испарения не должны были существенно понижать засоленность периферийных участков моря, потому что сверхсоленость возникает до того, как образуются течения, а донное трение снижает их эффективность. Вызванные ветром течения вначале периодически нагоняли волны со стороны моря, не оказывая влияния на снижение испарения или изменения солености. Лишь притоки пресных вод существенно понижали соленость в периферических областях таких морей. Следовательно, в условиях аридного климата эвапориты могли формироваться на периферийных участках морей. Данную схему не следует забывать также в процессе анализа палеонтологической информации, причем, даже если климат и недостаточно засушлив, чтобы можно было подозревать засоленность и выпадение в осадок хемогенных минералов, соленость все же могла быть слишком высокой для обитания в такой среде организмов, характерных для нормальной морской обстановки.

Несмотря на то что эвапориты образуются в водах, которые, согласно определению, слишком засолены (больше 72‰), чтобы быть «морскими», тем не менее они могли аккумуляроваться в обстановках, существовавших внутри обычных морских бассейнов, или по крайней мере в граничных либо тесно связанных с морской обстановкой условиях. Таким образом, эвапориты не обязательно формируются только в континентальных условиях или в изолированных баром прибрежных лагунах, сопредельных с морским бассейном. Они аккумуляруются, по-видимому, в локальных, более интенсивно прогибающихся участках какого-либо морского бассейна или по периферии мелководного эпиконтинентального моря, которое не изолировано никакими субаэральными физическими барьерами.

Данные о том, какую соленость водоема отражает та или иная ассоциация морских эвапоритов, обобщены Скратоном [191]. Углекислый кальций начинает выпадать в осадок из морской воды соленостью 72‰ при испарении половины ее первоначального объема и продолжает осаждаться вплоть до солености 200‰. При этом значении начинает выпадать сернокислый кальций, и его выпадение продолжается выше точки, за которой начинается выпадение хлористого натрия — 353‰, что соответствует испарению 0,9 первоначального объема морской воды. Терминология для процесса формирования эвапоритовых ассоциаций была предложена Слоссом [202]. «Слабозасоленной» обстановке соответствует разрез карбонатов, переслаивающихся с ангидритом и гипсом, характеризующий диапазон солености от 72 до 353‰ (доломит тоже, несомненно, обычный эвапоритовый карбонат, часто встречаемый в разрезах). Минерализация этих вод является крайней, которую переносят большинство организмов, обитающих в водной среде. «Соленая» обстановка определяется преимущественным осаждением галита совместно с ангидритом, причем минерализация выше 353‰. Подобные литологические ассоциации наблюдаются в настоящее время в эвапоритах Перу, в бассейнах с соленостью вод, равной или близкой к установленной экспериментальным путем [138].

МИНЕРАЛОГИЯ

Кластические минералы связаны с источником их происхождения и поэтому могли отлагаться в любой обстановке. Однако определенные аутигенные минералы, как установлено, формируются исключительно или в по-



Фиг. 2. Распределение пород и некоторых аутигенных минералов по основным обстановкам.

Прерывистой линией показано возможное их образование в данной обстановке.

давлиющем большинстве в морской обстановке и, следовательно, являются индикатором осадочных пород морского генезиса (фиг. 2).

Шамозит и глауконит. Аутигенные железистые минералы можно разделить на четыре крупные фациальные группы, различающиеся преобладанием в них окислов, силикатов, карбонатов или сульфидов. Каждая фациальная группа отражает различную степень окислительных условий в донной обстановке [162]. В результате многочисленных исследований установлено, что современные залежи силикатов железа — шамозита и глауконита — имеют исключительно морской генезис. Оба минерала встречаются как в виде зеленых пеллет, так и в виде выполения небольших раковин, очень сходны по облику и характеру залегания, так что почти всегда шамозит ошибочно принимают за глауконит. Результаты недавних исследований, обобщенные Поренга [162], преимущественно по районам дельт Нигера и Ориноко и северной части острова Калимантан, показали, что каждый минерал характеризует определенную глубину и температурные условия в бассейне седиментации. Шамозит отмечается только в тропических районах в водоемах глубиной от 10 до 150 м; в более мелководной обстановке он замещается в основном гетитом («лимонитом»), который, по-видимому, представляет собой продукт окисления шамозита. Глауконит образуется преимущественно в глубоководной обстановке (от 10 до 1800 м), в изобилии встречается на глубинах от 30 до 750 м. Оба минерала встречаются в областях, где детритовая седиментация либо незначительная, либо совсем не проявляется. Диапазон глубин, в котором данные минералы встречаются, обусловлен, очевидно, температурными условиями среды: шамозит образуется в более теплой воде, чем глауконит. Таким образом, по глубине залегания данных минералов определяют только те пределы, в которых температурные условия закономерно изменяются с глубиной.

Фосфорит. Наиболее благоприятны для накопления фосфорита условия мелководного морского бассейна глубиной от 30 до 300 м [13]. Движение фос-

фатных вод вверх (upwelling) обуславливает выпадение в осадок в виде конкреций или слоев фосфата кальция либо замещение различных форм карбоната кальция. Там, где подобное явление встречается довольно часто, как, например, вдоль западных побережий континентов, обогащенные фосфатом поверхностные воды обуславливают, как правило, интенсивный расцвет ядовитого фитопланктона, что приводит к массовому вымиранию рыб, в результате чего повышается содержание фосфорита в виде органических остатков в донном осадке [13]. Такой процесс подъема обуславливает также и повышенную засушливость на близлежащей суше, что ведет к сокращению привноса терригенно-обломочного материала, который мог бы разубожить и замаскировать фосфоритовые слои.

Накопление фосфоритов может происходить и в эстуариях, где повышенные концентрации растворенных фосфатов обеспечивают благоприятные условия для замещения углекислого кальция [154]. Дегенс [35] указывал, что, так как на континентах не имеется таких огромных фосфоритовых резервуаров, как в океанах, континентальных фосфоритов известно немного, а поскольку они состоят преимущественно из скелетов позвоночных, то их нетрудно отличить от морских. Если раньше считали, что фосфориты образуются в основном в глубоководной обстановке, то теперь установлено, что гораздо больше их отлагается в мелководной обстановке, поскольку основной объем фосфоритов выделяется в воде из осаждающегося органического вещества с глубины меньше 900 м [13]; однако конкреции, формировавшиеся в мелководной обстановке, скатывались вниз по склону, накапливаясь в конечном итоге в глубоких участках бассейна, откуда они случайно извлекались при дражировании. В любом случае большинство исследователей считает, что обнаружение значительных объемов фосфоритов свидетельствует о незначительной терригенно-обломочной седиментации или полном ее отсутствии на протяжении существенного отрезка времени.

Марганцевые конкреции. Хотя традиционно марганцевые конкреции связывают с глубоководной обстановкой [116], тем не менее они встречаются в мелководных морских условиях и совместно с конкрециями железа в озерных и болотистых обстановках [165]. И действительно, озерные конкреции настолько обычны в заливе Грин-Бей озера Мичиган, что могут быть объектом промышленной добычи марганца [182]. Таким образом, сами по себе конкреции марганца не являются индикатором обстановки осадконакопления, однако совместно с другими аутигенными минералами они указывают на замедленную седиментацию. Это в совокупности с прочими критериями и было использовано Гаррисоном и Фишером [72] для доказательства замедленной аккумуляции некоторых мезозойских известняков Европы.

Геохимические критерии. Прайс [165] показал, что концентрации железа и отдельных микроэлементов в конкрециях марганца не являются постоянными и изменяются от одной обстановки к другой. Следовательно, соотношения различных элементов в марганцевых конкрециях могут быть критериями для определения палеосолености. Другие исследователи в качестве таких индикаторов рассматривали содержание галлия и бора в иллите [36, 230] и соотношение кальция и железа в осадочном фосфорите [141]. Однако такие геохимические критерии нельзя выявить непосредственно в обнажениях, и поэтому они здесь не рассмотрены. Таким образом, возможность их использования сомнительна и, по-видимому, ограничена.

Недавними исследованиями Лауенстама и Мак-Коннела [126] установлен флюорит в панцирях некоторых рачков и других беспозвоночных, обитающих в основном в мелком море и редко встречающихся на больших глубинах, что является по существу другим минералогическим или геохимическим показателем условий морского мелководья. Однако не выяснено, насколько широко развит флюорит в целом по разрезу и насколько легко можно его определять.

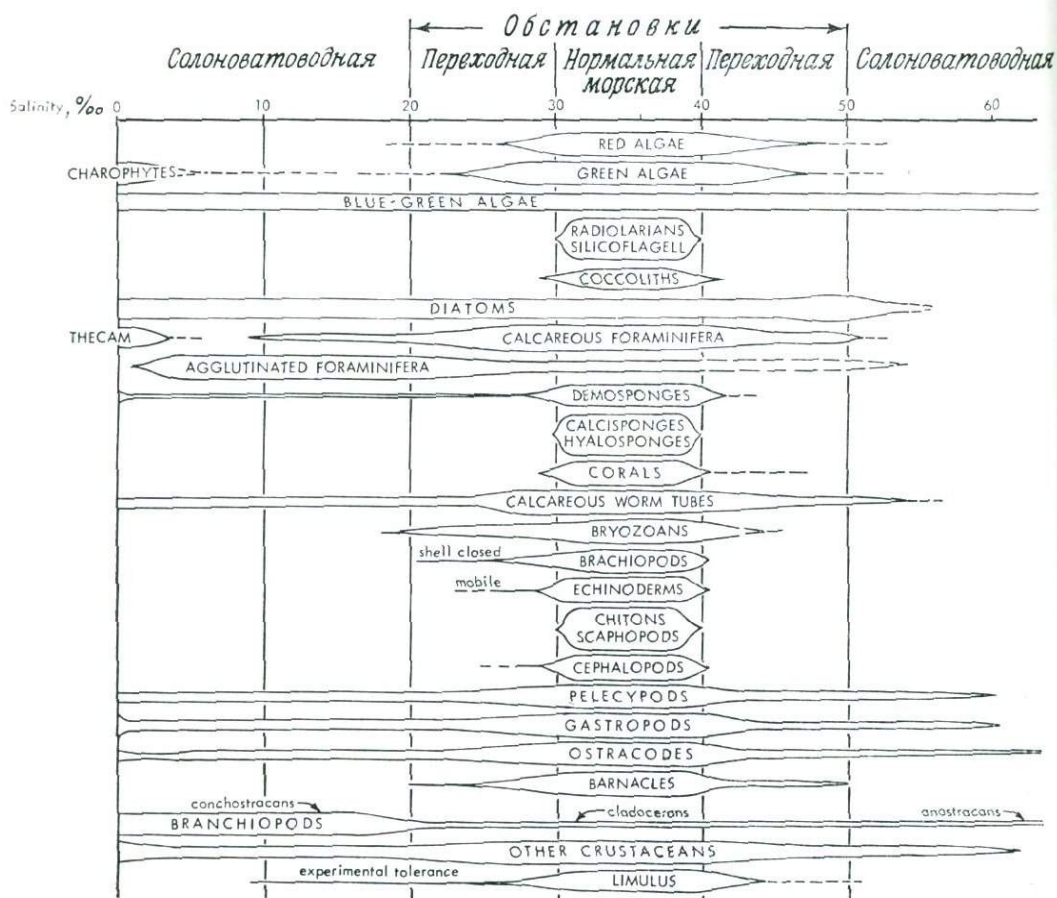
БИОЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ

Наблюдения в современных обстановках. Для того чтобы адекватно оценивать ископаемые остатки, способствующие выявлению обстановки седиментации, необходимо рассмотреть способность к выживанию организмов, обитающих в современных морях. Несмотря на то что механизм приспособления организмов к окружающей среде изменяется в течение геологического времени, основные параметры, по-видимому, не меняются; следовательно, не может быть ничего лучшего с методической точки зрения, чем начать с изучения условий обитания в современных морях. Условия приспособляемости тех групп организмов, твердые части которых сохраняются, что особенно важно при стратиграфических исследованиях, известны еще недостаточно. Ниже автором рассмотрены более высокоразвитые организмы, представляющие гораздо больший интерес. В отдельных случаях рассмотрены и более дробные зоны в пределах каких-то определенных обстановок обитания.

Приспособляемость морских организмов к солености является определяющим различием, позволяющим отделять морскую обстановку от континентальной. Для того чтобы жить в водной среде, большинство организмов вынуждены поддерживать в своем теле определенную концентрацию питательных солей. Поскольку концентрация солей в теле большинства морских беспозвоночных близка к минерализации нормальной морской воды, то они не нуждаются в осмотическом регулировании притока и оттока жидкости через полупроницаемую мембрану, которой служат их стенки, когда они находятся в морской воде [152]. Но они обитают только в морской обстановке определенного диапазона солености, поскольку поглощают больше жидкости, чем их камеры могут удерживать в солоноватых или пресных водах, и будут дегидратироваться путем отдачи воды в окружающую сверхсоленую воду. В любом другом случае они погибнут. Такие организмы с ограниченной приспособляемостью к соленой среде называют *стеногалинными*. Различные морские организмы обладают неодинаковой приспособляемостью, однако все они способны существовать в обстановке нормальной морской солености (фиг. 3). Организмы, чья приспособляемость к солености бассейна характеризуется более широким диапазоном, называют *эвригалинными*. Они либо способны переносить значительные изменения концентрации солей в водах, как некоторые водоросли, либо вырабатывают различные способы осмотического регулирования для поддержания постоянной концентрации жидкости внутри тела в чрезвычайно изменчивой или континентальной обстановках, как некоторые группы артропод, моллюсков и червей [152].

Следует учитывать также и приспособляемость организмов к свету, и поскольку проникновение последнего зависит от глубины, то данный критерий позволяет отделять мелководную обстановку от глубоководной. Температурные условия и турбулентность вод в меньшей степени зависят от глубины, но также, несомненно, являются важными контролирующими факторами распределения малых таксономических групп в пределах основных групп организмов. В пределах какой-либо основной обстановки замутненность вод и природа субстрата значительно меняются, в связи с чем данные факторы позволяют выделять дробные зоны в мелководной морской обстановке. Здесь же рассмотрено влияние насыщения вод кислородом и питательными веществами, необходимыми для организмов, причем данные факторы интересны главным образом тем, что их отсутствие отрицательно воздействует на среду.

Использование биологических показателей при изучении геологических разрезов. Большинство геологов хорошо знакомы с вопросами, касающимися проблем сохранности даже твердых элементов организмов в геологических разрезах, поэтому здесь они не рассматриваются. Достаточно сказать, что



Фиг. 3. Современное распределение основных групп беспозвоночных, встречающихся в ископаемом состоянии, в зависимости от солености.

Ширина полос на фигуре приблизительно отражает разнообразие фаунистических групп.

те ископаемые, которые сохранились, дают достаточную информацию для реконструкций палеообстановок. О проблемах транспортировки фауны в соседние обстановки седиментации будет сказано ниже.

Ископаемые, указывающие на морскую обстановку. Поскольку характер распределения водных организмов тесно связан с соленостью среды и диапазонами солености, то ископаемая фауна служит надежным параметром, позволяющим разделять в разрезах морскую и континентальную обстановки седиментации. Следовательно, в силу того что степень приспособляемости к засолению вод, особенно стеногалинных организмов, с течением геологического времени меняется, очевидно, незначительно, любой комплекс ископаемых организмов, чьи современные потомки или родственные типы обитают в море, свидетельствует о том, что палеообстановка их обитания была морской.

Любое из скоплений ископаемых, указывающих на сугубо морскую обстановку в довольно широких пределах, изображенных на фиг. 3, должно содержать отдельные виды с ограниченной приспособляемостью к засолению среды. К их числу относятся известковые красные и зеленые водоросли, радиоларии, кремнежгутиковые губки, кокколиты, большинство известковых фораминифер, известковые губки и стекловатые губки, кораллы, мшанки,

брахиоподы, морские ежи, морские желуди и некоторые виды моллюсков: одностворчатые, хитоны, ладьиногие и цефалоподы (фиг. 3). Все вместе они встречаются довольно редко в силу различной приспособляемости к типу субстрата или к другим особенностям среды обитания, но типичные представители некоторых видов будут обязательно присутствовать в нормальных морских ассоциациях. Тем не менее присутствие только сугубо нормальных морских видов, не испытанных транспортировки, таких, как кораллы, как раз и указывает на обстановку данного типа. С другой стороны, некоторые мшанки, известковые фораминиферы и в меньшей степени группы водорослей, лингульные брахиоподы, мобильные морские ежи и цефалоподы могли обитать или постепенно передвигаться по направлению к той среде, в которой диапазон солености сдвигается в сторону переходных к морской обстановке. Таким образом, любой вид ископаемого сам по себе или совместно с другими видами данной или более приспособляющейся группы может служить индикатором морской обстановки, переходной к условиям открытого моря или несколько ограниченного по какой-то причине. Крупные участки эпиконтинентальных морей могли быть заселены таким, хотя и ограниченным, но все-таки морским комплексом фауны. В морских ассоциациях могут также встречаться и многие типы сине-зеленых и диатомовых водорослей, агглютинированные фораминиферы, связкогубки, известковые трубки, выполняющие ходы червей, пелециподы, гастроподы, остракоды и реже группы артропод, но, поскольку эти более приспособляющиеся виды могли существовать также и в континентальных условиях, сами по себе они не могут служить показателем морской обстановки.

По сравнению с морской ассоциацией типичный комплекс солоноватоводной фауны представлен ограниченным числом видов из некоторых вышеупомянутых более приспособленных групп: пелециподами, гастроподами, остракодами, брахиоподами, мягкорачковидными, агглютинированными фораминиферами, диатомеями, ходами червей и сине-зелеными водорослями. В целом таксономический состав типичной суперсоленой ассоциации не должен сильно изменяться вплоть до точки, где минерализация вод становится настолько высокой, что могут существовать только беззамковые брахиоподы, возможно, сине-зеленые водоросли и остракоды, а также определенные типы бактерий и другие микроорганизмы [217]. Видимое сходство между солоноватоводной и сверхсоленой фауной скорее всего объясняется, если предположить, что как в той, так и в другой обстановке соленость значительно колебалась. Внутри основных выживающих групп обычно только несколько семейств или родов являются эвригалинными, так как они обладают способностью приспособляться к изменениям солености [152]. Фактически в течение различных сезонов в одном и том же бассейне может создаваться как солоноватоводная, так и сверхсоленая обстановка.

Однако большинство организмов, которые адаптировались к более стабильным пресноводным условиям, являются стеногалинными и поэтому в другой обстановке не встречаются [152]. Пресноводные ассоциации представлены харофитами, текамбинидами и некоторыми специфическими видами пелеципод, гастропод, остракод, замковых брахиопод, связкогубок, диатомей, сине-зеленых водорослей и ходов червей; все они в различной степени зависят от других особенностей обстановки. В некоторых случаях присутствует только одна или две группы.

Многие эвригалинные организмы, преобладающие в солоноватоводных ассоциациях, могут обитать также и в нормальной морской обстановке, но они погибают, либо число их сокращается до минимума в результате усиления борьбы за жизненное пространство. В качестве иллюстрации можно привести устриц, которые живут в морских водах, но число их заметно сокращается из-за хищнического истребления морскими улитками (*Thais* — устричный сверлильщик), которые, однако, не переносят низкой солености.

Поэтому устрицы встречаются в изобилии только в солоноватых водах эстуариев и лагун. Чрезвычайно большое количество устриц в солоноватых водах отражает также общее правило, касающееся обитателей изолированных обстановок; оно заключается в том, что увеличивается численность тех видов, общий объем которых сократился. Данное явление в общем случае обусловлено снижением конкуренции с другими видами за один и тот же объем пищи и жизненное пространство, приходящиеся на единицу площади бассейна. Однако следует помнить, что такие очевидные эвригалинные формы, которые в изобилии встречаются в изолированной обстановке, только своим присутствием еще не доказывают однозначно вид обстановки. По существу присутствие их в сокращенном объеме, даже с некоторыми видами стеногалинных морских групп, указывает, вероятно, лишь на нормальную морскую обстановку.

Такие своеобразные «смешанные» ассоциации могут также развиваться при быстрой смене обстановок с различной соленостью в изолированном периферийном водном бассейне. Так, например, в Баффиновом заливе и лагуне Мадре на южном побережье Мексиканского залива воды сверхсолоненные ($50-60\text{‰}$), но ливневые дожди, сопровождающие современные ураганы, снижают минерализацию вод до $2-10\text{‰}$, после чего заливы опять становятся сверхсолонеными, проходя стадию нормального морского бассейна с быстрой сменой ассоциаций организмов, типичных для различных диапазонов солености (Е. В. Бехренс, устное сообщение, 1968 г.). Если в процессе седиментации такое изменение не влияло в значительной мере на разобщение ассоциаций фауны, то возникали «смешанные» ассоциации.

Другой проблемой, возникающей в процессе палеореконструкций по фаунистическим данным, является вопрос о транспортировке ископаемых остатков, которому в литературе уделено большое внимание [116, 103, 196 и 61]. Транспортировка фауны — явление достаточно обычное, требующее серьезного анализа при воссоздании палеообстановки. Как правило, механический перенос, особенно крупной фауны, установить довольно легко, поскольку такая фауна разбивается, абрадируется и обломки ее сортируются в направлении переноса в обстановку, которая резко отличается от обстановки обитания. Расчлененность в ископаемом состоянии таких сложных форм, как некоторые водоросли, морские ежи и артроподы, не может служить доказательством транспортировки их, даже если обломки их также абрадированы, так как простое расчленение может происходить даже в спокойной обстановке вследствие отмирания соединенных особей и перемещения их роющими организмами и падаледами. Гораздо серьезнее проблема транспортировки в случае микрофауны, так как, в силу того что размеры и вес ее невелики, она легко переносится на значительные расстояния и трудно разбивается и абрадируется. Однако, как указывал Мерретт [131], в то время как континентальные формы, по-видимому, легко транспортируются в море, морские организмы редко транспортируются в континентальную обстановку. Так, например, небольшие пресноводные харофитовые оогонии и крупные сухопутные растения могли переноситься реками в море, а некоторые диатомеи выдувались в море ветрами [110]. Итак, наличие незначительного объема сугубо континентальной фауны в каком-то морском сообществе организмов еще не доказывает морского режима бассейна. С другой стороны, истинно пресноводные осадки не должны содержать морской фауны. Тем не менее морские организмы могли, по-видимому, перемещаться в изолированную обстановку, прилежащую к данному морскому бассейну. Такое перемещение могло быть обусловлено ураганами с наводнениями, при которых организмы выбрасывались на илистые пляжи выше береговой линии. Величина таких ископаемых организмов, образующих смешанные сообщества, должна быть меньше критического размера фауны, поддающейся механическому переносу. Естественные смешанные сообщества в таких

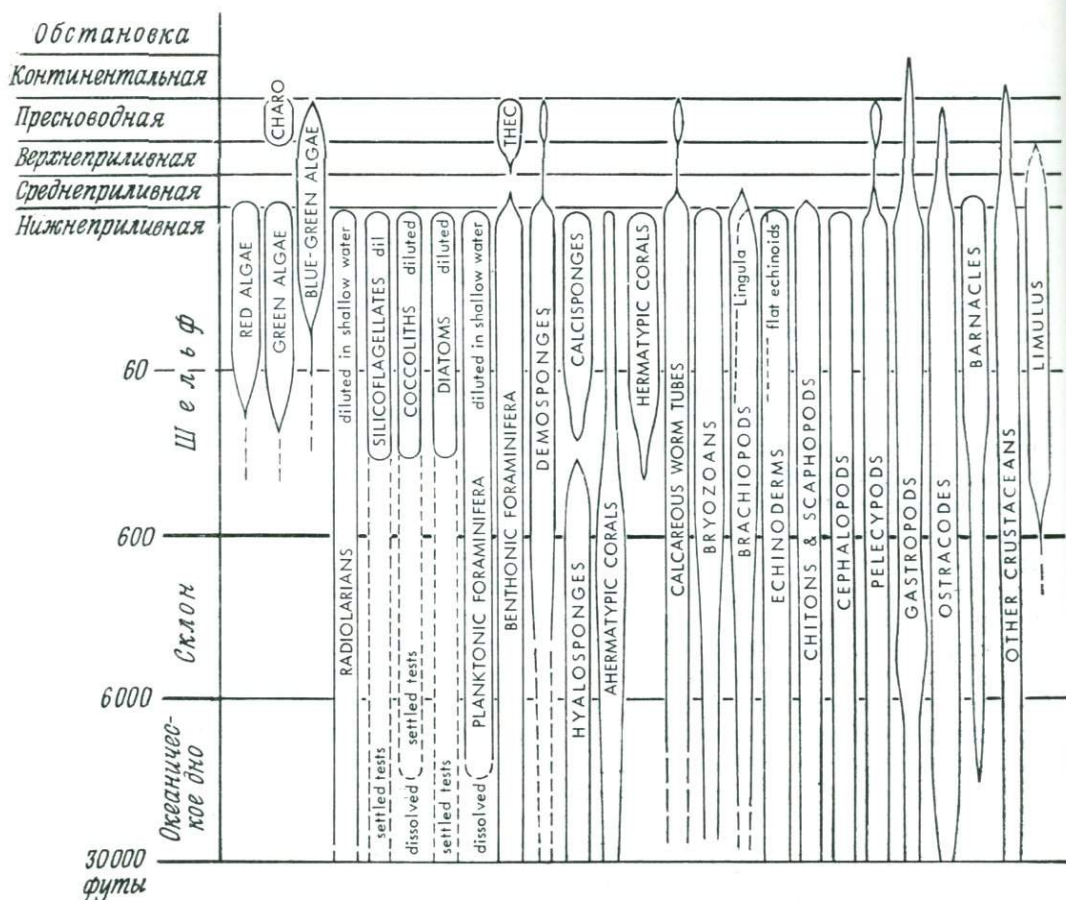
переходных участках, как Техасский залив, образовавшиеся вследствие быстрой смены обстановок, не должны были подвергаться механическому переносу и будут характеризоваться наличием раковин всевозможных размеров, дифференцированных в строгом порядке [61].

На основе вышеизложенного напрашивается вывод о том, что различные группы ископаемой фауны обладали устойчивой приспособляемостью к условиям засоления бассейна их обитания. Насколько обоснован такой вывод, покажет ознакомление со списком аннотированной литературы, приведенным в «Трактате по морской экологии и палеоэкологии» (Geol. Soc. Amer., 67, 1957). Основные группы ископаемой фауны в ассоциациях не только сходны с ныне живущими ассоциациями организмов, но остаются одними и теми же на протяжении всего рассматриваемого отрезка геологического времени. Постоянство большинства различных «нормальных морских» сообществ, наблюдаемое в современных морях, должно свидетельствовать о том, что биотоп на протяжении веков менялся незначительно. Поскольку в современных условиях нормальная морская обстановка менее всего подвержена изменениям, то можно предположить, что современные морские сообщества были «морскими» начиная с момента появления входящих в них организмов. Однако это не исключает того, что сама морская обстановка могла несколько видоизменяться под воздействием различных факторов, в частности таких, как изменение объема или соотношения растворенных солей; даже если это и происходило, то процесс протекал медленно, не влияя на характер организмов в сообществе, поэтому данная проблема автором не рассмотрена.

Принимая во внимание склонность большинства организмов к обитанию в относительно стабильной среде, палеонтологи в течение многих лет накапливали и обобщали информацию о приспособляемости к условиям засоления бассейна различных видов пелеципод, гастропод, фораминифер и остракод, для того чтобы проводить реконструкцию палеообстановки обитания более поздних типов организмов и условий седиментации. Обычно эволюцию какого-либо рода можно проследить только до мезозоя. Кроме того, нельзя быть уверенным, что данный род не покидал когда-либо морской среды, в которой он в настоящее время обитает. Для того чтобы установить, мог или нет какой-либо характерный для данной обстановки род населять в прошлом отличный от современного биотоп, необходимо анализировать другие особенности древних биоценозов, как то: разнообразие и количество индивидуумов, преобладание определенной таксономической группы.

Ископаемая фауна как индикатор глубины бассейна. В современных мелководных морских бассейнах (фиг. 4) обитают только багрянки, зеленые и синие-зеленые водоросли, колониальные кораллы, известковые губки и представители некоторых других крупных групп. Из них только водоросли и косвенно кораллы (в симбиозе с одноклеточными водорослями) вынуждены обитать в мелководной среде вследствие известного внутреннего экологического контроля. Водоросли обитают только в зоне проникновения солнечного света, поскольку солнечная энергия необходима для поддержания метаболического процесса фотосинтеза пищи. Прочие факторы, такие, как увеличение замутненности воды и географическая широта бассейна (угол входа лучей в воду), лишь уменьшают глубину проникновения света по сравнению с ее максимальной величиной 156 м, характерной для прозрачных тропических вод.

Отдельные планктонные группы одноклеточных организмов, например кокколиты и диатомеи, также обитают только в приповерхностных слоях вод, так как им необходим солнечный свет для фотосинтеза. Поскольку их чрезвычайно много живет в открытых океанах, то после вымирания большинство опускается на значительную глубину, где, относительно не затронутые разложением мелководными организмами, они, по-видимому, играют видную роль в биоте данного осадка. Таким образом, когда они встречаются



Фиг. 4. Современное распределение беспозвоночных, встречающихся в ископаемом состоянии, в зависимости от глубины вод.

в значительном объеме в отложениях совместно с другими планктонными организмами, такими, как радиолярии, птероподы и некоторые фораминиферы, то указывают на глубоководные условия седиментации.

Помимо известковых губок, к числу второстепенных групп организмов-индикаторов, обитающих в современной мелководной обстановке, относятся брахиоподы *Lingula*, плоские морские ежи и бедроротые артроподы *Limulus*. В силу трудности установления глубоководных условий представляется вероятным, что в целом эти формы обитают и на больших глубинах, но данное обстоятельство еще не установлено. Какие-либо жесткие контролирующие экологические факторы «мелководного» обитания данных организмов еще не установлены. *Limulus* и плоские морские ежи в основном предпочитают рыхлый песчаный субстрат, т. е. прибрежные мелководные бассейны. На фиг. 3 и 4 можно видеть, что группы беспозвоночных скорее приспосабливались к различным глубинам, чем изменениям солености. Однако, как установлено экспериментально [150], *Limulus* не полностью использует свою приспособляемость к изменению солености; по-видимому, он не проявил полностью своих способностей к обитанию в условиях изменения прочих параметров. То же можно сказать и о других организмах в отношении их приспособляемости к изменению глубин. Известно, почему большинство организмов вымирает за рамками какой-то солености, но ничего не известно о том, как контролирует их жизненный процесс глубина бассейна. Так,

фиксация неводорослевых групп в условиях современных, по-видимому ограниченных, мелководных бассейнов позволяет предположить, что в прошлом они обитали в мелководной обстановке.

Насколько известно, из крупных групп только стеклянные губки обитают в настоящее время в глубоководных морских условиях. Однако при палеорекострукциях, базирующихся на стеклянных губках в качестве индикатора, следует учитывать, что они акклиматизировались в мелководных морских бассейнах палеозоя. Например, стеклянные губки девонско-миссисипского возраста северной части Аппалачей встречаются в ассоциации с лингулидами, орбикулидами, спириферидами, криноидеями, офиуроидеями, морскими ежами, цефалоподами, обломками стволов и листьев и «жгутиковыми водорослями» [23]. Такая ассоциация большинством исследователей оценивается как часть «типичного мелководного сообщества». Остатки наземного растительного материала, несомненно, были привнесены, и, если «жгутиковые водоросли» не являются бентосными, можно, по-видимому, говорить о том, что данные палеозойские стеклянные губки обитали в глубоких частях эпиконтинентального моря, причем в экологическом отношении близ их современных биотопов. Данный пример приведен вовсе не для того, чтобы показать, что стеклянные губки всегда обитали в глубоководной обстановке, а для того, чтобы подчеркнуть ту осторожность, с которой надо подходить при любой попытке определить глубину бассейна по бентосным формам в сообществах беспозвоночных. Обнаружение «мелководных» лингулид и «глубоководных» стеклянных губок в одном и том же осадке в определенной степени отражает проблемы использования их при реконструкциях палеобассейнов. В таксономическом плане разделение типично мелководного биотопа от глубоководного без учета водорослей, вероятнее всего, можно провести только на основе анализа соотношений планктонных форм по сравнению с бентосными. Возвращаясь к вышесказанному, следует отметить, что только бентосные водоросли (включая роющие формы), развитие которых зависит от солнечного света, могут дать веские доказательства (в случае их обнаружения *in situ*) мелководности палеобассейна.

Тот факт, что огромное число планктонных форм в ископаемой фауне осадка указывает, по существу, на его глубоководный генезис, подтверждается целым рядом исследований. Теоретически планктонные организмы могут обитать повсеместно в море, но основная масса их приурочена к области, удаленной от берега, к глубоководной зоне, где толща вод больше и бентосные организмы менее конкурентны в борьбе за пастбища.

Следовательно, планктон размножается в те моменты, когда возрастает объем питательных веществ, обусловленный периодическими выжиманиями близ перегиба у края континентального шельфа. Однако необходимо помнить, что временами огромные массы планктонных фораминифер выносились на отдельных участках в мелководную часть бассейна [32]. Тем не менее общепринято, что обилие планктонных фораминифер в осадках современных периконтинентальных морей заметно возрастает в направлении от берега [234]. Это наблюдение в совокупности с другими данными было использовано при воссоздании положения береговой линии и глубоководной части периконтинентального мезозойского бассейна в Техасе [78] и Альпах [72]. Однако не известно, насколько интенсивно был развит ракушечный планктон в мелководных эпиконтинентальных морях, где толща воды непомерно мала для воспроизводства питательных веществ как для бентосных, так и для планктонных организмов. Обилие планктонных фораминифер и кокколитов в известняке мелового возраста Гринхорн, район Вестер-Интеритор ([47] и личное сообщение Миноуры, 1970 г.), и стилолин в девонском глинистом сланце Дженеско и известняке Генандева в штате Нью-Йорк свидетельствует о том, что, по крайней мере временами, такие моря интенсивно заселялись какими-то пелагическими, возможно нацело планктонными, организмами.

Большой объем жизненного пространства для планктона в мощных толщах воды может послужить основанием для вывода о том, что такие осадки формировались в глубоководных частях этих морей, но отнюдь не на глубинах, характерных для океана и связанных с предполагаемыми тектоническими подвижками.

На основе аналогии с характером распределения по глубинам современных классов фауны, особенно фораминифер [234] и моллюсков [242], были предприняты попытки определения глубин некоторых палеобассейнов. Но опять-таки такие сопоставления возможны лишь при наличии сохранившихся в настоящее время родов. Помимо этого, многие исследователи пришли к выводу, что подобное распределение связано с разницей температур, которая понижается с глубиной, но иногда изменяется независимо от глубины. Обоснованность подобных сопоставлений в региональном плане представляется ненадежной в силу явления «тропического ныряния», отмеченного для многих беспозвоночных, включая моллюсков и фораминифер [48, 186]. Оно заключается в том, что многие холодноводные формы обитают в неглубоких бассейнах высоких широт, но в то же время населяют только глубоководные участки бассейнов с той же температурой вод в тропиках. Таким образом, степень достоверности их как индикаторов глубин снижается в направлении, перпендикулярном экватору.

Определение глубин палеобассейнов по сообществам ископаемой фауны осложняется и следующими факторами.

1. Турбидитные (мутьевые) потоки могут переносить мелководные сообщества ископаемой микрофауны вниз по континентальному склону в абиссальную область, причем без признаков абразии [196]. Несмотря на то что данное явление в основном в настоящее время характерно для периконтинентальных морей, оно, несомненно, могло иметь место и в отдельных участках эпиконтинентальных морей, где уклон бассейна седиментации был достаточно крутой.

2. Способность многих организмов вращать или прикрепляться каким-либо способом к жесткому субстрату позволяет им также прикрепляться и к плавающим растениям и становится эпипланктоном. Когда плавающая ткань отмирает и сгнивает, эпипланктонные организмы, к которым можно отнести и сохранившиеся багряные водоросли, опускаются на дно, которое может располагаться на любой глубине.

3. Последний быстрый подъем уровня моря породил проблему реликтовых биоценозов на участках, где седиментация оказалась недостаточной для полного захоронения сообществ организмов, обитавших в море к моменту подъема его уровня. Так, например, образец, взятый с глубины 84 м близ побережья Техаса, содержал фораминиферы, характерные для современных глубин, а также раковины крупных беспозвоночных, характерных для более мелководных условий [196]; такие смешанные, частично реликтовые, сообщества препятствуют и осложняют последовательную интерпретацию палеообстановки.

Определение обстановки по вымершим группам фауны. В данном разделе сделана попытка проанализировать возможные взаимосвязи между вымершими группами организмов и мелководной морской обстановкой. Поскольку ни одну из вымерших групп организмов нельзя считать или сугубо морской, или сугубо континентальной, то основным критерием при анализе должен быть генезис тех сообществ в ассоциациях ископаемых остатков, по которым надежно устанавливается характер палеобассейна с учетом современных наблюдений.

Археоциаты, строматопороидеи, гиолитиды, трилобиты, конулярии, тентакулиты, стилиолины, конодонты и грантолиты встречаются в разрезах в различном объеме в ассоциации с ископаемыми группами организмов, чьи современные потомки обитают в основном или только в морской среде.

Следовательно, ни одну из этих групп, встречаемых в сообществах или в горных породах, нельзя считать континентальной. Отдельные группы, такие, как тентакулиты и конулярии, в изобилии встречаются только с ограниченным числом ассоциаций, отражающих, по-видимому, какую-то локальную обстановку. Однако количество индивидуумов в этих группах контролировалось скорее замутненностью (турбидитностью) среды или размером зерен субстрата, чем соленостью, поскольку в изобилии они, как правило, встречаются в глинистых сланцах или мелкозернистых известняках. Пелагические организмы — стилиолины, конодонты и граптолиты — могут существовать на любом типе субстрата и поодиночке встречаются в черных глинистых сланцах, которые представляют субстрат, неблагоприятный для бентосных форм. Отчетливая приуроченность хитиновых граптолитов и хитино-фосфатных конулярий к определенным глинистым сланцам, вероятно, свидетельствует главным образом о том, что известковый материал плохо сохраняется в аэрируемых и перемешиваемых водах.

Эвриптериды, напротив, в нижнем палеозое были сугубо морскими, но уже к силуру стали эвригалинными и заселяли различные обстановки от солоноватоводных до нормальных и сверхсоленых. К девону они были развиты в основном в морской обстановке, а к верхнему палеозою районы их обитания ограничивались солоноватоводными и, возможно, даже пресноводными бассейнами на суше. Поскольку эвриптериды имели бедный кальцием хитиновый скелет, то они встречаются лишь в мелкозернистых карбонатах и глинистых сланцах, что, по-видимому, свидетельствует о сохранении их только в лютитовых осадках. Известно, что они встречаются в морских лютитах ордовика, силура и редко девона, но не зафиксированы в верхнепалеозойских морских лютитах. Поскольку эвриптериды восстановлены только в континентальных верхнепалеозойских лютитах, то, возможно, они эмигрировали из морской обстановки в течение палеозоя.

О глубине бассейна позволяют судить только археоциаты и строматопоронидеи, которые, как правило, тесно связаны с водорослями. В основном они обитали на малых глубинах, но отсутствие достаточных доказательств постоянства их ассоциации с водорослями позволяет предполагать, что они могли обитать также и в глубоководных условиях. Другие группы, судя по имеющимся данным, могли жить и осаждаться в бассейне любой глубины.

Здесь же следует упомянуть и о фузулинидах (одна из вымерших ветвей фораминифер), они связаны с наиболее глубоководным (45—55 м) осадконакоплением в верхнепалеозойских эпиконтинентальных морях аналогично современным фораминиферам того же размера и формы [49]. Такой общий вывод о наибольшей глубине в таких морях можно считать правильным, даже несмотря на то, что различные типы фузулинид, несомненно, населяли различные виды обстановок, от умеренно мелководной до глубоководной [50]. Автор сам наблюдал локальные скопления фузулинид в массе филлоидных красных и зеленых водорослей в теле некоторых верхнепенсильванских водорослевых рифов в ряде районов Мидконтинента, причем они обычно приурочены к небольшим каналам на поверхности этих рифов. Оба типа залегания фузулинид, по-видимому, свидетельствуют о мелководных условиях, что подтверждается преимущественно мелководным характером среды, необходимым для обильного роста водорослей, и генезисом самих рифовых комплексов, являющихся неровностями рельефа.

Значение биотического разнообразия. Проще всего биотическое разнообразие (*biotic diversity*) можно охарактеризовать, подсчитав абсолютное число видов в каком-либо образце [94]. Биоты можно сравнивать непосредственно в образцах приблизительно одинакового размера, взятых из различных обстановок. Хотя в предыдущих разделах этот вопрос несколько раз уже затрагивался, тем не менее следует особое внимание обратить на важность анализа ископаемых ассоциаций при палеорекострукциях.

Изменению в разнообразии организмов в пределах какой-то определенной обстановки уделялось большое внимание. Например, разнообразие некоторых морских групп, таких, как моллюски и кораллы, существенно увеличивается при переходе от областей с холодным климатом к тропикам; данную особенность Фишер [63] связывал с большей стабильностью тепловодной обстановки. Подобные наблюдения послужили основой для гипотезы о прямой взаимосвязи разнообразия биоценоза со стабильностью среды обитания [94, 20]. Очевидно, что наибольшее число различных видов организмов обитает в стабильной обстановке, где температура, соленость, насыщенность кислородом, седиментация и т. д. изменяются лишь в узком диапазоне на протяжении длительного периода времени. Единственное, к чему большинство организмов не может приспособиться, — это к быстрому и экстремальному изменению физических факторов среды. Поэтому именно в стабильной обстановке может развиваться наибольшее число видов в тесной взаимосвязи с другими организмами без необходимости приспособления к изменениям физических параметров обстановки.

Связь биотического разнообразия с соленостью. При анализе биотического разнообразия в процессе установления мелководных морских обстановок стало очевидным, что данный фактор может помочь разделению сугубо морской и изолированной или континентальной обстановок. Как уже отмечалось, большинство организмов не приспособляется к изменению солености, характерному для эстуариев и лагун. В такой обстановке в широком диапазоне меняются и прочие физические параметры, в частности температура, и лишь немногие организмы обладают способностью выживать при столь комплексном изменении всех факторов. Правда, неясно, в какой мере каждый фактор влиял на обстановку, но не вызывает сомнения, что соленость была наиболее важным параметром, поскольку ее колебания принуждали большинство организмов к осмотическому регулированию своей жизнедеятельности. В целом установлено, что количество видов уменьшается при переходе от более стабильной нормальной морской обстановки к краевым бассейнам изолированного типа с значительным диапазоном изменения солености. Так, например, в Мексиканском заливе было отобрано по 1000 индивидуумов из каждой обстановки; в тысяче из нормальной морской обстановки открытой части залива обнаружено 36 видов моллюсков, в другой тысяче из более соленых вод залива Арансас — 20 видов и 14 видов определено в тысяче из засолоненных вод лагуны Мадре [145]. Гюнтер [80] предположил, что клин биотического разнообразия, связанная с соленостью, должна находить свое отражение в стратиграфических разрезах.

Подобное явление в региональном плане наблюдается в некоторых современных ракушечниковых колониях беспозвоночных, обитающих у входа в частично изолированные заливы таких морей, как Балтийское и Черное (табл. 1), где соленость ниже, чем в открытом океане, но, по-видимому, более стабильна, чем в небольших краевых участках моря. По табл. 1 можно судить о том, что разнообразие обычно более эвригалинных моллюсков лишь постепенно сокращается при переходе в солоноватоводную обстановку, в то время как разнообразие стеногалинных морских ежей резко уменьшается за пределами нормальной морской обстановки. В центральной части Балтийского моря ниже уровень солености, к которому может приспособиться вся группа в целом, зафиксировано два вида морских ежей; по-видимому, это мобильные формы, попавшие в обстановку, в которой они длительное время обитать не могут.

Изменение биотического разнообразия связано также и с изменением температурных условий [63], причем при палеореконструкциях зачастую трудно различить влияние температурного фактора и солености. Поскольку средняя температура изменяется незначительно, то любой заметный градиент разнообразия биоты, вероятнее всего, обусловлен такими факторами, как

Изменение разнообразия биоты в зависимости от солености вод в современных морях [48]

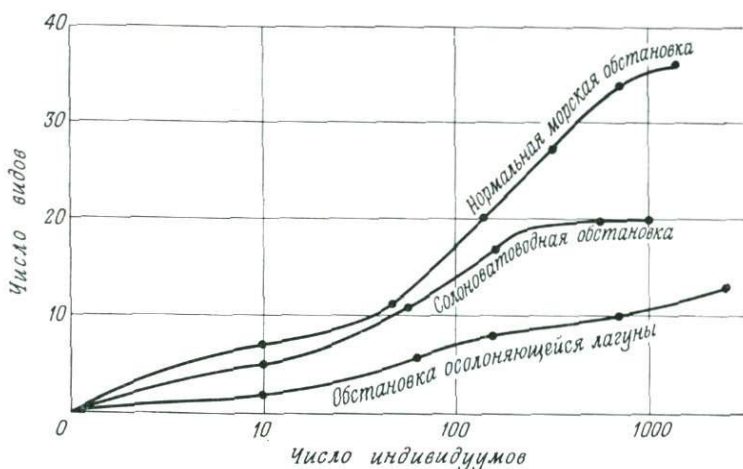
	Соленость, ‰	Виды пелеципод	Виды иглокожих	Классы моллюсков	Виды моллюсков
Балтийское море					
Пролив Каттегат	30—35	87	35	—	—
Датские острова	10—33	34	8	—	—
Центральная часть	7—15	24	2	—	—
Заливы	7	5	—	—	—
Эгейское море	Нормальная	—	—	157	410
Мраморное море	Промежуточная	—	—	103	240
Босфор	»	—	—	86	151
Черное море	18	—	—	56	91

соленость, и некоторыми другими, которые могут резко меняться в пределах небольших участков по периферии моря. Так, при расчленении разреза пенсильванских отложений Колорадо Стивенс [209] связывал сокращение численности некоторых видов фауны беспозвоночных с изменением напряженности обстановки их обитания вдоль палеобереговой линии.

Следует подчеркнуть, что в данном районе незначительные изменения биотического разнообразия могли быть обусловлены и другими параметрами обстановки, не обязательно связанными с удаленностью от береговой линии. Как отмечалось выше, отдельные биологические элементы в пределах морской обстановки контролировались природой субстрата, замутненностью вод, насыщенностью их кислородом и скоростью седиментации. По тому, какой тип организмов сокращается в сообществе, можно решить вопрос о факторах, обусловивших данное изменение. Так, например, исчезновение прикрепленных организмов или питающихся взвесями должно свидетельствовать об уменьшении жесткости субстрата или об увеличении замутненности или скорости седиментации.

При анализе биотического разнообразия необходимо обращать внимание на адекватность коллекции. Различные образцы должны быть почти одинакового размера, если они выбраны для сравнения, причем достаточно крупными, чтобы содержать достаточно большой объем фаунистических элементов какой-то определенной колонии. Работами Одума и др. [145] в Мексиканском заливе у побережья Техаса установлено, что образцы, содержащие даже до 200 индивидуумов, не позволяли однозначно разделить нормальную морскую обстановку и обстановку солоноватоводного залива (фиг. 5). Это обусловлено, вероятно, тем, что в заливе минерализация периодически становится нормальной морской, причем в какой-то отрезок времени развиваются переходные формы сугубо морских организмов. Подобная обстановка способствует увеличению биотического разнообразия оставшихся форм в каком-то другом, обычно изолированном биотопе. Поскольку в нормальной морской обстановке некоторые группы присутствуют в небольшом объеме, биотическое разнообразие их повышено и только какая-то часть их может приспособиться к режиму залива, то лишь крупные образцы позволяют адекватно наметить различия в биотическом разнообразии этих двух биотопов.

Связь биотического разнообразия с глубиной бассейна. Одно лишь разнообразие ископаемой фауны нельзя, однако, использовать для отделения мелководной обстановки от глубоководной. В противовес укоренившемуся представлению о меньшем биотическом разнообразии глубоководной обстановки по сравнению с мелководной [48, 17] фауна стабильных бассейнов



Фиг. 5. Взаимосвязь между биотическим разнообразием (числом видов) и количеством индивидуумов в пробах из трех различных обстановок Мексиканского залива, Техас [145].

на самом деле, как правило, более разнообразна. Недавними исследованиями Хесслера и Сендерса [94] установлено, что биотическое разнообразие фауны в образцах, взятых с глубин 1300—4500 м в северной части Атлантического океана, гораздо больше, чем в образцах из мелководных тропических морей (табл. 2). В самом неудачном глубоководном образце разнообразие

Таблица 2

Сравнение биотического разнообразия глубоководной и мелководной морских обстановок по образцам эквивалентного размера [94]

	Мелководная обстановка 300 м		Глубоководная обстановка 1350 м — 4200 м				
	В тропическом климате	В умеренном климате	Северная часть Атлантического океана				
Число видов	201	90	365	257	310	208	196
Число индивидуумов	5897	3845	25 242	13 425	12 083	5897	3737

в два раза больше, чем в образце такого же размера из умеренно мелководной обстановки. Среднее число видов в пяти одиночных глубоководных образцах (10 тыс. индивидуумов), отобранных Хесслером и Сендерсом, составляет 267. К числу ископаемых групп организмов, считавшихся более разнообразными, до того как они были установлены на значительных глубинах, относятся моллюски, морские ежи, артроподы и бентосные фораминиферы [20].

Вряд ли могут возникнуть сомнения относительно большего биотического разнообразия глубоководной обстановки по сравнению с мелководной, если предположить, что такое разнообразие непосредственно обусловлено стабильностью самой обстановки. Глубоководная обстановка, по-видимому, по всем физическим параметрам в течение длительных отрезков времени была более стабильна, чем мелководная, которая в большей мере зависит от атмосферных явлений (изменение температуры, взмучивание вод ветрами),

разгрузки рек, мутности, скорости седиментации, а в прибрежных участках и от минерализации вод. Условия мелководья на протяжении длительного отрезка времени были менее стабильны из-за четвертичного оледенения, обусловившего изменение уровня моря, причем, возможно, такие явления были типичны также и для древних эпиконтинентальных морей. Таким образом, глубоководная обстановка более благоприятна для развития и сосуществования крупных сообществ специфических форм, которые не были вынуждены приспосабливаться к интенсивным колебаниям физических параметров среды [20].

Тем не менее, используя биотическое разнообразие при палеорекострукциях, следует быть осторожным. Значительное разнообразие еще не свидетельствует о стабильности обстановки, например, ограниченная циркуляция может обусловить застойность вод в придонной области, в результате чего образуется своего рода стабильная, но засоренная, эвксиническая, обстановка, в которой не может обитать бентосная фауна. Таким образом, значительное биотическое разнообразие должно указывать на наиболее стабильную жизнотворную обстановку, которая в пределах какого-либо эпиконтинентального моря, вероятнее всего, соответствует его наиболее удаленным от берега глубоководным частям, не подверженным влиянию метеорологических условий и изменениям режима привноса осадков. Следует подчеркнуть, что биотическое разнообразие можно считать отражением стабильности бассейна только в единичных случаях, поскольку в более широком плане многие виды предпочитают выбирать изменчивые мелководные области, где разнообразие микрообстановок (как, например, в рифах) гораздо больше, чем в глубоководных частях моря [94].

ОСАДОЧНЫЕ ТЕКСТУРЫ

В большинстве обнажений осадочных пород можно проследить различные типы текстур: от проявлений самых общих закономерностей напластования до текстур, образованных ходами зарывающихся организмов. Там, где отсутствует ископаемая фауна, могут оказать помощь при палеорекострукциях некоторые виды текстур. Осадочные текстуры позволяют судить о процессах, воздействовавших на осадок в месте его отложения, и о том, подвергался ли транспортировке комплекс ископаемой фауны. Так, например, оолитовые калькарениты с сильно наклонной косою слоистостью, слагающие осевые части Багамских островов, имеют, по-видимому, эоловое происхождение [4]. Мутьевые потоки могут транспортировать сообщества микрофауны от условий мелководья в глубоководные участки моря [196]. Таким образом, ископаемая фауна в слоях, которые по характеру текстуры интерпретируются как отложения мутьевых потоков, может указывать на тип обстановки только в месте ее захоронения.

Слоистость. Данные о характере напластования и связанных с ним особенностях дают представление о природе среды, в которой происходила транспортировка. Масштаб, форма и положение в разрезе таких характерных особенностей отражают направленность, турбулентность и другие условия движения осадка [85].

К сожалению, осадочные процессы примерно одинаковы в водных средах с различной соленостью, и, следовательно, текстуры осадков не могли быть использованы для разделения морской и континентальной обстановок (фиг. 6). Короче говоря, многие сходные типы структур развивались в совершенно различных обстановках [207]. То же самое справедливо и в случае определения глубин бассейна. Хотя теоретически различные параметры волн обусловлены глубиной бассейна, Аллен [1] указывал, что поперечное сечение какого-либо придонного течения в толще воды представляет собой весьма небольшую часть от абсолютной глубины. Таким образом, знаки



Фиг. 6. Распределение различных типов текстур по основным обстановкам осадконакопления [163, 129, 132, 98].

Более подробное подразделение обстановок: а — застойная; б — ниже базиса действия волн; в — выше базиса действия волн; г — продельта; д — пляж; е — приливо-отливная; ж — эстуарий, лагуна; з — дельта; и — аллювиальная; к — озерная; л — воловая.

течений, типичные для мелководья, могут образоваться и на значительной глубине. Халсмен [98] рассмотрел потенциальные возможности таких внутренних течений и связанных с ними волн и указал, что знаки ряби и косая слоистость, характерные для мелководных осадков, фиксируются также и в глубоководных осадках континентального склона. И действительно, некоторые знаки ряби, сфотографированные на глубине 3000 м, выглядят идентично знакам ряби, образовавшимся у береговой линии [33]. Следовательно, и другие факторы, обуславливающие формирование определенных текстур, такие, как скорость или турбулентность области седиментации либо состав осадка, изменяются независимо от глубины.

В недалеком прошлом текстуры современных осадков изучались в основном в наиболее доступных участках, которые периодически обнажались на дневной поверхности: на приливо-отливной полосе, пляжах и в старицах. Лишь относительно недавно появились усовершенствованные технические приспособления, позволяющие более детально изучать текстуры в нижне-приливных обстановках [196]. Со временем, по-видимому, будут найдены текстуры или комплексы текстур, которые характерны исключительно для мелководной обстановки, однако в настоящее время подобные индикаторы не известны. Тем не менее на фиг. 6 показано, что одни сочетания текстур, по-видимому, более типичны для морской обстановки или некоторых ее участков, а другие, насколько известно, чаще фиксируются в континентальной обстановке. Поттер и Петтиджон [163] подчеркивали, что отличие обстановок скорее проявляется в количественном, чем в видовом различии текстур осадка. Если удалось выявить морской характер обстановки, то определенные типы текстур осадка и особенно сочетание их [213] могут содействовать выделению субобстановок. Краткий перечень свойств наиболее характерных текстур осадка приведен на фиг. 6.

Отдельные типы текстур формируются лишь в результате ритмичного обнажения осадка до дневной поверхности, что свойственно только для *переходной или континентальной обстановок*, и, следовательно, в какой-то мере указывает на продолжительное отсутствие *нижнеприливной морской среды седиментации*. Наиболее отчетливыми являются отпечатки дождевых капель, поскольку капли сохраняют свою форму и отпечатываются на осадке даже через тончайшую пленку воды. Трешины усыхания образуются в результате обезвоживания глинистого осадка, который чаще всего находится в субаэральных условиях, в *среднеприливной, верхнеприливной и континентальных обстановках с непродолжительными трансгрессиями*, высыхание глинистого осадка могло происходить субаквально, когда покрывающие воды становились более солеными и поглощали внутриводную воду осадка, а такие изменения солености характерны в основном для краевых лагун или континентальных озер. Текстуры типа «птичьи глазки», образующиеся в результате выделения пузырьков газа и высыхания в карбонатных илах, типичны для *верхнеприливной*, в меньшей степени для *среднеприливной обстановок* и не известны в осадках *стабильной нижнеприливной зоны* [198]. Отпечатки кристаллов соли свидетельствуют о значительном повышении солености и фиксируются в тех обстановках, в которых формируются эвапориты. Однако рассеянные вкрапления каменной соли, не связанные непосредственно с мощными толщами эвапоритов, отражают, очевидно, наступление кратковременных условий испарения в своеобразной неустойчивой обстановке седиментации, и, следовательно, наиболее характерными в этом отношении зонами должны быть временно *сверхзасоленные лагуны или озера* в *переходной или континентальной обстановке*. Крутопадающий, троговый и фестончатый типы косой слоистости также служат своего рода индикаторами преимущественно *прибрежной или континентальной обстановки* и, следовательно, в какой-то мере указывают на отсутствие мелководной морской среды.

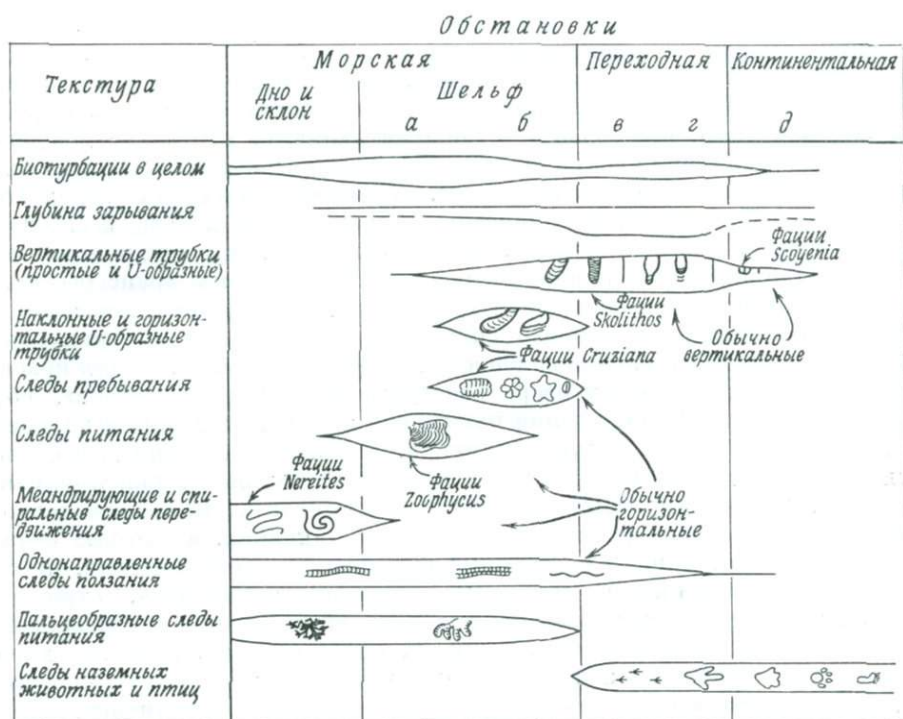
Органогенные признаки. Биотурбации. В поисках пищи и укрытия мягкотелые и имеющие раковину организмы нарушают осадок на тех участках дна, где *субстрат благоприятен для жизни*. Такие условия существуют в зоне насыщенной кислородом морской и солоноватоводной обстановки вплоть до *аллювиальных осадков*, в которых могут жить наземные, дышащие воздухом роющие организмы. Таким образом, так же как и большинство других текстур осадка, сама по себе биогенная нарушенность не позволяет отличить условия морского мелководья от других обстановок (фиг. 6, 7). Даже если разнообразие нарушающих осадок организмов невелико за пределами морской обстановки, то число эвригалинных индивидуумов может быть выше в солоноватых водах эстуариев в силу более высокого содержания органики в осадке [53]; следовательно, интенсивность взрыхления не указывает на соленость бассейна.

Однако количественные различия нарушенности осадочной породы организмами могут послужить ключом к решению других вопросов, касающихся обстановки седиментации и помочь при *выделении подзон* в морской среде, если таковая установлена. Активность роющих организмов и организмов, поглощающих осадок, в значительной мере контролирует сохранность первичных *абиогенных текстур осадка*.

Биотурбации в осадках, полностью взрыхленных, определяются по текстуре завихрения, которая проявляется в ориентации зерен, по неяркой пятнистости, а полное отсутствие слоистой структуры в гомогенных осадках предполагает нарушенность, если есть основания утверждать, что *данный осадок привносился из неоднородного источника*.

Меньшая степень взрыхления осадка может отражаться в более отчетливой пятнистости и в определенном типе текстуры рыхления [132].

Об отсутствии бионарушенности лучше всего свидетельствует наличие



Фиг. 7. Распределение определенных типов органогенных текстур в отложениях главных обстановок осадконакопления [193, 194, 128].

Более дробное подразделение обстановок: а — ниже базиса действия волн; б — выше базиса действия волн; в — литоральная; г — приливо-отливная; е — аллювиальная и т. д.

таких характерных первичных свойств стратиграфического разреза, как слоистость. Таким образом, сохранность слоистых осадков позволяет предположить определенную схему условий, которые должны были препятствовать развитию бентосных организмов в морской или прибрежной обстановке.

1. Придонные застойные воды могли при восстановительных условиях оказаться непригодными для жизни в самом субстрате или поверх него и в конечном счете способствовать осадконакоплению слоистых, обычно черных глинистых сланцев.

2. Надприливные илы, особенно в районах развития карбонатов, редко отвердевают, что свидетельствует либо об обстановке слишком засушливой, либо о высокой солености в изолированных эвапоритовых бассейнах с морской водой, либо слишком низкой в бассейнах с дождевой водой; фауна рыхлителей существовать не могла.

3. В продельтовых условиях седиментация могла быть настолько быстрой, что рыхлители оказались не в состоянии полностью нарушить первичную слоистость [132].

4. В районах с интенсивной подвижностью песков, например в прибрежных барах, субстрат также мог быть достаточно мобильным и размеры частиц осадка возможно более крупными для большинства рыхлителей, в связи с чем часто сохраняется не только косая слоистость, но и знаки ряби [100].

Ископаемые следы. В большинстве случаев та или иная обстановка может быть установлена по оставляемым в осадке следам передвижения как панцирных, так и мягкотелых организмов. Исследование органогенных текстур, называемых следами жизнедеятельности, было начато впервые в Европе Р. Рихтером и его коллегами. В последние годы американские

ученые приступили к систематическому изучению ископаемых следов, особенно в современных осадках [171, 172, 199, статья Говарда в данной книге]. Поскольку современные ползающие и роющие виды изучались лишь в литоральной и очень мелководной обстановках, то уместно напомнить предостережение Хюнтцеля [84] о том, что нельзя особенно полагаться на подобные факторы при идентификации лишь мелководной обстановки, поскольку неизвестно, обитают или нет такие организмы на больших глубинах в современных бассейнах. Более поздние работы, проведенные с подводной фототелекамерой, позволили получить недостающий объем знаний о следах организмов в глубоководной обстановке: некоторые следы, характерные для поверхности мелководных осадков, встречаются на глубине, некоторые нет, а несколько видов специфических следов волочения устанавливаются лишь на больших глубинах [194].

К числу наиболее интересных с точки зрения автора работ, написанных на английском языке, по вопросу о применении исследований ископаемых следов для палеореконструкций относятся опубликованные труды Сейлахера [193, 194]. Им выделено несколько типов следов передвижения ископаемых организмов, характерных для определенных обстановок и названных ихнофациями (фиг. 7). Интерпретация данных фаций при установлении обстановки седиментации осуществлялась в основном на базе изучения ихнофауны в разрезе, поскольку в современных неконсолидированных осадках нижнеприливной зоны исследовать следы ползания и рыхления затруднительно. Тем не менее Сейлахер в основу формулировки выделенных им ихнофаций положил экологические принципы, базирующиеся на опыте изучения современных обстановок.

Ископаемые следы имеют значительные преимущества по сравнению с другой ископаемой фауной, особенно в том смысле, что они не подвергаются переработке или транспортировке подобно остаткам твердых частей организмов. Кроме этого, ископаемые следы чаще всего встречаются в осадках, где прочая ископаемая фауна очень редко сохраняется, например в мощных толщах переслаивающихся песчаников и глинистых сланцев. Возможность использования ископаемых следов в породах различного возраста обусловлена принципом, согласно которому в процессе развития самих организмов их реакция на однотипные обстановки, по существу, не менялась. Таким образом, временной диапазон развития ихнофаций должен быть продолжительным. Кроме того, установлено, что многие животные, обитающие в одной обстановке, обладают обычно одинаковой реакцией приспособляемости и, следовательно, оставляют в осадке в какой-то мере однотипные следы. Вследствие этого для многих ихнофаций характерен небольшой диапазон фациальных изменений, не связанных со спецификой генезиса органики.

Например, в очень мелководной морской и прибрежной обстановках, таких, как пляжи и приливо-отливные отмели, мобильные животные и определенные типы прикрепляющихся к твердому субстрату сестеноедов роют вертикальные глубокие ходы от простой до U-образной формы, которые Сейлахер называл фациями Skolithos (фиг. 7). К таким организациям относятся ракообразные, черви, съедобные морские моллюски и лингульные брахиоподы. Исследованиями Радса и Мак-Алистера [172, 128] установлено, что такие норки обычно в три раза глубже в прибрежной зоне, чем в нижнеприливной. Это, очевидно, обусловлено повышением экологической напряженности в нестабильной прибрежной зоне, где такие факторы, как температура и соленость, меняются в широких пределах и организмы в целях сохранения вынуждены зарываться в субстрат глубже, чем в более стабильной нижнеприливной обстановке. Голдринг [76] показал, что подъем вверх и зарывание некоторых рыхлителей типа *Diplocraterion yoyo*, образующих U-образную форму норок, обусловлено реакцией организма на чередование

эпизодов относительно ускоренной седиментации и эрозии в нестабильной прибрежной зоне. Сейлахер [194] выделял определенную группу типов рыхлителей, характерных для континентальных осадков, в основном красноватых, причем называл ее фациями *Scoyenia*. Следы наземных животных и птиц могут указывать как на континентальную, так и на прибрежную обстановку.

В мелководной нижеприливной морской обстановке рыхлители закапываются не только менее глубоко, но и ходы их или горизонтальные, или более наклонные по сравнению с прибрежной зоной. Наклонные норки выполняют не только функцию защиты, но служат также и своеобразными «питательными шахтами» организмов, пожирающих осадок, что чаще всего происходит в более спокойных водах, где накапливается мелкозернистый органический материал. Такие питательные норки обычно представляют собой неотчетливые следы первоначального местоположения структур. Для мелководной морской обстановки характерны также разнообразные отчетливые следы прекращения движения различными организмами. Типы стоянок показаны на фиг. 7, где слева направо они соответствуют трилобитам, актиниям, астерозоанам и пелециподам. Совместно эти две основные группы органических текстур называются фациями *Cruziana*. Помимо этого, для мелководной морской обстановки и, вероятно, для участков, где осадок плохо отсортирован, характерна отчетливая схема ходов питания рыхлителей, относящихся к фациям *Zoophycus*. Пличка установил [161], что такого рода следы оставляют кольчатые черви в мелководной зоне с интенсивной седиментацией.

В условиях значительной стабильности глубоководной зоны организмы уже не вынуждены рыть себе защитные норки. Действительно, поскольку большинство глубоководных организмов мобильны, питаются осадком, то для них благоприятна «разработка» богатых питательными веществами слоев осадка в непосредственной близости от них. Следовательно, они выработали программу систематического режима питания, которая отражается в следах сложной петельчатой формы, меандрировании и спиральных (фиг. 7). Данная группа ископаемых следов называется фациями *Nereites*.

Имеется также много следов других организмов, особенно неориентированные следы ползания мобильных бентосных форм, таких, как улитки, черви и определенные типы пальцеобразных питательных каналов, которые, очевидно, выходят за рамки ихнофаций и поэтому не оказывают существенной помощи при прогнозировании той или иной обстановки. Хотя Сейлахер и не упоминает о том, какие типы следов организмов могут быть обнаружены в континентальных водных средах, таких, как озера, тем не менее следы, оставленные сугубо морскими группами, например астерозоанами, ожидать там не приходится. Следы съедобных морских моллюсков и улиток, напротив, могут быть также обнаружены и за пределами морской обстановки.

Несмотря на то что первоначальная интерпретация следов ископаемых организмов проводилась главным образом на основе изучения разрезов, тем не менее результаты последующих исследований по современным осадкам подтвердили многие из сделанных выводов. Отдельные U-образные норки вырвались и на приливо-отливных отмелях и в других зонах; съемки, проведенные подводной камерой, позволили зафиксировать спиральные и меандровые фекальные пеллетовые следы, типичные для глубоководных фаций *Nereites*, характерных для глубин 3000—4500 м [194].

ПОДРАЗДЕЛЕНИЕ МЕЛКОВОДНОЙ МОРСКОЙ ОБСТАНОВКИ

После того как для какой-либо толщи установлена мелководная морская обстановка седиментации, во многих случаях возможно определить, какую часть или зону в пределах данной обстановки представляет та или иная

пачка пород. Для этого всегда могут быть использованы литологические и палеонтологические индикаторы в сочетании с информацией о текстуре и размерах зерен осадка.

Метод прямой литологической аналогии. Для некоторых типов пород свойственны, как правило, характерные, укладываемые в конкретные рамки условия формирования, которые можно однозначно выявить в разрезе посредством прямой аналогии с современными осадками известной обстановки седиментации [118]. В первую очередь это относится к карбонатным породам, характеризующимся различными типами зернистости, многие из которых свойственны только определенному диапазону условий седиментации.

Оолиты. Для образования типичных карбонатных оолитов требуется бассейн, перенасыщенный углекислым кальцием с интенсивным и постоянным возмущением вод, чтобы обеспечить необходимые физико-химические условия для осаждения концентрически-слоистых каемок вокруг ядрышек [143]. Современное интенсивное формирование оолитов происходит только в чрезвычайно мелкой тепловодной обстановке, например на Багамских банках, на средиземноморском побережье Африки [185] и вдоль южного побережья Персидского залива [107]. В этих районах зерна осадка находятся в почти непрерывном движении, вызванном приливными течениями и оолитовый песок отлагается в виде приливо-отливных дельт, вытянутых баров, барханных дюн и конусов [4]. В отдельных участках на Багамских банках установлены скопления оолитов мощностью до 3 м, причем, судя по фиг. 6, приведенной в работе Парди [166], их мощность может возрастать до нескольких десятков метров.

Принимая во внимание, что мощные протяженные слои оолитовых песков, очевидно, формируются только в условиях чрезвычайно мелководного бассейна с постоянной перемешиваемостью, представляется возможным оолиты пенсильванского возраста в юго-восточном Канзасе, залегающие обычно на обширных карбонатных постройках и достигающие 5 м мощности, интерпретировать как очень мелководные осадки. Кроме того, установление в некоторых участках этих оолитов двух основных взаимно противоположных течений заставляет предположить, что при их формировании большую роль играли возмущающие бассейн приливо-отливные течения [83]. Сходство общей вытянутой формы, пересекаемой поперечными депрессиями плейстоценового оолита Майами в южной Флориде, с формой современных оолитовых отмелей, пересекаемых поперечными приливо-отливными каналами вблизи Большой Багамской банки, позволило Хоффмейстеру и др. [96] и для более древних осадков предполагать идентичные условия седиментации.

Тем не менее следует соблюдать определенную осторожность при интерпретации условий формирования оолитов и оолитов. Например, оолиты, образовавшиеся на отмелях с крутыми склонами, таких, как Большая Багамская банка, в большом объеме могли быть затем легко перемещены в сопредельную глубоководную обстановку. Несмотря на то что наблюдающаяся в более спокойных глубоких водах засоренность мелкозернистого материала остатками планктона обычно позволяет отличать такой осадок от типичных незаиленных автохтонных оолитов, иногда сцементированных кальцитом, остающихся на отмели, Эндриус и др. [2] близ Большой Багамской банки на глубинах менее 1800 м фиксировали слои хорошо отсортированного оолита мощностью в 18 см с очень незначительными примесями пелагического ила.

Следует, однако, указать, что оолиты в значительном объеме могут формироваться также и в обстановках, отличающихся от классического багамского типа подводных отмелей. Раснак [185] показал, что в настоящее время оолиты образуются вдоль перемещающейся береговой линии в области преимущественно терригенного осадконакопления сверхзасоленной лагуны Мадре у южного побережья Техаса. Такие оолиты в редких случаях слагают более

30% объема осадков пляжа и сопредельной (морской) зоны и ассоциируются со значительным количеством окаймленных с поверхности, единичных или многоядерных ооидов, и с неокаймленными зернами. Подобная ассоциация позволяет отличить данный осадок от осадков классической отмели, где ооиды составляют 80—90% зерен всего осадка [167], несмотря на то, что условия перенасыщенности и возмущенности неглубоких вод одинаковы.

Фримен [68] показал, что ооиды формируются также и в спокойных водах нижнеприливной зоны лагуны Мадре. Однако они часто окаймлены оолитовой оторочкой лишь с одной стороны. Отсутствие симметрии связано со слабой возмущенностью вод, и это обстоятельство позволяет отличать ооиды спокойных вод от ооидов, формировавшихся в турбулентных условиях, характерных для береговой линии или классической мели.

Помимо этого, следует помнить и о том, что оолиты могут также формироваться и в беспокойных перенасыщенных углекислым кальцием водах крупных наземных озер, таких, как Большое Соленое озеро [44]. И действительно, оолиты установлены также в озерных отложениях эоценовой формации Грин-Ривер в штате Юта [158]. По-видимому, морские оолиты от озерных можно отличить только по содержащейся в них фауне.

Слоистые кальциолиты. Слоистые карбонатные илы, которые содержат мало фауны либо вовсе лишены ее, характеризуют низколежащую береговую линию с мелководной нижнеприливной и верхнеприливной обстановками. Такие переходные типы осадков периферийных участков морей играют важную роль при реконструкции условий палеоседиментации, т. е. обладают для этого достаточной информативностью. Слоистость в этих илах обусловлена циклическим накоплением осадков, несколько различающихся по текстуре или составу. Как правило, этот тип осадков сопровождается переплетенными нитями сине-зеленых водорослей, которые интенсивно развивались только в чрезвычайно мелководных бассейнах и на осадках, которые длительный отрезок времени могли находиться на дневной поверхности. Сине-зеленые водоросли могли приспосабливаться к значительным колебаниям температуры, солености и к высыханию и, как правило, не сохранялись в более открытой морской обстановке. Наиболее примечательно, по-видимому, то обстоятельство, что подобные экологические крайности в значительной мере препятствовали развитию сестеноедов и рыхлителей осадка, которые обычно нарушают первичную слоистость в более открытой зоне моря.

Последними исследованиями установлена большая практическая ценность текстурных особенностей и других свойств карбонатных илов береговой линии для реконструкции обстановок седиментации. Текстуры типа «птичьи глазки» [198], наличие малкозернистого доломита [99, 200] и строматолитов [122, 73] способствуют выделению среднеприливной, нижнеприливной и верхнеприливной субобстановок, а в некоторых случаях с их помощью удается установить и более локальные зоны внутри них (см. также статью Ф. Лусия в данной книге). Доломит, «птичьи глазки» и горизонтальная либо слегка ундулирующая слоистость, часто с трещинами усыхания, обычно характерны для верхнеприливной зоны, в то время как головки строматолитов и конгломераты из илистой гальки чаще всего формируются в диапазоне от среднеприливной до чрезвычайно мелкой нижнеприливной обстановки. Эти критерии многими исследователями были использованы для распознавания палеообстановки формирования прибрежных осадков в стратиграфических разрезах различного возраста [117, 181, 69].

Следует соблюдать осторожность, имея дело со слоистыми кальциолитами, сопровождающимися сине-зелеными водорослями, а именно иметь в виду то обстоятельство, что водорослевый войлок мог также интенсивно развиваться и вдоль берегов крупных пресноводных озер. Таким образом, как и в случае оолитов, заключение о том, что данная обстановка седиментации является морской или континентальной, должно подкрепляться фауни-

стическими данными. Только более специфические литологические критерии помогут понять, о какой части моря или озера идет речь.

Рифы и другие органогенные постройки. В морях с оптимальными условиями определенные типы раковинных организмов в процессе своего развития выделяли и связывали углекислый кальций в количестве, достаточном для того, чтобы эти оптимальные условия сохранялись. Данное обстоятельство в какой-то мере способствовало образованию жесткого субстрата, необходимого для прикрепления массивных форм и организмов-обрастателей, которые не могли развиваться на рыхлом илистом или неустойчивом песчаном дне. Наиболее важен тот факт, что объем жесткого или не совсем жесткого осадка, который вырабатывают эти организмы, оказывается достаточным для образования возвышений в рельефе морского дна, что способствует сохранению оптимального уровня вод для процветания таких специфических организмов на участках, испытывающих медленное прогибание. Данный процесс обуславливает формирование мощных органогенных сцементированных либо несцементированных карбонатных построек, называемых рифами, биогермами, банками и горками (mound). Такие постройки непрерывно наращиваются в процессе интенсивного развития организмов, начиная с момента их заложения вплоть до кардинальных изменений условий среды, вызывающих вымирание большинства организмов-строителей. Кроме того, эти сооружения создают, как правило, значительное разнообразие локальных обстановок обитания для многих организмов, которые сами по себе не поставляют значительного объема материала для возведения самой постройки, но влияют на расширение биоценоза и обуславливают многообразие рифообразования, фиксируемое в мелководной морской обстановке.

Большинство организмов, поставляющих материал для возведения современных построек, являются морскими; к их числу относятся кораллы, багряные и зеленые водоросли, некоторые фораминиферы, моллюски и мшанки. В строении почти всех таких сооружений принимают участие водоросли, что свидетельствует о преимущественно мелководной обстановке их формирования. Однако современные коралловые постройки без водорослей известны и в глубоководной обстановке [220]. В сооружении некоторых построек принимал участие какой-либо один тип организмов, как, например, листообразные водоросли верхнего палеозоя, образовавшие рифогенные комплексы, которые способствовали сохранению условий, благоприятных для обитания большинства представителей неритового биоценоза [90]. Вне пределов морской обстановки развивалась лишь небольшая часть организмов-рифостроителей. Хорошо известно, что современные устрицы с помощью цемента прикрепляются одна к другой и образуют крупные рифы в солоноватоводных локальных бассейнах. Определенные типы сине-зеленых водорослей способствовали, очевидно, формированию жестких массивных выступов, сложенных углекислым кальцием в континентальных озерах, например в пресных водах Грин-Лейк в штате Нью-Йорк и в сверхсоленых водах Большого Соленого озера в штате Юта [44]. Итак, для того чтобы установить, является ли то или иное карбонатное сооружение морским, необходимо анализировать характер биоты.

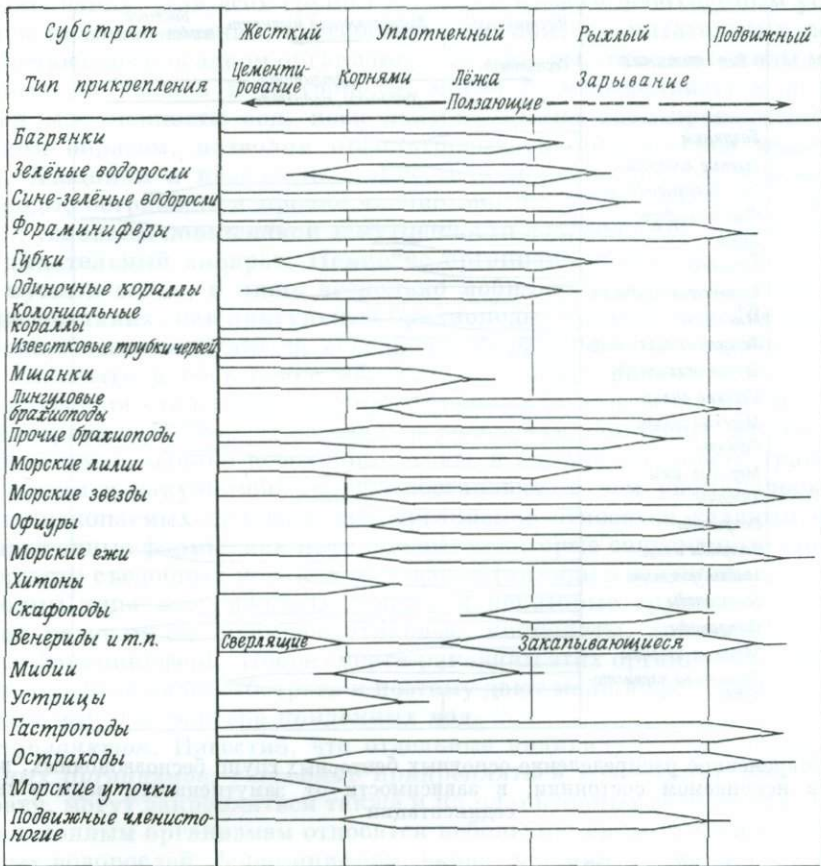
Типы биотопов. Выделение подзон в пределах какой-либо обстановки седиментации в случае меньшей отчетливости литофаций бывает затруднительным, в силу того что видимые различия, обусловленные сложным взаимодействием множества независимо меняющихся факторов, не являются достаточно определенными. Однако изучение экологии ассоциаций ископаемого бентоса может в значительной степени облегчить выяснение особенностей первичной обстановки. Развитие некоторых типов организмов обусловлено такими факторами, как мутность водной среды, и прочими локальными условиями. В первую очередь это относится к багряным водорослям [102] и колониальным организмам, например к кораллам [229] и мшанкам [206,

189]. Так, массивные или слоисто-корковые формы развиваются в основном в бурных водах, в то время как нежные ветвящиеся формы способны обитать только в спокойных водах. Однако детальный анализ этого вопроса не входит в задачу настоящего исследования.

Взаимоотношения между типами бентосных организмов и характером субстрата изучались Парди [168]. Он установил прямую зависимость между численностью организмов, питающихся веществом осадка, и процентным содержанием в последнем ила (алеurit плюс глина). Это, очевидно, обусловлено более высоким содержанием в тонкозернистых осадках органического вещества, которое необходимо этим организмам для жизнедеятельности. Повышенное содержание в тонкозернистых осадках органического вещества, в основном в виде тонкозернистого детритуса, в какой-то мере связано с тем, что для его осаждения, так же как и для тонкозернистого терригенного материала, требуется одинаково спокойная обстановка. Парди также указывал на обратную взаимосвязь между численностью организмов, питающихся взвесью, и процентным содержанием ила в осадке. Другими словами, сестеноеды, следовательно, чаще всего встречаются в более чистых песках. Для этого имеется целый ряд причин. Во-первых, численность сестеноедов всегда в более заиленных обстановках снижается вследствие высокой замутненности вод, отчасти обусловленной активной деятельностью питающихся осадком организмов [173]. Во-вторых, уменьшение размеров частиц илистого вещества, включая органогенный детритус, должно приводить к сокращению числа организмов, питающихся осадком, что в свою очередь приводит к увеличению относительного содержания в ископаемой фауне сестеноедов. Наиболее важен тот факт, что более чистые пески лучше отсортированы и абрадированы, чем илистые пески, причем большая возмущенность вод должна была способствовать привносу взвешенных питательных веществ, необходимых для увеличения количества сестеноедов. Очевидная общая корреляция организмов, характеризующихся различным типом питания, с размером зерен субстрата должна хорошо прослеживаться в разрезах, поскольку при диагенезе сохраняются не только остатки имеющих раковину организмов, но также и размеры зерен осадка.

Жесткость субстрата. Некоторые другие элементы обстановок седиментации, которые не отражаются непосредственно на облике породы, могут быть выявлены по сообществам ископаемой фауны. Например, жесткость субстрата, которая в большинстве случаев не зависит от размера зерен, может быть оценена путем анализа типов прикрепления или мобильности представителей данного бентосного сообщества (фиг. 8). В пределах каждой крупной группы ископаемых определенные классы или виды наиболее чувствительны к характеру субстрата, но выделить их в состоянии только опытный палеонтолог. Для целей настоящего исследования достаточно знать, что определенному сообществу ископаемых соответствует и определенная жесткость субстрата.

Так, например, колониальные кораллы, черви, морские желуди, прикрепляющиеся формаминиферы, большинство устриц, мпанки, багряные водоросли и некоторые безрамковые брахиоподы (*craniids*) прикрепляются только к твердому субстрату; некоторые из них прикрепляются к более крупным раковинам. Хитоны и лимпеты (своеобразный тип блюдечковидных гастропод, не выделенный особо на фиг. 8) сами по себе мобильны, но, очевидно, предпочитают прикрепляться к твердым поверхностям. Организмы, которые крепко соединены с твердыми поверхностями, способны выдерживать интенсивное взмучивание вод; таким образом, колониальные кораллы и багряные водоросли могут указывать на условия с турбулентными движениями в пределах рифовой обстановки, а морские желуди, хитоны, лимпеты и ходы червей свидетельствуют о наличии твердых поверхностей, на которых разбивались волны в приливо-отливной полосе береговых линий. Наличие

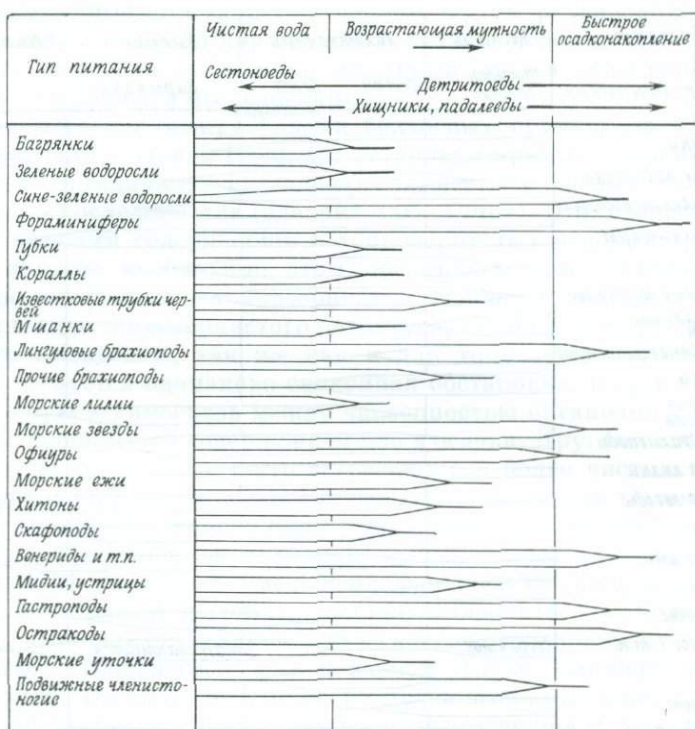


Фиг. 8. Современное распределение основных бентосных групп беспозвоночных, встречающихся в ископаемом состоянии, в зависимости от жесткости субстрата.

одних лишь мелких организмов прикрепляющегося типа, подобных прикрепляющимся фораминиферам (которые легко установить по одной уплощенной стороне раковины), косвенным образом свидетельствуют о несохранившихся твердых объектах, таких, как растения.

Для большого числа видов необходимо наличие жесткого субстрата, в который они пускают корни или к которому прикрепляются без помощи цементации или инкрустации. К ним относятся большинство зеленых водорослей, губки, одиночные кораллы, морские лилии, мидии и многие брахиоподы, так же как и некоторые представители других групп. В обстановках, которые характеризуют данные группы организмов, седиментации либо не было вовсе, либо она была слабой, причем поверхность осадков в некоторой степени затвердевала в процессе уплотнения или потери поровой воды, а имевшиеся на ней небольшие твердые участки типа раковин могли служить теми объектами, к которым прикреплялась фауна, особенно на личиночной стадии своего развития.

С другой стороны, сообщество скафопод, роющих моллюсков, лингульных брахиопод, отдельных фораминифер и, возможно, некоторых мобильных организмов должно указывать на наличие рыхлого субстрата, особенно если отсутствуют формы, предпочитающие твердый или жесткий субстрат. Многие мобильные формы, такие, как морские звезды, офиуры, морские ежи, гастроподы, остракоды и большинство других членистоногих, могли передвигаться по разнообразным типам грунта и поэтому сами по себе дают мало информа-



Фиг. 9. Современное распределение основных бентосных групп беспозвоночных, встречающихся в ископаемом состоянии, в зависимости от замутненности воды и скорости седиментации.

ции о его жесткости. Однако сообщество, состоящее исключительно из небольшого числа мобильных форм, в некоторой мере может свидетельствовать об обстановке с подвижным типом грунта, характеризующим области интенсивной седиментации или зыбучих песков. Например, Ньюэлл и др. [142] в составе автохтонной фауны нестабильной оолитовой отмели установили лишь по одному виду морских ежей, морских звезд и съедобных морских моллюсков.

Замутненность вод. Анализ характера пищи бентосных организмов может помочь при решении вопроса, был ли тот или иной бассейн наполнен чистой или замутненной водой и насколько интенсивной была в нем седиментация (фиг. 9). Хотя багряные и зеленые водоросли по характеру питания отличаются от беспозвоночных животных, тем не менее для них необходимым условием является возобновление питательных веществ, так же как и солнечный свет, способствующий фотосинтезу, и поэтому они предпочитают чистую воду, проникаемую для световых лучей. Все главные группы организмов, изображенные на фиг. 9, могли обитать в чистой воде. Кроме того, большинство сестеноедов всегда предпочитают прозрачные воды, поскольку чрезмерный объем взвешенного глинистого и алевритистого материала будет перегружать и забивать их тонкий глотательный аппарат. Следовательно, губки, кораллы, мшанки и морские лилии характеризуют бассейн с чистой водой, населенной в основном микроорганизмами и содержащей органический детритус, которым они питаются. Представители некоторых групп организмов, питающихся взвешью, такие, как черви, обитающие в трубкообразных углублениях, брахиоподы и отдельные виды пелеципод, могут приспосабливаться к несколько замутненным водам, поскольку они имеют более совершенный аппарат, позволяющий избавляться от нежелательных веществ или не допускающий

их заглатывания. Для всех групп глотателей взвесей необходимым условием является наличие течений, способствующих притоку питательных веществ. Такие питающиеся осадком организмы, как офиуры, отдельные виды морских съедобных моллюсков и гастроподы, могли приспосабливаться к гораздо большей замутненности вод, поскольку их органы адаптировались соответствующим образом, позволяя отфильтровывать органическое вещество из осадка. Хищники и падальеды, такие, как морские звезды, морские ежи, гастроподы, остракоды и прочие членистоногие, также могли приспосабливаться к условиям повышенной замутненности вод, если при этом не забивался их дыхательный аппарат. Немногие организмы могли обитать в чрезвычайно мутных водах, и лишь несколько мобильных форм различных типов сестеноедов, таких, как лингульные брахиоподы, роющие морские съедобные моллюски, отдельные улитки, остракоды, фораминиферы и морские звезды, могли выживать в обстановке интенсивного осадконакопления.

Заключения относительно природы субстрата или характера придонных вод, как правило, основаны на анализе сообществ обитавших на нем бентосных организмов, однако необходимо иметь в виду возможность транспортировки фауны в какую-либо другую обстановку, о чем упоминалось ранее. К числу ископаемых пелагических организмов относятся главным образом такие нектонные формы, как цефалоподы, некоторые современные криноидеи и две группы съедобных морских моллюсков (лимиды и пектинида), планктонные формы типа птероподовых улиток и некоторые группы микрофауны, включая радиолярии, кремнежгутиковые, кокколлиты, диатомеи и глобегериновые фораминиферы. После смерти раковины этих организмов опускаются на всевозможные виды субстрата и поэтому дают мало информации о природе субстрата или о характере придонных вод.

Эпипланктон. Известно, что отдельные индивидуумы некоторых групп бентосных организмов, способные прикрепляться к жесткому или твердому субстрату, могут закрепляться также и на планктонных водорослях. К таким эпипланктонным организмам относятся небольшие инкрустированные формы багряных водорослей, фораминиферы, черви, мшанки, возможно, крошечные кораллы, а также формы, прикрепляющиеся отростками, такие, как некоторые небольшие брахиоподы, лепадные усонogie рачки, ряд небольших морских лилий и, по-видимому, мидии. Те эпипланктонные организмы, которые прикрепляются некальцифицированным отростком, такие, как брахиоподы, лепадные усонogie рачки и мидии, после смерти должны в конце концов отпадать и опускаться на дно. Если вся масса водорослей погибает и разлагается, то в этом случае весь эпипланктон должен скапливаться у дна. Неясно, насколько часто такой процесс происходит, но подобные массы сорняка легко вымываются и выбрасываются на пляж. В любом случае ископаемый эпипланктон ничего не говорит о природе осадка грунта, поэтому при палеорекострукциях к его интерпретации следует подходить осторожно. Можно указать ряд общих полезных рекомендаций по данному вопросу: 1) ископаемые эпипланктонные формы, вероятно, могли быть только мелкими, поскольку водоросли обеспечивают весьма ненадежную опору; 2) вероятнее всего, эпипланктон рассеивался по поверхности осадка и не был особенно заметен, несмотря на то, что это, по существу, единственная фауна на голом субстрате; 3) инкрустированные формы могли падать на поверхность осадка вверх основанием и при этом теряли способность к прикреплению. Тем не менее в изобильной и разнообразной бентосной среде довольно трудно отличить эпипланктонные индивидуумы.

Установление эпипланктонных биоценозов приобретает особое значение при интерпретации придонных условий в том случае, если отсутствует нормальная бентосная фауна. Для бентоса непреложным условием жизни является насыщенность кислородом придонных вод и поверхности осадка, о чем свидетельствует характер сообщества ископаемого бентоса, а также

следы ископаемых организмов, обитавших на осадке или в его толще [193]. О недостатке кислорода в придонных водах моря можно судить по негативным факторам, т. е. по отсутствию ископаемого бентоса и следов органики. Однако наиболее убедительным подтверждением этого обстоятельства является наличие в осадках только пелагической (нектонной, планктонной и эпи-планктонной) фауны, свидетельствующее о том, что поверхностные воды были благоприятными для жизни, в то время как придонные участки бассейна, наоборот, — неблагоприятными. Присутствие исключительно пелагических форм фауны должно также в какой-то мере свидетельствовать против других причин отсутствия бентосных ископаемых форм, например интенсивного рассредоточения их в больших объемах, быстро отлагавшегося осадка, так как при этом пелагические формы фауны также должны были быть в значительной мере рассредоточены в осадке и, следовательно, трудно различимы в нем.

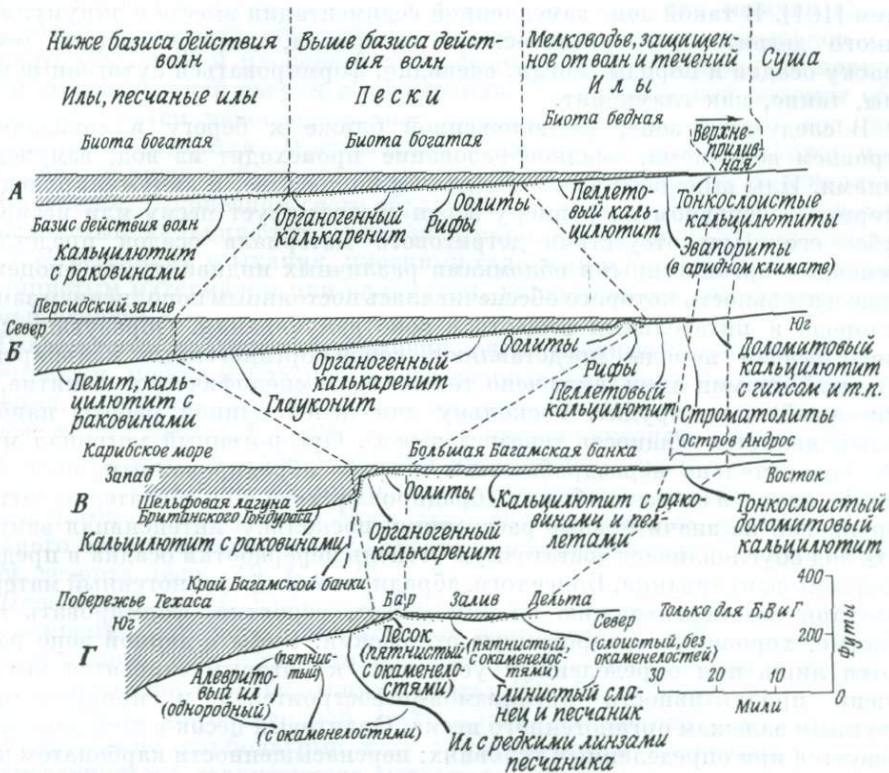
Примечания. Использование информации о характере биоценоза, полученной при изучении стратиграфического разреза для подразделения мелководной морской обстановки, — дело непростое. Своеобразные, бедные фауной черные сланцы характеризуют обедненный кислородом субстрат, поскольку вся присутствующая в них ископаемая фауна может быть отнесена к обитателям пелагической зоны. Однако при анализе сообществ бентосных ископаемых организмов выявляется гораздо большая сложность ассоциаций, и применение в этом случае вышеохарактеризованной методики реконструкции характера субстрата и прозрачности вод не дает однозначных результатов. Кроме того, на характер биоценоза в той или иной мере оказывают влияние и другие изменяющиеся независимо друг от друга факторы. А поскольку их влияние на одни элементы биоценоза сказывается в большей степени, чем на другие, то различия сообществ ископаемой фауны зачастую затушевываются, что отражается на результатах реконструкции палеообстановки.

Выделению различных ассоциаций мелководной морской фауны в комплексах тесно взаимосвязанных пачек горных пород посвящено много исследований. Наблюдающийся за последнее время рост публикаций показывает, что вопросу выявления сообществ ископаемой фауны, соответствующих различным зонам в пределах мелководной морской обстановки, уделяется повышенное внимание

СЕДИМЕНТАЦИОННАЯ МОДЕЛЬ МЕЛКОВОДНОЙ МОРСКОЙ ОБСТАНОВКИ

Несмотря на то что определенное расчленение мелководной морской обстановки может быть произведено по различным признакам в отдельности (на основе рассмотрения литологии и характера биоты или изучения разновидностей осадочных текстур и размеров зерен кластического материала [1, 174]), тем не менее реконструкция общей картины, ее многообразия представляется довольно трудной задачей. В этой связи все частные выводы целесообразно синтезировать в виде общей седиментационной модели, которая на основе обобщения сведений, касающихся литологических и фаунистических особенностей, параметров зерен и первичных осадочных структур, позволяет выделить последовательный ряд фациальных зон, сменяющихся вкрест простирания береговой линии.

Теоретические предпосылки. Почти всегда можно предугадать, в какой степени в большинстве мелких морей возрастает интенсивность волн и течений по мере увеличения глубин при удалении от береговой линии. Различный характер воздействия волн и течений на дно обуславливает размер зерен и отсортированность осадка, способствует формированию различных осадочных структур, а также влияет на особенности биоценоза. В результате этого образуется отчетливая и довольно устойчивая последовательность осадочных фаций, переходящих постепенно одна в другую по направлению вкрест



Фиг. 10. Модель современной мелководной морской седиментации с указанием теоретического и фактического распределения основных типов осадка.

Названия пород использованы и для осадков. А — теоретический тип седиментации в эпиконтинентальном, незагрязненном море [101]; Б — карбонатная седиментация на южной окраине эпиконтинентального Персидского залива; В — карбонатная седиментация в двух участках периконтинентального региона Карибского моря; на диаграмме обобщены материалы по Багамской банке и шельфовой лагуне Гондурасского залива; Г — терригенная детритовая седиментация, северо-западная часть Мексиканского залива, побережье Техаса у залива Арансас.

простирания береговой линии (фиг. 10). Существование такой последовательности объяснимо теоретически и, кроме того, подтверждается наблюдениями в ряде современных бассейнов.

Ирвином была предложена теоретическая модель (фиг. 10, А) для детритовой седиментации в прозрачных водах эпиконтинентального моря, уклон дна которого гораздо более пологий, чем у большинства изученных периконтинентальных морей. Им выделены три основные зоны, характеризующиеся различной интенсивностью взмучивания вод, положение которых обусловлено различной относительной глубиной полосы, где волны и течения достигали дна и гасили свою энергию.

В наиболее глубоководной среде, ниже уровня волнолома, дно обычно существовало не взмучено и здесь отлагается тонкозернистый осадок. Если посредством течений в донную область доставляется значительный объем кислорода, то биологическая среда будет разнообразнее и раковины будут формироваться из более грубозернистого вещества. Следовательно, образовавшийся осадок будет представлен в основном илом с органическими остатками размерами с песчинку или несколько более крупными. При отсутствии детритового материала формируются ракушниковые кальцилиты. Седиментация в такой зоне может быть чрезвычайно медленной, поскольку она полностью зависит от детритуса, поступающего из сопредельной береговой зоны, так как температура (которая обычно уменьшается с глубиной) здесь, по-видимому, низка для выпадения карбонатных илов химическим

путем [401]. В такой зоне замедленной седиментации вместе с аккумуляцией тонкого детритового органического материала, определяющего темную окраску осадка и породы, могли, очевидно, формироваться аутигенные минералы, такие, как глауконит.

В следующей зоне, расположенной ближе к берегу и совпадающей с уровнем волнолома, осадкообразование происходит из вод, взмученных волнами. Илы выпадают здесь в меньшем количестве, и аккумуляющийся материал в основном по размеру зерен соответствует песку или несколько грубее его. При отсутствии детритового материала осадок представлен в основном органогенными обломками различных индивидуумов биоценоза, жизнедеятельность которого обеспечивалась постоянным пополнением запасов кислорода и питательных веществ в зоне взмучивания. Образующиеся из такого осадка породы представляют собой органогенные калькаренисты (в данный термин здесь включено также такое специфическое понятие, как аутигенный кальцирудит, поскольку для целей данной работы наиболее важной является общность генезиса зерен). Органогенный материал может быть сравнительно нераздробленным и слабо абрадированным, но в большинстве случаев он раздроблен и абрадирован, хотя и не обязательно оттранспортирован на значительные расстояния, поскольку интенсивная взмученность вод обуславливает достаточную степень переработки осадка в пределах самой зоны взмучивания. Более того, абрадированный органогенный материал благодаря его перемещению по дну может, вероятно, формировать косо-слоистые, хорошо отсортированные отложения. Рифы в данной зоне развиваются лишь при определенных условиях, к которым относятся высокая степень продуктивности организмов-рифостроителей и приуроченность к крупным залежам органогенного песка. Оолитовый песок в этой зоне также образуется при определенных условиях: перенасыщенности карбонатом кальция и турбулентности в случае относительной близости этой зоны к берегу.

В самой мелкой прибрежной зоне моря обстановка опять становится спокойной, поскольку волны и течения не достигают ее, затратив свой запас кинетической энергии на удары о мелеющее дно в сопредельной зоне взмучивания вод. Здесь снова появляются условия для накопления илов. Их источником в какой-то мере служат тонкозернистые продукты распада органогенного вещества сопредельной зоны, транспортируемые к берегу. Карбонатные илы, по-видимому, частично могут формироваться путем непосредственного физико-химического осаждения из морской воды. Такой способ формирования карбонатных илов в настоящее время оспаривается, но если он все-таки и имеет место, то происходит на минимальных глубинах, где воды нагреваются до такой степени, что большая часть двуокиси углерода из них удаляется, в результате чего реакция осаждения протекает более интенсивно по сравнению с другими участками моря. Поскольку в чрезвычайно мелководной обстановке циркуляция вод замедленная, а соленость и температура характеризуются повышенными значениями, то биоценоз в ней менее разнообразен и менее многочислен вследствие замедленного возобновления запасов питательных веществ и менее стабильных условий. Многие из обитавших здесь животных оставляли фекальные комочки, которые, как правило, затвердевали и в таком виде сохранялись. При диагенезе таких осадков образуется пеллетовый, реже ракушечниковый кальцилит. В случае аридного климата испарение не компенсируется выпадением атмосферных осадков, в результате чего в данной зоне образуются эвапориты по типу, предложенному Шоу [495].

У береговых линий в среднеприливной и верхнеприливной обстановках колебания температуры и солености и периодическое пересыхание делают невозможным существование других организмов, кроме сине-зеленых водорослей. В этой зоне нити сине-зеленых водорослей в значительной мере влияют на седиментацию и контролируют или способствуют формированию

слоистых илов и строматолитовых головок. Пустоты типа «птичьих глазки» образуются вследствие усыхания и попадания в осадок пузырьков газа. Трещины усыхания и плоские гальки формируются в результате периодической смены условий засухи и обводнения. Тонкозернистый доломит образуется либо путем непосредственного осаждения из магниевых вод, либо при их эвапоритизации. Чрезвычайно обедненная фауна оставляет после своей гибели лишь небольшое число раковин и неглубокие вертикальные ямки в осадке. В конечном счете образуется порода, представляющая собой слабослоистый кальцилютит, местами строматолитовый либо доломитовый, иногда с трещинами усыхания, плоскими гальками и пустотами, заполненными глинистым материалом или кальцитом, характерными для структур типа «птичьих глазки».

Современные наблюдения. Условия, очень сходные с прогнозируемыми, теоретически, можно наблюдать в современных бассейнах карбонатной седиментации, представляющих как эпиконтинентальные, так и периконтинентальные моря различной конфигурации и местоположения. Основные характеристики тех и других обнаруживают много общего, несмотря на то обстоятельство, что масштабы их проявления существенно различаются в связи с различиями в топографии. Несколько видоизмененные особенности того или иного бассейна также можно опознать в современных областях аккумуляции детрита (фиг. 10, Б — Г).

Персидский залив. Персидский залив представляет собой современное эпиконтинентальное море с интенсивным накоплением карбонатных осадков вдоль северного побережья Омана (фиг. 10, Б). Информация о характере осадков приведена в обобщающих работах [52, 58, 107, 99].

В наиболее глубоководной части вдоль оси залива аккумулируются преимущественно карбонатные илы с подчиненным количеством раковин и мелкозернистого терригенного материала, объем которого увеличивается к северу. Содержание органического вещества в осадках этой зоны залива наибольшее, и в результате их диагенеза образуются темные глинистые ракушниковые кальцилютиты.

По направлению к берегу глубоководные илы сменяются обширной зоной органогенного песка. В наиболее глубокой ее части встречается глауконит свидетельствующий о замедленной седиментации. Окатанность органогенных частиц в некоторых мелководных участках данной зоны свидетельствует о повышенной возмущенности вод. Напротив, карманы илов, свидетельствующие о слабой возмущенности, фиксируются в пределах песчаных фаций, приуроченных к участкам, предохраняемым от волновой деятельности цепочкой островов или мысами. Вдоль пограничной мелководной части этой зоны располагаются коралловые рифы и оолитовые отмели, ассоциирующиеся с приливо-отливными дельтами и рукавообразными комплексами осадков.

Далее к берегу располагается зона мелководья, в основном типа лагун, в которых аккумулировались карбонатные илы. В состав биоценоза входят небольшие усониге рачки, односторонне прикрепляющиеся фораминиферы и небольшие гастроподы, которые оставляют большой объем фекальных комочков. В результате образуются пеллетовые кальцилютиты с обедненной фауной, представленной преимущественно моллюсками.

Вдоль берега в среднеприливной зоне располагаются обширные мелководные банки, разбитые трещинами усыхания на полигональные блоки с нитями сине-зеленых водорослей и небольшими строматолитовыми головками. Далее к суше располагается верхнеприливная равнина, или себха, ложе которой выстлано карбонатными илами, содержащими незначительные объемы мелкозернистого доломита, местами кристаллы гипса и реже ангидрита и целестина. Осадки береговой линии формируют слабослоистые строматолитовые, доломитовые и гипсоносные кальцилютиты.

Карибское море. Неглубокие участки Карибского моря можно в какой-то степени трактовать как область типа периконтинентального моря. Для иллюстрации общего характера мелководной морской обстановки седиментации на фиг. 10, В объединены два района карбонатного осадконакопления — Большая Багамская Банка и шельфовая лагуна Гондурасского залива, поскольку край первого района резко погружается на большие глубины, которые находятся вне пределов рассматриваемой зоны седиментации. Материал о фациях осадков Большой Багамской Банки взят из работ Парди [167], Шинна и др. [200], а о фациях южной части шельфовой лагуны Гондурасского залива — из работы Мэтьюза [127].

В наиболее глубоких (18—30 м) частях отдельных отмелей лагуны Гондурасского залива аккумуляровались преимущественно карбонатные илы с раковинами автохтонной фауны. Объем терригенных илов в данной фациальной зоне постепенно увеличивается к западу, по направлению к основному берегу суши. Транспортировка образовавшегося на отмелях органогенного песка осуществляется только в радиусе 160 м. В этих условиях формируются ракушечные кальцилиты, переходящие с приближением к источнику детрита в известковистые сланцы.

По типу осадков отдельные отмели южной части у побережья Британского Гондураса напоминают внешнюю окаемку Большой Багамской Банки и в значительной мере сходны с мелководными карбонатными фациями, формировавшимися на гораздо более крупных банках. Органогенный песок состоит из абрадированных обломков эндемичных беспозвоночных и водорослей и приурочен к узкой кайме по периферии банки, в ряде мест на подветренной стороне отмели, которая на фиг. 10, С не изображена, встречаются рифы. Оолитовый песок почти повсеместно вокруг банки залегает за полосой органогенного песка, ближе к шельфу. Здесь формируются обломочный органогенный калькаренит и оолитовый калькаренит. На Багамской банке фации карбонатных песков сконцентрированы в более узкой полосе, чем в Персидском заливе, за счет резкого изменения характера рельефа у края банки, что обуславливает погашение почти всей энергии волн и течений на довольно небольшом интервале.

К востоку фации карбонатных песков сменяются карбонатным илом, который аккумулируется почти на всей этой части мелководной банки. Здесь угасают не только волны и течения; в связи с тем что этот участок банки находится под защитой острова Андрос, он изолирован и от воздействия сильных нагонных волн. На северной и южной окраинах банки, которые не защищены от сильных восточных ветров, сила нагонных волн, по-видимому, достаточна, чтобы в известной мере поддерживать взмученность вод и тем самым препятствовать значительной аккумуляции илов; это только частная модификация схемы, однако она никоим образом не умаляет значения основной модели, разработанной для изолированного моря. Ил мелководной банки содержит раковины моллюсков и фораминифер, а также затвердевшие фекальные комочки. При диагенезе таких осадков образуются ракушечниковые пеллетовые кальцилиты с ограниченным количеством фауны.

Вдоль восточного края банки расположен остров Андрос, западный берег которого представляет собой обширную приливо-отливную террасу, где установлены среднеприливная и верхнеприливная обстановки седиментации. Здесь пеллетовый ил аккумулируется почти при полном отсутствии органики, за исключением водорослевых сеток. Илы, обнажавшиеся на длительные отрезки времени, часто доломитизированы, в результате чего образовался плохослоистый доломитовый кальцилит, местами с текстурами «птичьих глазки» и строматолитами.

Техасское побережье Мексиканского залива. Несмотря на то что модель Ирвина разработана для недетритового осадконакопления в прозрачной воде мелководных морей с пологим наклоном дна, некоторые основные особенности

седиментации, касающиеся размера зерен и связанных с ним параметров, обнаруживают сходство с условиями осадконакопления терригенно-детритового типа. Основные различия в окончательном типе породы заключаются лишь в том, что вместо калькаренита образуется кварцевый песчаник, а вместо кальцилотита — глинистый сланец. Такое сходство объясняется тем обстоятельством, что детритовые осадки почти так же, как и карбонатные, реагируют на положение уровня волнолома в седиментационном бассейне независимо от того, транспортировались ли они как детритус или образовались *in situ* как большая часть карбонатного материала. Примеры детритовых фаций Техасского побережья Мексиканского залива (фиг. 10, Д) заимствованы из работ Шепарда и Мура [197], Мура и Скратона [132] и Шепарда [196].

Илы отлагаются как в предбрежной зоне, так и в защищенных заливах и лагунах. Глауконит характерен только для предбрежных илов. Алевритовый материал чаще фиксируется в предбрежном иле, а пески аккумулируются в основном вблизи берега. Различные участки предбрежной зоны характеризуются разнообразными текстурами. По мере сокращения объема песка в осадке с удалением от берега характер его обособлений в иле соответственно изменяется от неправильных линз до мелких гнезд. Это обстоятельство, по-видимому, связано также и с тем, что по мере удаления от берега происходит смена основного типа переработки осадка, которая вначале осуществляется роющими организмами, а затем механическим путем. Илы наиболее удаленных от берега участков характеризуются однородностью, связанной либо с полной переработкой организмами, либо с тем, что песок не переносился на столь значительное расстояние.

Более крутой склон на этом периконтинентальном участке и в этом случае обуславливает гашение энергии волн на узкой полосе, причем более чистые, отсортированные пески средней зоны образуют естественный физический барьер, под защитой которого происходит аккумуляция ила в заливах и лагунах. В илах заливов и лагун содержится песок, обычно в виде рукавообразных залежей, но содержание алеврита здесь низкое, что, вероятно, обусловлено его выносом в предбрежную зону. В маршах вокруг заливов и лагун формируется торф. Осадки мелководной зоны более пестры и разнообразны по типу текстур, да и весь характер седиментации здесь значительно сложнее за счет большего числа микрообстановок по сравнению с предбрежной зоной. Биоценоз же более разнообразен в предбрежной зоне, чем в заливах и лагунах, но он весьма ограничен в большинстве барьерных песков в силу их литерального или субаэрального генезиса.

При наличии речных дельт основная модель детритовой седиментации видоизменяется. Поскольку дельты могут протягиваться либо только в заливы, либо в открытое море, то плохо охарактеризованный фауной разрез закономерно переслаивающихся песчаников и алевритов, образующихся в условиях морской продельты, может быть помещен на основную модель в любую точку наиболее удаленной части предбрежья. Данная точка будет определять переход континентальных фаций в субаэральный дельтовый режим. Таким образом, совпадение относительного местоположения на фиг. 10 неотчетливослоистых продельтовых отложений и верхнеприливных карбонатных слоев является случайным, и его не следует трактовать в пользу единого генезиса этих двух различных типов осадков, несмотря на видимое сходство их по характеру осадочной текстуры и отсутствию ископаемой фауны.

Перечень основных типов пород, образующихся в морских условиях. *Кальцилотиты и глинистые сланцы.* Эти два типа пород отличаются главным образом по генезису и составу слагающих их зерен. Оба формировались в чрезвычайно спокойной обстановке, способствовавшей осаждению из суспензий тонкозернистого материала. Такие условия могли быть в очень мелком бассейне, например лагуне, в которой воды не взмучивались в силу наличия какого-то физического барьера типа субаэрального бара, или

в зоне верхнеприливной отмели. С другой стороны, роль гидрологического барьера мог, видимо, играть край шельфа или определенная полоса на полого наклоненном дне, о которую разбивались волны и теряли большую часть своей энергии, прежде чем достигали мелководья. Илонакопление могло также происходить в относительно глубоководной обстановке, где отсутствие волнений связано с положением ниже уровня волнолома.

По характеру биоценоза в отдельных случаях можно выделить две основные обстановки аккумуляции илов. Как правило, биота менее разнообразна в чрезвычайно мелких водоемах, где колебания солености и температуры весьма значительны, а циркуляция, контролирующая приток питательных веществ, замедлена. Верхнеприливно-зона в таком бассейне устанавливается по почти полному отсутствию фауны и по наличию характерных сопутствующих ей текстур, о чем упоминалось выше. Илы, отлагавшиеся в более глубокой части мелководной морской зоны, попадали в условия довольно стабильной солености и температуры, в которых биоценоз был более разнообразен в случае, если течения, хотя и медленные, поставляли питательные вещества и кислород в придонную область. Однако если придонные воды застаивались, то объем бентосных организмов сокращался или они исчезали совсем. В этом случае пелагические формы приобретали большее значение или становились преобладающими. В любом случае в глубоководных илах содержание тонкозернистого органического вещества более высокое, поскольку осадок здесь значительно труднее окисляется, чем в лучше аэрируемых мелководных зонах. Следовательно, кальцилиты глубоководного происхождения в общем темнее, чем мелководные.

Калькарениты, сложенные абрадированными обломками, и чистые кварцевые песчаники. Калькарениты, сложенные абрадированными, хорошо отсортированными органогенными обломками различного в таксономическом отношении генезиса и обладающие первичнокальцитовым цементом, формировались приблизительно в той же обстановке, что и отмытые, хорошо отсортированные кварцевые песчаники. Основные различия между этими двумя типами пород связаны с генезисом и минералогическим составом зерен. Абрадированный калькарениит формируется, а чистый кварцевый песчаник в конечном счете аккумулируется в зонах взмученных вод выше волновой базы, где крупные зерна абрадируются, а мелкие вымываются. Для обоих типов пород характерны косая слоистость и знаки ряби. Чистые, абрадированные пески характеризуют зону, в которой волны разбиваются о морское дно и гасят свою энергию. Она располагается между двумя спокойными зонами аккумуляции илов, одна из которых ниже волновой базы, а другая выше нее. Зона взмученных вод с накоплением песка может быть приурочена и к какому-либо перегибу на склоне, который способствует рассеиванию энергии волн или может занимать определенный интервал на равномерно мелеющем морском дне. Такая зона может целиком находиться под водой, но при соответствующих условиях периодические штормовые волны способны были намыывать большие объемы песка, что приводило к возникновению субаэрально обнаженных форм типа барьерных баров или небольших остров. В субаэральных условиях песок, оставшийся неконсолидированным, зачастую перемещался и в дальнейшем выдувался ветрами. Субаэральные образования зоны возмущения чаще всего наблюдаются в областях с детритовым осадконакоплением типа Техасского побережья Мексиканского залива, с интенсивно развитыми береговыми барами, а также известны в областях карбонатной седиментации, где формируются карбонатнопесчаные рифы, которыми усеяны отмели как в районе Багамских островов, так и Карибском море. Различия проявления зоны возмущения обуславливаются конфигурацией морского дна, а также направлением ветров и метеорологическими условиями, детальное рассмотрение которых в задачи данного исследования не входило.

Цельнораковинные калькарениды. При интерпретации обстановок осадконакопления калькарениды (и кальцирудиты), сложенные почти либо совсем нераздробленным, неистертым и неотсортированным органогенным материалом с подчиненным количеством кальцитового цемента, имеют противоположное значение по сравнению с калькаренидами, сложенными абрадируемыми обломками. В пределах большинства обстановок спокойного илонакопления обитали различные типы организмов, которые поставляли в осадок вещество раковин с большей скоростью, чем протекала аккумуляция ила. В противоположность абрадируемому типу цельнораковинные калькарениды содержат обычно больше ила и для них характерен разнообразный размер органогенного материала, чем объясняется плохая отсортированность зерен. Дробление раковин в таком калькарениде может обуславливаться деятельностью падаедедов, а некоторая степень абрадированности связана, вероятно, с деятельностью организмов, питающихся веществом осадка. Однако переработка, связанная с деятельностью организмов, в отличие от механической абразии в зоне возмущенных вод главным образом ограничивается дроблением раковин. Образовавшиеся при этом фрагменты характеризуются различными размерами и угловатой формой.

Для цельнораковинных калькаренидов, как правило, не характерна косая слоистость или струйчатость. Кроме того, они обычно не имеют четких контактов с сопредельными органогенными кальцилутитами; это убедительно свидетельствует о единстве их генезиса. Несмотря на то что такие калькарениды чаще встречаются в виде рассредоточенных неотчетливых линз в кальцилутитах, тем не менее некоторые из них обнаруживают значительные размеры как по вертикали, так и по горизонтали. Формирование цельнораковинных калькаренидов *in situ*, связанное с автохтонной природой карбонатных зерен, служит одним из важнейших индикативных признаков, позволяющих разделять карбонатные и детритовые осадки с одинаковым размером зерен.

Более осторожно надо подходить к трактовке калькаренидов, сформированных только одним типом организмов и отлагавшихся совместно с небольшим объемом ила, поскольку для них характерны кальцитовый цемент и лучшая отсортированность за счет одинакового размера зерен. К таким образованиям относятся некоторые стилиолиновые известняки девонского возраста (например, Генандева в штате Нью-Йорк), многие криноидные известняки палеозоя, отдельные фузулиновые известняки верхнего палеозоя и некоторые типы планктонных фораминиферовых и птероподовых известняков мезозоя и кайнозоя. Если же незаиленные, хорошо отсортированные калькарениды, сложенные каким-то одним типом раковин, характеризуются отчетливой косой слоистостью или одинаковой абрадированностью зерен (что обычно трудно установить в случае первично округлых зерен, например фузулин), то они могут свидетельствовать лишь о локальном процветании организмов либо об отсутствии разубоживания длительной ракушниковой аккумуляции тонкозернистым осадком. Однако отсутствие разубоживания может в свою очередь служить критерием для выделения диастем, о которых детально сказано ниже.

Поскольку простое изобилие органики могло быть обусловлено факторами, не отразившимися на характере разреза, и могло происходить на любой глубине по отношению к уровню волнолома, то цельнораковинные калькарениды как своеобразный тип породы не могут быть включены в седиментационную модель. Кроме того, при интерпретации условий осадконакопления их следует рассматривать отдельно от калькаренидов, сложенных отшлифованными зернами. Как указывалось в предыдущих разделах, определенную информацию об обстановке седиментации может дать анализ биологических компонентов цельнораковинных калькаренидов. Так, например, планктонные фораминиферовые калькарениды, вероятнее всего, накапливались

в глубоководных условиях, в то время как калькарениды, сложенные нацело небольшими гастроподами, остракодами и другими организмами, способными размножаться в условиях типичного для мелководной обстановки экологического стресса, отлагались, по-видимому, в изолированных береговых лагунах. Криноидные калькарениды, сложенные неабрадированными зернами и лишенные кривой слоистости, характерные для палеозойских разрезов, формировались в сугубо морских условиях, на что указывает присутствие иглокожих, переносящих лишь небольшие колебания солёности, и свидетельствуют о том, что размножение криноидей было настолько интенсивным, что остальные организмы вымерли в силу отсутствия жизненного пространства и питательных веществ.

МОРСКИЕ ОСАДКИ НЕЯСНОГО ГЕНЕЗИСА

Отдельные участки в пределах морской обстановки подвержены воздействию вредных для органической жизни факторов. Когда неблагоприятные условия охватывают огромный район, то биоценоз становится менее разнообразным, значительно сокращается число видов, а некоторые могут полностью исчезнуть. В результате сохранившаяся в осадке фауна не будет характерной для обычной морской обстановки седиментации. Интерпретация таких отложений затруднительна и сразу правильно определить их генезис не удастся. В подобных случаях необходимо тщательно установить природу обнаруженной фауны и особенности литологии, для того чтобы определить морской генезис и выявить возможные причины вымирания отдельных представителей биоценоза.

Серые глинистые сланцы с малым содержанием фауны и незначительным ее разнообразием. Рассмотрим пример эпиконтинентального бассейна, у которого, очевидно, есть современные аналоги.

Мощный разрез серых «бесплодных» пенсильванских глинистых сланцев. Разрез пород верхнепенсильванского возраста, обнажающихся в районе Мидконтинента в Северной Америке от Айовы через восточную часть Канзаса и далее к Оклахоме, представлен в основном переслаиванием формаций известняков и глинистых сланцев. Мощность формаций известняка с включениями маломощных пачек глинистых сланцев в среднем достигает 6—15 м и характеризуется обильной и разнообразной морской фауной. Формации глинистых сланцев в среднем достигают мощности 15—30 м и содержат обычно мало фауны, которая в основном приурочена к зонам непосредственного контакта с известняками либо к нескольким тонким локальным карбонатным прослоям в самом глинистом сланце. Такие формации глинистых сланцев представлены, как правило, монотонным разрезом оливково-серых и серых слегка алевритистых глинистых сланцев с тонкими прослоями сланцеватых алевритов, содержащих измельченные обломки растений. Местами встречаются русловые песчаники, тонкие слои угля с подстилающей глиной и маломощные слои красных аргиллитов, соответствующие различным типам континентальных бассейнов. В большинстве этих мощных глинистых сланцев уже на ранних стадиях исследования было установлено наличие как морских, так и континентальных зон седиментации [133]. Однако позднее находки (даже локальные) континентальных литологических пачек и постоянство приуроченности формаций глинистых сланцев с морскими, в основном известняковыми, толщами в циклическом разрезе и обычная неохарактеризованность глинистых сланцев фауной обусловили то обстоятельство, что их стали рассматривать как преимущественно континентальные образования [134].

Недавними исследованиями различных обнажений в Канзасе К. Конлей и автору удалось обнаружить редкую фауну в некоторых из этих мощных глинистых формаций, особенно в формациях Лейн, Боннер-Спринг и Вилас.

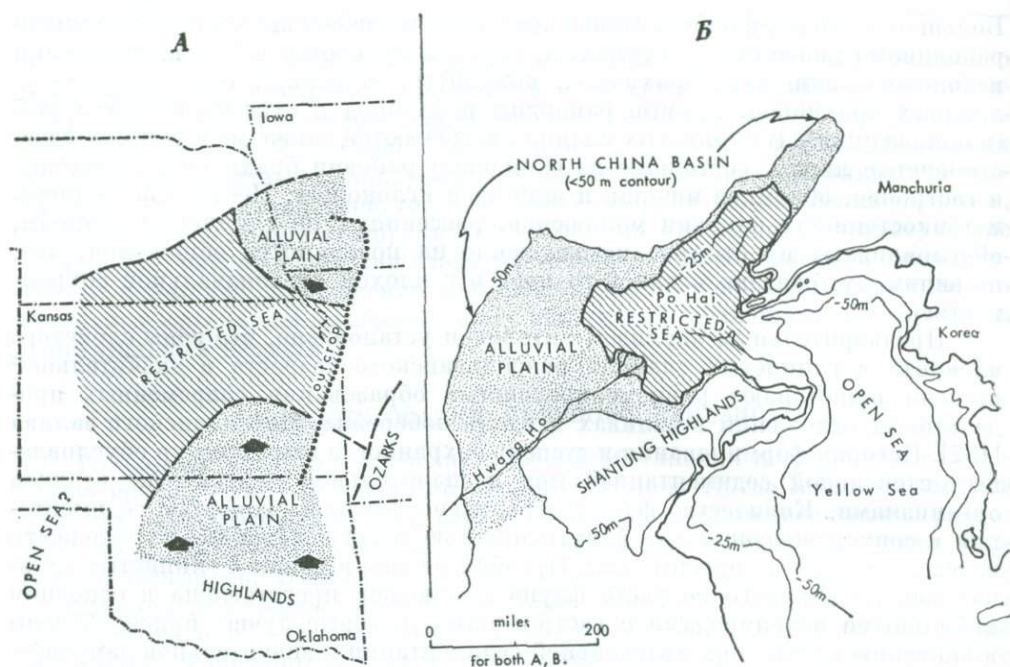
Большая часть выявленной фауны представлена небольшими, тонкостенными раковинами пелеципод и гастропод, редко встречаются небольшие обломки иглокожих, замковых брахиопод, конулярид (в керне), обломки орбикулоидных брахиопод, прямые раковины цефалопод и отпечатки чешуи рыб (в обнажениях). В глинистых сланцах встречаются также маломощные известковистые линзы, состоящие из скопления раковин брахиопод, пелеципод и гастропод, обломков мшанок и панцирей иглокожих. Небольшие размеры и тонкостенность раковин моллюсков, рассеянных по глинистым сланцам, обуславливают их быстрое исчезновение на поверхности обнажения, что, по-видимому, связано в какой-то мере и с плохой первоначальной сохранностью.

Предварительным анализом литологии установлено, что зоны слоистого алеврита в глинистых сланцах пенсильванского возраста в значительной степени напоминают равномернослойные образования современных продельтовых отложений в заливах и вдоль побережья Мексиканского залива [132]. История формирования и степень сохранности этих текстур обусловлены интенсивной седиментацией при незначительной переработке осадков организмами. Количество фауны ограничено высокой скоростью седиментации и сопровождающими ее замутненностью вод и изменением их солености вследствие притока пресных вод. Преобладающая в мощных глинистых сланцах пенсильванского возраста фауна моллюсков представлена в основном мобильными пелециподами и гастроподами, которые лучше приспособлены к обитанию в условиях интенсивной седиментации и значительной замутненности, чем большинство других групп организмов. Большая часть пелеципод представлена нукулидами и пективидами, которые в настоящее время являются морскими обитателями, но некоторые виды способны жить при пониженной солености, по крайней мере в переходной зоне [115].

Таким образом, литологические и фаунистические критерии указывают на обстановку изолированного морского бассейна с интенсивной седиментацией, с сильно замутненными водами и неустойчивой, но довольно низкой соленостью для большей части этих мощных, плохо охарактеризованных фауной глинистых сланцев, что согласуется с выводами Уэллера [235] и Мура [133]. Теоретически прогнозируемое местоположение такого морского бассейна изображено на фиг. 11, А. Редко встречающиеся цефалоподы были, очевидно, нектонными, орбикулоидные брахиоподы — эпипланктонными, а хордовые рыбы — планктонными обитателями; временами цефалоподы могли сами переходить в изолированный морской бассейн, а два других вида организмов дрейфовали в него, но ни одни из них не попадали в неблагоприятные придонные условия. Маломощные ракушечниковые линзы, содержащие фауну менее приспособленных групп, связаны с периодами замедления или прекращения седиментации в момент установления более стабильных, нормально морских условий.

Залив Бохайвань, северо-восточный Китай. Довольно близким аналогом обстановки седиментации мощных пенсильванских глинистых сланцев Мидконтинента являются современные условия осадконакопления в заливе Бохайвань Желтого моря у берегов северо-восточного Китая (фиг. 11, Б). Длина залива около 480 м, ширина в среднем 160 км, а площадь порядка 77 700 км². Он занимает площадь несколько меньше половины эпиконтинентального осадочного бассейна, расположенного далее на запад, представляющего собой субаэральную аллювиальную равнину, дренируемую рекой Хуанхэ и другими реками. Налицо идентичность размеров бассейнов, правда территория штата Канзас несколько больше и линия выходов на поверхность мощных глинистых сланцев пенсильванского возраста в районе Мидконтинента более протяженная, чем в заливе.

Соленость вод залива Бохайвань низкая, 25‰ [77], вследствие притока пресных вод. Однако бассейн все же был морским, несмотря на условия



Фиг. 11. Сравнение древней и современной обстановок терригенно-детритовой седиментации в изолированных эпиконтинентальных морях.

А — гипотетические палеогеоморфологические соотношения во время накопления мощных илистых слоев с бедной фауной верхнепенсильванского возраста, центральные районы США; Б — современная обстановка аллювиальной равнины и изолированного моря, северо-восточный Китай.

изоляции. Реки несут огромное количество ила и песка, которые образуют здесь субаквальную равнину, вдающуюся в залив, глубина его здесь в настоящее время более 48 м, а в основном менее 24 м. В числе наиболее сохранившихся видов фауны в заливе Бохайвань главная роль принадлежит пелециподам и гастроподам. Присутствуют и другие группы организмов, но число видов ограничено, и в большинстве случаев сохранились лишь отдельные индивидуумы тех видов, которые обитают в нормальных морских водах Желтого моря. Ракообразные, морские желуди и один вид мшанок встречаются в большом количестве, морские звезды приурочены обычно к локальным участкам, помимо этого, найдены отдельные морские ежи, офиуры, брахиоподы и кораллы [77]. К тому же размер большей части некоторых индивидуумов несколько меньше размеров их сородичей, обитающих в водах Желтого моря. Такой явный дрейф фауны в залив обусловлен, по-видимому, понижением солености и изменением ионного состава солей, поскольку, по мнению Грэбо, воды залива обогащены магнием и обеднены натрием.

Несмотря на то что большая часть моллюсков, найденных в глинистых сланцах пенсильванского возраста, характеризуется небольшими размерами, все еще не удалось сравнить их размеры с размерами представителей тех же видов, фиксируемых в более характерных морских осадках. В любом случае представители биоты глинистых сланцев в значительной мере похожи на обитателей вод залива Бохайвань, а характер их седиментации, установленный по литологическому составу глинистых сланцев, подобен условиям современного осадконакопления в заливе. К тому же современные аналоги различных литологических пачек континентального типа, фиксируемых в отдельных частях разреза глинистых сланцев, установлены в районе бассейна Северного Китая, занятого аллювиальной равниной Хуанхэ, где ее рукава и пойменные болота послужили участками формирования русловых песков

и торфяных отложений, а области интенсивного дренирования могли быть местом образования красноземов. Для иллюстрации уточненного баланса, существующего между морской и континентальной обстановками, в данном районе необходимо при выполнении последующих расчетов учитывать величину объема отлагавшихся за год в водах залива рекой Хуанхэ осадков, равную $0,5 \text{ км}^3$, предложенную Грэбо [77]. Данная величина соответствует 500-метровой толще осадков на площади в 1 км^2 . Предположим, что средняя глубина залива 25 м, следовательно, каждый год могло заполняться 20 км^2 площади залива. Поскольку площадь залива составляет $70\,000 \text{ км}^2$, то при современной скорости седиментации он целиком мог быть заполнен за 3500 лет, если не происходило компенсационного прогибания. С другой стороны, опускание лишь на 30 м должно было привести к затоплению всего бассейна Северного Китая и крупного региона к югу [41]. Эти соображения были приведены для того, чтобы показать, насколько неустойчивыми были морские или континентальные условия в данном районе. В зависимости от скорости погружения и привноса осадков любого типа обстановки могли сменять одна другую довольно быстро. Следовательно, это во многом облегчает решение альтернативного вопроса относительно морского или континентального генезиса той или иной толщи или в случае расчленения разрезов сложно переслаивающихся разнофациальных толщ в глинистых сланцах пенсильвания на Мидконтиненте.

Лишенные фауны черные глинистые сланцы. Некоторые черные глинистые сланцы лишены диагностических видов фауны и осадочных текстур, по которым можно установить морское или континентальное их происхождение. Однако в ряде случаев при составлении детальной стратиграфической схемы необходимы надежные параметры, свидетельствующие о морском генезисе осадков.

Общие положения. Вопрос о генезисе лишенных фауны черных глинистых сланцев долго оставался спорным. Общие аспекты данной проблемы синтезированы во многих работах [210, 41]. Черный цвет этих глинистых сланцев обусловлен относительно высоким содержанием неокисленного органического вещества, либо тонких прослоев сульфидов железа. Обе субстанции сохранялись и формировались в огромных объемах только при восстановительных условиях, в обстановках, где обычные процессы окисления прекратились и происходили в масштабе, недостаточном для длительного окисления органического вещества, нормально отлагавшегося на дне. Как только запасы кислорода в данной обстановке исчерпываются, анаэробные бактерии начинают интенсивно разлагать органическое вещество, в результате чего образуется сероводород, отравляющий субстрат и придонные воды, и делает их непригодными для жизни.

Одним из условий развития обстановки подобного типа служит прекращение циркуляции воды, и насыщенные кислородом воды не попадают в придонные участки. В современных бассейнах прекращение циркуляции наблюдается на тех участках, которые изолированы посредством бара либо донного порога, что обуславливает в свою очередь расслоение осадков по плотности, поскольку воды относительно меньшей солёности текут поверх нормальных морских вод более высокой плотности, которые не могут уйти из бассейна в силу наличия придонного барьера. Такое расслоение по плотности стабильно, причем, как только прекращается вертикальная циркуляция, сразу же на дне возникают условия застоя.

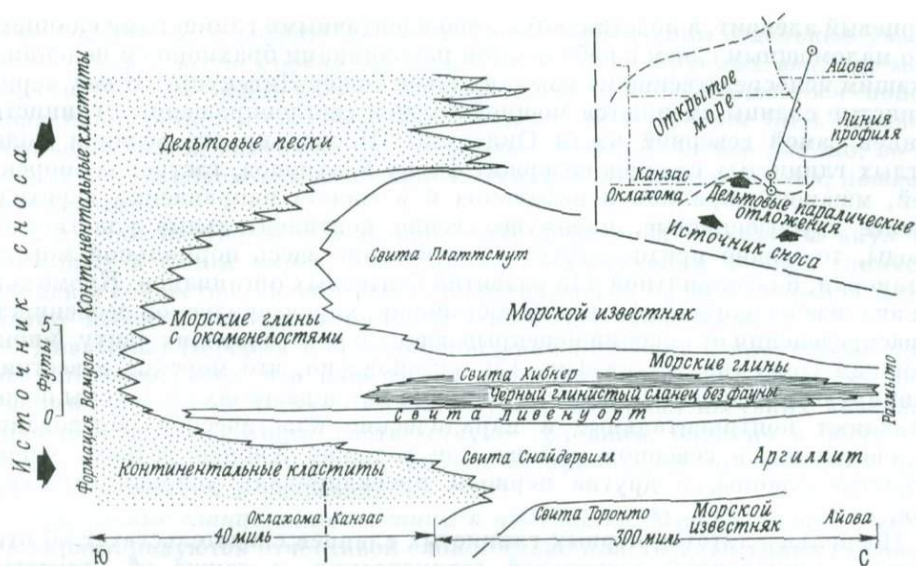
Барьером служат либо поднятия на морском дне, такие, как в устьях некоторых фиордов в Норвегии или у проливов, ведущих в Черное море, либо субаэрально выступающий бар, отделяющий краевую лагуну или болото от моря. Барьер может также создавать сложная совокупность не связанных с топографией локальных условий, которые препятствуют обмену вод и насыщению кислородом придонных частей бассейна. В любом случае застой-

ные условия возникают на различной глубине в морском бассейне в зависимости от уровня такого барьера, либо в пресноводных озерах и болотах на континенте. Во всех случаях в конечном итоге в придонной зоне организмы существовать не могут и здесь аккумулируются черные глинистые сланцы. В бассейне, где имеются пороги, застойными будут только воды в наиболее глубоких его частях. Таким образом, полный комплект пелагической морской фауны можно встретить в верхних горизонтах вод, а бентосные формы будут обитать ближе к берегу, выше уровня барьера.

Условия застоя, приводящие к отравлению очень мелководных бассейнов, должны сохраняться даже несмотря на то, что приповерхностные воды насыщены кислородом. Хотя в обширных мелких водоемах интенсивность волн и приливо-отливная деятельность невелики, одной только мелководности, очевидно, недостаточно, чтобы препятствовать поступлению кислорода в придонные воды. Действительно, современные мелководные бассейны типа некоторых заливов Балтийского моря, где отмечается накопление темных илов, характеризуются обильной донной фауной, что свидетельствует о поступлении сюда кислорода в объеме, достаточном для поддержания жизни, хотя и недостаточном для полного разложения органического материала. По мнению Мура [135], Зангерла и Ричардсона [244], интенсивный рост растительности, либо прикрепляющейся, либо свободно плавающей в прибрежных морских маршах и пресноводных болотах, служит также источником обильного органического материала. Помимо этого, огромные массы свободно плавающих морских водорослей, подобных современным в Саргассовом море, могли захватывать большую площадь и тем самым препятствовать поступлению кислорода к придонным участкам более мористых мелководных частей бассейна.

По другой схеме, разработанной Бронгерсма-Сандерсом [15, 16] для обедненного кислородом мелководного бассейна, воды, содержащие питательные вещества, выносятся в прибрежье, куда смещаются и обедненные кислородом глубокие слои вод за счет движения поверхностных слоев в сторону моря под влиянием постоянно действующих сильных ветров с близлежащей суши. Выносимый питательный материал, в особенности фосфор и азот, попадает в световую зону, где поглощается фитопланктоном, который интенсивно размножается и вырабатывает яды, вызывающие массовое вымирание неритовой фауны, особенно рыб [14]. Огромный объем разлагающегося органического материала, образующегося вследствие массового вымирания организмов и в результате цветения фитопланктона, в дальнейшем сводит до минимума запасы и без того обедненной кислородом зоны бассейна [175]. В результате либо периодического, либо продолжительного подъема холодной воды бентосные организмы погибают и в осадке аккумулируется многочисленный органический материал, причем в данном случае за счет циркуляции вод, обедненных кислородом. Несмотря на то что подъем холодных приповерхностных вод фиксируется в современных периконтинентальных морях вдоль западных побережий континентов, тем не менее данная схема, по мнению Бронгерсма-Сандерса [15], приложима и к эпиконтинентальным морям и может быть использована при трактовке генезиса пермских черных глинистых сланцев Центральной Европы. Достоверность интерпретации характера подъема подповерхностных холодных вод, обусловившего формирование таких черных глинистых сланцев, подтверждает высокое содержание рассеянных элементов в осадках и хорошо сохранившиеся остатки рыб, вымиравших в массовом количестве.

Пример из пенсильванских отложений Мидконтинента. Недавние исследования Эванса [59, 60] черных глинистых сланцев свиты Хибнер, относящихся к известняковой формации Орид, служат примером того, как по характеру наложения и по петрографическим данным можно установить морской генезис того или иного типа черных глинистых сланцев, формировавшихся в каком-



Фиг. 12. Стратиграфическая схема верхнепенсильванских черных глинистых сланцев, Мидконтинент, США [59].

В состав формации Орид (группа Шоуни, вирджинский ярус) включены свиты Платтсмут, Хибнер, Ливенуорт, Снайдервилл и Торонто.

то эпиконтинентальном бассейне, не привлекая для этого фаунистические данные. Свита Хибнер лежит между двумя пачками известняков, мощность ее в среднем равна 1,8 м на протяжении 480 км от Айовы до южной части Канзаса (фиг. 12). В данном районе нижняя часть толщи Хибнер сложена слабо охарактеризованными фауной, плитчатыми, трещиноватыми черными глинистыми сланцами с многочисленными тонкими прослойками фосфорита и рассеянными фосфоритными конкрециями. Ископаемая фауна в этих черных глинистых сланцах представлена конодонтами и отдельными частями рыбных скелетов, местами обнаружены некоторые орбикулоидные брахиоподы и тонкостенные раковинки пектинидных морских моллюсков. По аналогии с современными бассейнами лишь орбикулоиды и пектиниды должны свидетельствовать о морской обстановке, причем они не могли обитать в каком-либо изолированном морском бассейне или солоноватоводном марше по той причине, что пектиниды способны существовать в условиях различной солености, а потенциально эпипланктонные орбикулоиды могли прикрепляться к свободно плавающему материалу, который сносился в марши. Следовательно, для более достоверного определения характера седиментации черных глинистых сланцев, помимо фауны, необходимы еще и какие-то другие критерии. Эванс [59] установил, что равномерное тонкослойное напластование нарушалось в основном наличием первичного слоя фосфоритов, препятствовавшего как развитию корневой системы прикрепляющейся растительности, так и сохранности зарывающихся организмов или питающихся веществом грунта. Наличие мельчайшего детритового материала и многочисленных маломощных прослоев фосфорита указывает на перерыв в детритовой седиментации [75] и свидетельствует о том, что черные глинистые сланцы формировались в бассейне без течений и с замедленной седиментацией.

Эванс предложил стратиграфическую схему для литотопа черных глинистых сланцев, причем особое внимание им обращено на обнажающиеся, крайние по простиранию элементы в данной схеме (фиг. 12). В свите Хибнер черные глинистые сланцы перекрыты светлоокрашенными, охарактеризованными фауной морскими глинистыми сланцами, содержащими грубозернистый

кварцевый алеврит, а подстилаются либо идентичными глинистыми сланцами, либо маломощным слоем с небольшими раковинками брахиопод и пелеципод, лежащим непосредственно на известняковой толще Ливенуорт. К югу черные глинистые сланцы сменяются мощной толщей светлоокрашенных глинистых сланцев самой северной части Оклахомы. Поскольку эта мощная толща светлых глинистых сланцев содержит фауну брахиопод, гастропод, морских ежей, мшанок, кораллов и цефалопод и в южном направлении переходит в более грубозернистые, преимущественно континентальные кластические породы, то можно предполагать существование здесь нормальной морской обстановки, благоприятной для развития бентосных организмов. Кроме того, при анализе палеогеографической обстановки, характеризуемой особенностями распределения отложений перекрывающих и подстилающих свиту Хибнер формации Орид (врезка на фиг. 12), установлено, что морские известняки доминируют в разрезах Канзаса, в то время как в разрезах Оклахомы основу составляют континентальные и паралические кластические образования. Следовательно, в северном районе, где в толще Хибнер развиты черные глинистые сланцы, в другие периоды преобладали условия открытого моря.

Поскольку литотип черных глинистых сланцев свидетельствует об относительно замедленной детритовой седиментации, а также об отсутствии накопления карбонатных пород, он не может служить индикатором существования обстановок переходного типа, в которых интенсивно накапливались толщи подстилающих известняков в сугубо морских условиях. Более того, если свита Хибнер соответствует переходной обстановке, то она должна сменяться непосредственно континентальным разрезом Оклахомы, а не морскими осадками, развитыми близ границы штата. Подобный фациальный переход в морские отложения к северу, в Айове, прогнозируется по повторному появлению светлоокрашенных морских глинистых сланцев ниже черноцветных фаций в обнажениях, лежащих непосредственно южнее современной эрозионной поверхности обнажений (фиг. 12).

Таким образом, полагают, что свита Хибнер сложена морскими осадками, сформировавшимися в условиях чрезвычайно замедленной седиментации в морском бассейне, обедненном кислородом. Отсутствие следов массового вымирания, например обильных рыбных остатков, сопутствующего засушливому климату осадков типа эвапоритов, что можно было бы ожидать согласно предложенной модели выжимания, свидетельствует о том, что условия обедненности вод кислородом, обусловившие формирование черных глинистых сланцев Хибнер, связаны с застойностью вод данного моря.

Эванс [59] предполагал, что застойные условия могли быть вызваны наличием подводного барьера, образовавшегося поперек гирла мидконтинентального моря. Возможно, что черные глинистые сланцы Хибнер образовались в наиболее глубокой части такого моря с порожистым дном. Глубина, очевидно, была иной, чем в современном Черном море в силу каких-то тектонических подвижек, а в целом она должна быть не больше, чем мощность перекрывающих и подстилающих морских фаций. Скорее всего, во время накопления черных глинистых сланцев Хибнер данное море представляло собой широкий, блюдобразный бассейн, очевидно, в фазе максимальной трансгрессии (как предполагал Эванс); поверх большей части дна циркуляции не наблюдалось, и только самый мелкозернистый взвешенный детритус разносился поверхностными течениями. Нектонные формы рыб и конодонт обитали лишь в аэрируемых приповерхностных водах совместно с эпипланктонными орбикулоидами и пектинидами, которые (по аналогии с современными формами) могли быть либо прикрепляющимися, либо свободно плавающими. О наличии плавающих морских водорослей свидетельствует эпипланктон, но большое количество его еще не говорит о застойности придонных вод. Только по самой периферии этого блюдобразного бассейна, например в северной

части Оклахомы, в результате детритовой седиментации отдельные участки дна поднялись выше уровня застойной зоны до аэрируемых вод, где могли существовать бентосные формы. Генезис порога, образовавшегося поперек гирла моря, остается спорным. Как полагал Эванс, он мог быть образован небольшим силем, возможно, он не связан с геоморфологией дна, но, во всяком случае, он обусловил изоляцию бассейна от открытого океана, лежащего юго-западнее.

Находки наутиловых и аммонитовых цефалопод и остатков акул подтверждают в целом морскую обстановку аккумуляции черных глинистых сланцев и совместно с некоторыми специфическими видами артропод подчеркивают небентосную природу фаунистического сообщества.

Диастемы. Перерыв в осадконакоплении приводит к нарушению последовательности слоев, что называется диастемой. Зачастую диастемы почти невидимы в разрезе. Однако можно изучать материал из узких интервалов осадочных пород, которые соответствуют условиям, близким к обстановке, где нет осадконакопления, для того чтобы приобрести определенный навык выделения диастем в разрезах.

Отдельные сланцеватые частицы в известняке. Многие толщи известняков характеризуются отчетливой слоистостью: пласты известняка разобщены тонкими слоями глинистых сланцев. Такие слои, как правило, в обнажениях выветрелы и служат маркирующими для определения характера залегания. Подобный слой глинистого сланца известняковой пачки Торонто формации Орид был изучен Тройеллом [223] с целью доказать возможность использования его при корреляции разрезов. В глинистом сланце содержатся кораллы и инкрустирующие мшанки, относящиеся к группе сестеноедов, для которых необходимы прозрачные воды, т. е. наличие их свидетельствует об относительно замедленной седиментации. Кроме того, оба указанных вида организмов предпочитают жесткий субстрат. С учетом этих экологических особенностей Тройелл пришел к выводу, что данный глинистый сланец образовался не за счет интенсивного привноса кластического материала, а в результате прекращения карбонатной седиментации на длительный отрезок времени и очень медленного накопления взвешенного детритуса, что является более благоприятной обстановкой для жизни организмов, питающихся взвесями.

На основе сугубо седиментологических предпосылок автор выделил подобного рода тонкие слои глинистого сланца вдоль западной периферии известняка Талли в породах девона, штат Нью-Йорк [88]. Эти глинистые сланцы содержат в три раза больше мелкозернистого некарбонатного детритуса и почти в 3—4 раза больше карбонатного органогенного материала по сравнению с перемежающими их более мощными слоями кальцилутитового известняка. Скорее всего, эти отдельности формулировались в относительно продолжительный период, предшествовавший непосредственно прекращению седиментации карбонатного ила, в то время как нормальный медленный привнос терригенного ила и процесс аккумуляции органогенного материала продолжали оставаться неизменными, в результате чего формировался маломощный концентрированный осадок. Такая трактовка более приемлема, чем та, согласно которой увеличение привноса детритового материала совпало по времени с ростом аккумуляции органогенного материала, в то время как карбонатно-илистая седиментация оставалась неизменной. Следовательно, эти слои глинистого сланца соответствуют обстановке, предшествовавшей непосредственно перерыву в седиментации несколько раз во время формирования известняков Талли. Кроме того, они контрастируют с глинистыми разновидностями, которые не охарактеризованы фауной в восточной части формации, ближе к источнику детритового материала. Скорее всего, отдельности, фиксируемые в этом районе, соответствуют условиям быстрого привноса мелкозернистого кластического материала в обстановку, где обычно про-

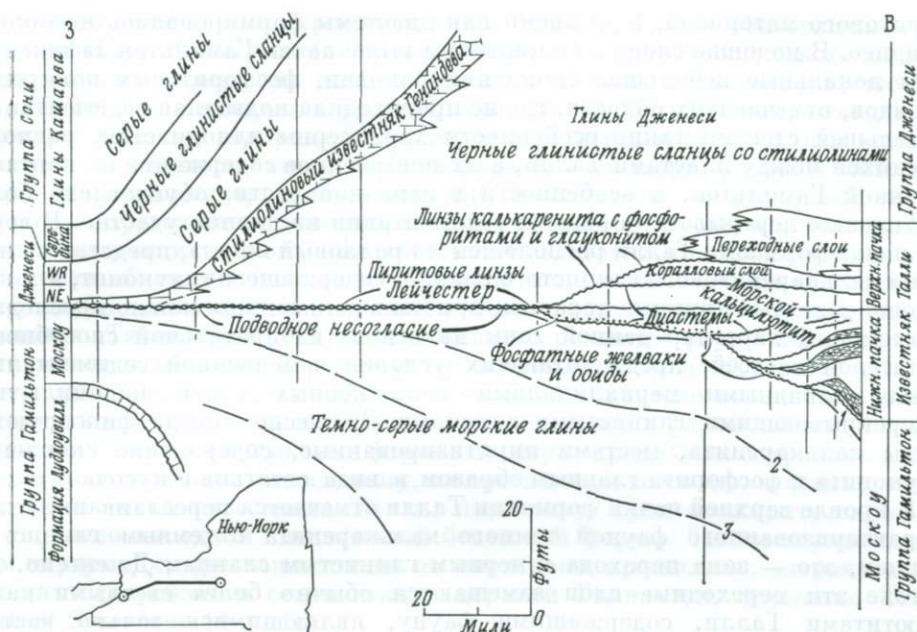
исходила замедленная аккумуляция карбонатного ила и органического материала.

Скопления детритового материала. Седиментологические аспекты продолжительного прекращения карбонатного осадконакопления в первичной карбонатной обстановке могут быть в равной мере характерны и для длительного перерыва детритовой седиментации в первичной детритовой обстановке. Следовательно, любой перерыв в разрезе глинистого сланца может быть представлен каким-либо маломощным известняком, преимущественно ракушечником, наподобие упоминаемых ранее при описании серых глинистых сланцев пенсильванского возраста Мидконтинента.

Далее, если осадконакопление карбонатного и терригенного детритового материала (преобладающий тип осадков в мелководных морских обстановках) прекращалось на длительный период, то на промежуточных поверхностях наслоения концентрировались осадки, типичные для морской обстановки длительной, но не интенсивной седиментации, которые обычно настолько разубожены преобладающим типом осадков, что отличить их в разрезе весьма затруднительно. Как известно, к детритовым минералам, концентрирующимся в настоящее время преимущественно в субморских бассейнах с незначительной седиментацией или вовсе без нее, относятся глауконит, шамозит и фосфорит [162, 13]. Подобно этому и марганцевые конкреции являются также индикаторами медленной седиментации, но встречаются обычно в значительном объеме как в пресноводной, так и в морской обстановках [165, 225, 111]. Впервые на значение длительной аккумуляции недетритовых минералов обратил внимание Голдмен [75], который установил, что совместное нахождение в разрезах глауконитов и фосфоритов сопровождается, как правило, ископаемыми остатками широкого стратиграфического диапазона, которые в других районах приурочены к эквивалентным пластам большей мощности. В дальнейшем он пришел к выводу, что такие концентрации минералов, вероятнее всего, свойственны бассейнам с длительным морским режимом, поскольку поверхности, на которых они залегают, не нарушены процессами выветривания и эрозии.

К числу минералов, чаще всего являющихся индикатором предполагаемого перерыва, относится фосфорит, который встречается как в качестве компонента органических остатков (конодонты, скелет и зубы позвоночных животных), так и в виде сросшихся абиогенных конкреций, прослоев и реже ооидов. Большинство морских позвоночных являются нектонными организмами, что, вероятно, относится и к конодонтам; в результате короткого периода массового вымирания осадочный материал должен был накапливаться при относительно постоянной скорости независимо от характера седиментации на поверхности осадка. Костяные брекчии девона Огайо представляют собой, по-видимому, диастемы, или их можно даже отнести к осадкам реликтового типа, образованным в результате подводной эрозии [237]. В довольно своеобразной форме встречаются фосфаты (в виде мертвых организмов и фекальных комочков) в морской воде, где они вовлечены в жизненный цикл морских обитателей [67, 7]. Специфические фосфаты, которые обычно приурочены к конечным членам цикла в районах с замедленной седиментацией прочего материала, по-видимому, можно сопоставлять с прослоями, фиксируемыми в черных глинистых сланцах типа Хибнер. Кроме того, они могли формироваться путем прямого осаждения в виде стяжений в некоторых типах черных глинистых сланцев и в других осадках. В результате прямого осаждения, вероятно, формировались фосфатные ооиды, которые встречаются в некоторых типах отложений.

Можно предполагать, что и другие минералы, такие, как барит и сфалерит, содержащие в небольшом количестве элементы, свойственные сугубо морской обстановке, подобным же образом приурочены к морским диастемам и являются своеобразным геохимическим останком. Такая трактовка спра-



Фиг. 13. Стратиграфическая схема подводного несогласия в девоне, западная часть штата Нью-Йорк [29, 211, 212, 178, 88].

ведлива, по-видимому, для отдельных диастем, отмеченных в известняках Талли, но широко использовать ее нельзя, поскольку эти минералы чаще всего характеризуются тенденцией к выполнению вторичных пустот либо к замещению, но реже встречаются как первичные осадки.

Сложные диастемы и подводное несогласие в девоне, штат Нью-Йорк. В процессе детального коррелирования известняка Талли девонского возраста в штате Нью-Йорк автором между большинством слоев кальциолита в западной части зоны развития данной формации выделены маломощные диастемовые отдельности глинистых сланцев. Несмотря на то что эти диастемы можно наблюдать в отдельных обнажениях, общий характер их распространения и их «эквивалентов» в разрезе удастся установить на крупномасштабной стратиграфической схеме (фиг. 13). Все диастемы в известняке Талли ответвляются одна от другой наподобие системы речных протоков, образуя тем самым своего рода крупную диастему или несогласие, временной диапазон которого увеличивается в западном направлении, по мере того как мощность пачек пород сокращается до полного исчезновения. Все эти пачки пород морского типа, причем имеются доказательства того, что несогласие носит также подводный характер.

Верхняя пачка Гамильтон (толща Уиндом формации Москоу) сложена серыми и темно-серыми глинистыми сланцами, которые содержат разнообразный комплекс морской бентосной фауны, причем некоторые из них являются руководящими формами для отдельных горизонтов. Купер [29] отмечал, что верхние три горизонта (отмеченные на фиг. 13 цифрами 1, 2 и 3) приподняты к западу и пропадают вниз от кровли вплоть до участка, где самый нижний горизонт выходит на кровлю пачек Гамильтон у озера Эри.

Известняк Талли представлен ясновыраженными слоями морского кальциолита, разделенного маломощными диастемовыми отдельностями глинистого сланца. В нижней пачке эти глинистые отдельности к востоку переходят в более мощные пласты алевролитистого кальциолита и кварцевого алевроита, являющиеся осадками, аккумулярованными вблизи источника

детритового материала, в то время как диастемы формировались несколько западнее. В подошве слоев кальцилутита выше пачек Гамильтон зафиксированы локальные небольшие скопления раковин, фосфоритовых конкреций и ооидов, отмечающих области, где не происходила подводная седиментация. В меньшей степени такие особенности характерны для диастем, располагающихся между пластами Талли, а их повышенное содержание на контакте с пачкой Гамильтон, в особенности в западной части, обусловлено более длительным перерывом в процессе седиментации на данном участке. В верхней пачке формации Талли расположен «коралловый пласт», представленный слоем калькаренитового глинистого сланца, содержащего глауконит, а также хорошо развитые крупные кораллы, причем в дальнейшем можно проследить диастемовый характер данной зоны на основе избирательной способности глотателей взвесей, предпочитающих условия замедленной седиментации. Между западными периклиналями сопряженных слоев кальцилутита и перекрывающими глинистыми сланцами Дженесио иногда фиксируются линзы калькаренита, местами пиритизированные, содержащие скопления глауконита и фосфорита главным образом в виде остатков и кусочков скелета. В кровле верхней пачки формации Талли отмечается переслаивание слабо охарактеризованного фауной темного калькаренита с темным глинистым сланцем, это — зона перехода к черным глинистым сланцам Дженесио. На востоке эти переходные слои замещаются обычно более светлыми кальцилутитами Талли, содержащими фауну, являющимися только частью известняка Талли, который к западу сменяется глинистыми сланцами Дженесио. Все нижние пласты этой формации в западном направлении срезаются несогласием и характеризуются диастемами на контакте со смежными глинистыми сланцами.

Формация Дженесио представлена пластинчатыми, плитчатыми черными глинистыми сланцами, охарактеризованными в основном обедненной морской фауной, среди которой доминируют стилиолины и близкие к пелагическим формы цефалопод и конодонт, а также, возможно, эпипланктонные небольшие брахиоподы. Такая фауна типична для черных глинистых сланцев, отлагавшихся в застойном морском бассейне, где не могли обитать бентосные формы. Поскольку формация Дженесио к востоку сменяется более грубозернистыми кластическими породами дельтовых образований Кэтскилл, то черные глинистые сланцы соответствуют фондохеме [174] в удаленном от источника регионе седиментации тонкого детритового материала. Выше Дженесио лежит толща маломощных пластов и линз темного известняка (известняк Генандева), которые к западу замещаются также черными глинистыми сланцами. Генандева сложен в основном стилиолинами и, вероятно, соответствует области длительной аккумуляции без уменьшения количества пелагических организмов по периферии или за пределами района привноса мелкозернистого детритового материала, сформировавшего Дженесио. Выше стилиолинового известняка начинается переслаивание черных и темно-серых глинистых сланцев, содержащих, помимо пелагической фауны, небольшие пелециподы. Такой характер седиментации обусловлен различной степенью насыщения кислородом придонной зоны в удаленных обстановках, соответствующих последовательным фазам продельтовой седиментации [212].

Между Дженесио и верхней частью Гамильтон западнее выходов известняка Талли расположена пачка Лейчестер-Пайрайт, а еще далее к западу — известняк Норт-Эванс. Обе пачки представляют собой маломощные линзообразные скопления раковин беспозвоночных, скелетов, конодонт, фосфоритовых ооидов, кусочков фосфоритизированного дерева и глауконитовых пеллет. В толще Лейчестер-Пайрайт большинство ооидов и карбонатных раковин замещены пиритом и марказитом; аутигенные барит и сфалерит встречаются в виде цемента и выполняют пустоты. Многие пиритизированные раковины беспозвоночных являются карликовыми формами ископаемой фауны толщи

Гамильтон вместе с прикрепляющимися недоразвитыми бентосными организмами [124]. Как Лумис [124], так и Фишер [64], изучавшие такого же рода марказитовые ассоциации нижней части Гамильтон, предполагали, что H_2S и (или) Fe могли замедлять рост. Кислородное голодание, сопровождающее формирование сероводорода, было более действенным агентом, чем высокое токсическое свойство самого сероводорода (Л. Ла-Порт, устное сообщение, 1966). Карликовые организмы обитали, по-видимому, в начальной стадии каких-то определенных условий, которые позднее и обусловили тип минералов, замещающих ископаемые остатки. Следовательно, последующая субаэральная обнаженность такого горизонта исключается по той причине, что либо пирит, либо марказит должны были разрушаться в окислительных условиях. Такая трактовка заторможенного развития фауны позволяет сделать вывод о том, что морские (но с захламленностью субстрата) условия в перекрывающих черных глинистых сланцах Дженесио возникли в момент седиментации верхней части Гамильтон, поскольку в фаунистической зоне 1 [31] были найдены карликовые формы. Субстрат продолжал сохранять неблагоприятные свойства, по-видимому, на протяжении всего цикла седиментации восточной части известняка Талли, поскольку, судя по пириту, здесь не установлено ни одной специфичной бентосной формы. Таким образом, данным перерывом, прослеживаемым по пиритовым прожилкам, затронута восточная часть области седиментации верхней Гамильтон, формация Талли и низы Дженесио (фиг. 13).

В пользу подводного генезиса данной крупной диастемы свидетельствует и тот факт, что все сопредельные осадки представлены нормальными морскими фациями, отложенными в спокойной воде. Характерный тип осадков, ассоциирующий с этой крупной диастемой, — стилиолиновый известняк — свидетельствует о наличии морского бассейна с замедленной седиментацией. Кроме того, в данном районе не установлено отложений пляжей или отмелей, которые всегда бывают развиты вокруг пониженных участков суши в случаях, когда прерывалось осадконакопление и происходила субаэральная эрозия.

Замедление седиментации в девонском море на территории западной части штата Нью-Йорк началось, по-видимому, в период накопления верхней части формации Гамильтон, распространилось постепенно на восток, а полностью седиментация приостановилась в районе, показанном на фиг. 13, непосредственно перед аккумуляцией известняка Талли. Накопление карбонатных илов формации Талли происходило несколькими спорадическими волнами, распространялось к западу, в область суши, и в конце концов возвращалось на восток, до того как начался привнос черных терригенно-илистых осадков формации Дженесио, которые вновь продвинулись к западу в район моря с замедленной седиментацией и перекрыли поверхность данной диастемы. Непосредственной причиной, обусловившей прекращение седиментации на значительной площади в данный отрезок времени, послужило, очевидно, развитие конседиментных структур восточнее известняка Талли, формировавшихся позже аккумуляции формации Гамильтон, которыми был отрезан с востока источник привноса детритового материала [87, 88, 89]. Эти структуры не только обусловили накопление карбонатных осадков (формация Талли) не в первоначально терригенно-детритовой дельтовой обстановке, но и вызвали замедление седиментации в течение длительного периода далее на западе района. Последняя в данном районе не имела места вплоть до того момента, пока привнесенный детритовый материал не перевалил через эти структуры и не начал затем медленно распространяться к западу поверх известняка и сопряженных поверхностей диастем.

Несмотря на то что прежние [225, 111] термины — угловое несогласие (uncoformity), параллельное несогласие (discoformity) и эрозионное несогласие (paracoformity) — наиболее употребимы, по мнению Данбара

и Роджерса [41], они обозначают перерывы в разрезе, обусловленные субаэральной обнаженностью, в то время как для обозначения подводного характера перерыва подходит только термин «диастема» (diastem). Несомненно, что подавляющее большинство диастем, фиксируемых в разрезе, не определяют продолжительности и изменения обстановки седиментации, но крупные диастемы, подобные описанной здесь для девона западной части штата Нью-Йорк, носят региональный характер, причем к западу ее временной диапазон увеличивается, а поэтому ее можно сравнить по масштабу со многими континентальными перерывами. Фактически в данном случае все зависит от угловых взаимоотношений (прослеживаемых на значительной площади) с сопредельными литологическими пачками формаций Дженесио, Талли и с фаунистическими зонами формации Гамильтон; следовательно, эту диастему вполне можно считать подводным угловым несогласием [29], если пренебречь генетической сущностью понятия «угловое несогласие» и связанных с ним терминов, которые используются при определении различных физических причин, обуславливающих перерывы в разрезе. Определение генезиса того или иного перерыва возможно, по-видимому, лишь после того, как проведены петрографические и региональные стратиграфические исследования, только тогда к описательному понятию «перерыв» следует добавлять какой-то генетический термин типа «субаэральный» или «подводный». С этой точки зрения многие эрозионные и угловые несогласия, отмечаемые в мелководных морских разрезах, которые обычно относили за счет субаэральной эрозии, очевидно, необходимо пересмотреть исходя из возможности подводного их генезиса, о чем ранее упоминал Твенхофел [225]. О начале такой переоценки свидетельствует факт установления, что значительное угловое несогласие в пермских осадках Техаса и в девонских провинции Альберта в целом можно объяснить подводными процессами [164]. Кроме того, исследования показали, что крупные участки таких обширных мелководных морей, как шельф Сахул и Арафурское море, являются по существу обстановками, где не происходит седиментации [221, 226]. Несмотря на то что в современных мелководных бассейнах глубиной менее 60 м морские условия установились лишь несколько тысячелетий тому назад (в какой-то мере это снижает возможность сравнения с прошлым), отсутствие в них седиментации с геологической точки зрения легко себе представить с учетом длительности данного процесса. Любой бассейн, в котором не происходит седиментации, должен быть лишь в достаточной мере удален от источника детритового материала, течения в нем должны быть настолько интенсивными, чтобы препятствовать осаждению взвешенного материала, а придонные условия — неблагоприятными для интенсивного размножения организмов, выделяющих известь.

СОВРЕМЕННЫЕ ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ МОРЯ

Наши знания о характере седиментации в современных мелководных морских бассейнах получены в результате изучения периконтинентальных морей, расположенных между крупными массивами суши и глубоководной частью океана. Многие принципы, разработанные на этой основе, применимы и к осадкам эпиконтинентальных морей, которые слагают немалую часть разрезов. Тем не менее более пологий наклон дна и чрезвычайная мелководность эпиконтинентальных морей требуют особого подхода при интерпретации осадконакопления в морях эпиконтинентального типа. Этот вопрос, можно сказать, находится в стадии теоретической разработки [195, 101] — весьма незначительная часть территории континентов занята мелководными эпиконтинентальными морями и лишь некоторые из них изучены с необходимой степенью дальности.

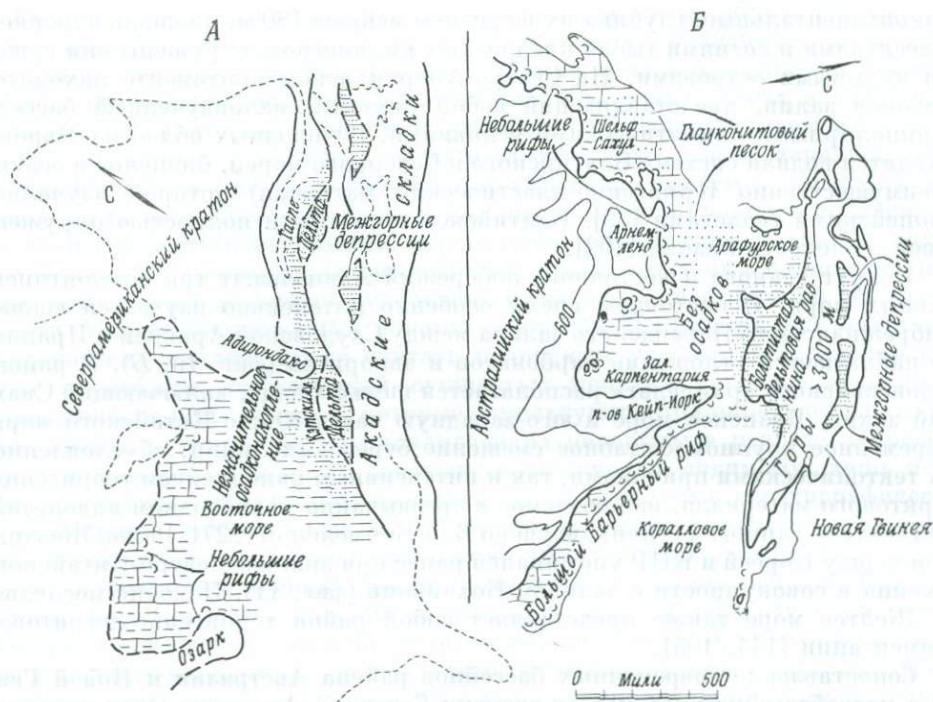
Краткий обзор. При беглом взгляде на карту мира обращают на себя внимание шесть современных морей, которые можно рассматривать как

эпиконтинентальные, глубина их в среднем меньше 180 м, площадь измеряется десятками и сотнями тысяч квадратных километров, окружены они сушей или крупными островами. На Северо-Американском континенте находится Гудзонов залив, представляющий собой крупный малоизученный бассейн с приполярными климатическими условиями. В холодных областях Европы находится водная система Балтийского и Северного морей, биоценоз и осадки (преимущественно терригенно-кластический материал) которой изучались европейскими геологами [39]. Балтийское море почти полностью окружено сушей, соленость низкая [192].

Вокруг южного и восточного побережий Азии лежат три эпиконтинентальных моря. В настоящее время особенно интенсивно изучается южная прибрежная часть Персидского залива между Саудовской Аравией и Ираном, где наблюдается отложение карбонатов и эвпоритов (фиг. 10, Б). В районе Индонезийского архипелага располагается шельф Сауда, включающий Сиамский залив, Яванское море и юго-западную часть Южно-Китайского моря. Современное крупномасштабное смещение береговых линий, обусловленное как тектоническими причинами, так и интенсивным накоплением терригенно-детритового материала, наблюдаемое в чрезвычайно мелководном индонезийском секторе данного региона, изучено Ван-Беммеленом [227]. Район Желтого моря между Кореей и КНР упоминался ранее при анализе Северо-Китайского бассейна в совокупности с заливом Бохайвань (фиг. 11). Подобно последнему, Желтое море также представляет собой район терригенно-детритовой седиментации [144, 105].

Сопоставление современных бассейнов района Австралии и Новой Гвинеи с палеобассейном девонского времени Северной Америки. Определенный интерес представляет эпиконтинентальный бассейн между северным побережьем Австралии и островом Новая Гвинея (фиг. 14). Этот бассейн, охватывающий Арафурское море, залив Карпентария и шельф Сахул (часть Тиморского моря), занимает площадь около 1000—1300 тыс. км², глубина его достигает 180 м, а в среднем обычно 47—75 м. Он расположен между стабильным кратоном Австралии и мобильным орогеническим поясом Новой Гвинеи, т. е. аналогичен тем мелководным морям между стабильными кратонами и развивавшимися горными системами, где аккумуляровались мощные толщи осадков. Наиболее хорошо такие моря выделяются по характеру распространения и изменения состава палеозойских пород. Так, например, в среднем и верхнем девоне в восточной части Северной Америки воздымающееся Акадийское нагорье вдоль современного восточного побережья было отчленено от Северо-Американского кратона (в основном Канадский щит и его юго-западные отроги) широким, по-видимому мелководным, эпиконтинентальным морем, называемым Восточно-Мидконтинентным (фиг. 14, А). Аналогия становится более заметной, если в едином масштабе сопоставить все одинаково простирающиеся элементы этих двух бассейнов седиментации, что изображено на фиг. 14.

В центральной части Новой Гвинеи располагается цепочка гор высотой свыше 3000 м, являющихся источником терригенных осадков, аккумулярующихся как в межгорных впадинах на севере, так и в эпиконтинентальном море на юге. Межгорные впадины имеют протяженность 320—480 км и ширину 48—64 км и располагаются на высоте меньше 90 м над уровнем моря. В них накопились мощные толщи четвертичных аллювиальных и болотных образований, представленных гравием, песком, илами и разлагающейся растительностью [227, 34]. Солоноватоводные и морские осадки неогена и плейстоцена, содержащие местами коралловый известняк, формировались в условиях современной тектонической активности и быстрой изменчивости обстановки седиментации. Осадки, источником которых служило Северо-Гвинейское нагорье, распространялись к востоку и выносились на расстояние 320 км в эпиконтинентальное море, образуя заболоченную дельтовую



Фиг. 14. Сравнение древних и современных эпиконтинентальных морей.

Для удобства сравнения карты повернуты. Как для породы, так и для осадка использованы стандартные условные обозначения. А — низы среднего и начало верхнего девона восточной части США (аномальный известняк Талли исключен из разреза дельты Кэтскилл), современные очертания материка показаны тонкой пунктирной линией [25, 203, 88]. Б — Австралия и Новая Гвинея; границы суши показаны жирной линией [227, 34, 62, 155, 221, 226].

равнину, где накопилась почти 600-метровая толща четвертичных аллювиальных, болотистых и озерных образований [227]. Осадки от конгломератов до илов становятся более мелкозернистыми к югу [34]. Они перекрывают значительно более мощный разрез третичных осадков, которые вниз по разрезу переходят в сугубо морские отложения миоцена [227].

В девоне Акадийское нагорье восточной части Северной Америки простиралось на 2400 км от Ньюфаундленда почти до Северной Каролины, т. е. приблизительно характеризовалось той же масштабностью, что и современная центральная часть острова Новая Гвинея (фиг. 14). В различные отрезки времени в девоне грубо- и мелкозернистые осадки заполняли континентальные межгорные впадины, причем мощность их была значительной особенно на Ньюфаундленде и Мойне [25]. Кластические осадки с Акадийского нагорья выносились также на запад в эпиконтинентальное море, где ими сложены по крайней мере две мощные толщи дельтового типа: Гаспе (средний девон) и Кэтскилл (верхний девон). Для обеих характерен переход вверх по разрезу серых морских глинистых сланцев и известняков в красноцветные грубозернистые континентальные песчаники, глинистые сланцы и конгломераты, что обусловлено продвижением акадийской суши в Восточно-Мидконтинентное море. В разрезе Гаспе встречаются также включения вулканических пород, подобные тем, которые фиксируются в современном дельтовом комплексе южной части Новой Гвинеи.

Между нагорьем и кратоном расположены эпиконтинентальные моря, для которых характерна последовательная смена осадков по простиранию. Четвертичные осадки еще слабо изучены, но уже по имеющейся информации можно судить о том, что терригенные пески и илы приурочены к дельтообраз-

ному южному побережью Новой Гвинеи, в то время как карбонатные осадки чаще аккумулируются близ Австралийского кратона (фиг. 14, Б). Вдоль побережья Австралии и по периферии островов [62] в различных участках установлены небольшие коралловые рифы. Помимо этих осадков, встречаются обломки кораллов и известковые илы в Арафурском море [221], плейстоценовые косослоистые калькаренины, четвертичные зеленые илы и алевроиты, оолиты в районе залива Карпентария [155] и смешанные органогенный песок и ракушняковые терригенные илы шельфа Сахул [226]. Эти осадки послужили источником образования преимущественно глинистых органогенных известняков, слагающих локальные рифовые массивы. Все исследователи считали, что на большей части территории этого современного эпиконтинентального моря седиментация была замедленной либо вовсе не имела места. Развитые здесь осадки были впоследствии переработаны и интенсивно глауконитизированы. Кроме того, в данном бассейне имелись обширные участки с твердым дном, на котором осадки не отлагались, подобные девонской подводной палеоповрхности, о которой речь шла выше.

Состав осадочных пород девона Восточно-Мидконтинентного моря Северной Америки варьирует от морских песчаников и глинистых сланцев в затопленной части дельты Катскилл на востоке до глинистых известняков вдоль кратона на западе (фиг. 14, А). Небольшие строматопоровые коралловые рифы установлены в Миссури, Айове и в северной части Мичигана. Наметить положение береговой линии неизменного кратона можно только в общих чертах, поскольку она смещалась под воздействием слабых эпейрогенических движений или в силу колебаний уровня моря. Тем не менее купола Адирондак и Озарк длительный период находились над поверхностью воды и представляли собой мысы, аналогичные Арнемленд и полуострову Кейп-Йорк, современного побережья Австралии. Между карбонатными и терригенными кластическими фациями девонского моря можно выделить горизонты поздней-, средне- и ранневерхнедевонского возраста, по крайней мере в западной части штата Нью-Йорк. Этому временному интервалу соответствует подводное угловое несогласие (фиг. 13), отмеченное тонкими линзами глауконитового органогенного песка, почти всегда пиритизированного. Аналогичное явление происходит с глауконитовыми песками, встречающимися местами на лишенной осадков поверхности дна большей части современного Арафурского моря. Однако неясно, насколько далеко на запад можно проследить девонскую диастему или решить, какая именно часть бассейна Мидконтинент (например типа свода Цинциннати) в данный отрезок времени была поднята над уровнем моря.

ВЫВОДЫ

При реконструкции палеообстановок необходимо опираться на известные, относительно однозначные критерии, получаемые при помещении определенных типов пород на соответствующее им место в седиментационной модели. Дальнейший процесс воссоздания стратиграфических схем корреляции, подобных изображенным на фиг. 11—14, сводится к заполнению пропущенных букв в кроссворде. В конце концов даже трудные слова и фации неясного типа помещаются на должное место при условии соблюдения достаточно жесткого контроля. Однако в случае палеогеографической интерпретации определенного разреза окончательный вывод не обязательно должен быть завершенным и уникальным. Проблема в целом остается открытой, причем достаточно хорошо опробированные седиментационные модели необходимо дополнять той информацией, которую получают на базе современных исследований. Однако следует избегать того, чтобы модель становилась навязчивой идеей, заставляющей исследователя игнорировать новые и возможно противоречащие ей факты. Напротив, необходимо постоянно накапливать

информацию, видоизменяя и расширяя рамки данной модели с учетом других альтернатив, если в этом есть необходимость, поскольку будут появляться более точные сведения о характере процесса и о продуктах седиментации в современных обстановках.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Allen J. R. L., Depth indicators of clastic sequences, *Marine Geol.*, 5, p. 429—446, 1967.
2. Andrews J. E., Shepard F. P., Hurley R. J., Great Bahama Canyon, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81, p. 1061—1078, 1970.
3. Bagnold R. A., The physics of blown sand dunes and desert dunes, Methuen and Co., London, 265 p., 1941.
4. Ball M. M., Carbonate sand bodies of Florida and the Bahamas, *Journ. Sediment. Petrol.*, 37, p. 556—591, 1967.
5. Bandy O. L., Ecology and paleoecology of some California Foraminifera, *Journ. Paleont.*, 27, p. 161—182, 200—203, 1953.
6. Bandy O. L., General correlation of foraminiferal structure with environment, in: *Imbrie J., Newell N. D.*, eds., *Approaches to Paleocology*, Wiley, p. 75—90, 1964.
7. Barnes H., Nutrient elements, *Geol. Soc. Am. Mem.* 67, 1, p. 297—344, 1957.
8. Bather F. A., The fossil and its environment, *Geol. Soc. London, Quart. Journ.*, 84, part 2, p. 61—98, 1928.
9. Bathurst R. G. C., Boring algae, micrite envelopes and lithification of molluscan biosparites, *Geol. Journ.*, 5, p. 15—32, 1966.
10. Bayer F. M., Recent Octocorals, *Geol. Soc. Am. Mem.* 67, 1, p. 1105—1108, 1957.
11. Bernstein L., Plants and the supersaline habitat, *Univ. Texas Marine Science Inst. Contr. Marine Science*, 12, p. 242—248, 1967.
12. Bretsky P. W., Upper Ordovician ecology of the central Appalachians, *Yale Univ. Peabody Mus. Nat. Hist. Bull.* 34, 150 p., 1970.
13. Bromley R. G., Marine phosphorites as depth indicators, *Marine Geol.*, 5, p. 503—509, 1967.
14. Brongersma-Sanders M., Mass mortality in the sea, *Geol. Soc. Am. Mem.* 67, 1, p. 941—1010, 1957.
15. Brongersma-Sanders M., Metals of Kupferschiefer supplied by normal sea water, *Geol. Rundschau*, 55, № 2, p. 365—375, 1966.
16. Brongersma-Sanders M., On the geographical association of strata-bound ore deposits with evaporites, *Mineral. Deposita (Berl.)*, 3, p. 286—291, 1968.
17. Bruun A. F., Deep sea and abyssal depths, *Geol. Soc. Am. Mem.* 67, 1, p. 641—672, 1957.
18. Bulman O. M. B., Graptolithina, in: *Moore R. C.*, ed., *Treatise on Invertebrate Paleontology*, part V, 101 p., 1955.
19. Bulman O. M. B., Graptolites, *Geol. Soc. Am. Mem.* 67, 2, p. 987—992, 1957.
20. Buzas M. A., Gibson T. G., Species diversity, Benthonic Foraminifera in western North Atlantic, *Science*, 163, p. 72—75, 1969.
21. Carpelan L. H., Invertebrates in relation to hypersaline habitats, *Univ. Texas Marine Science Inst. Contr. Marine Science*, 12, p. 219—229, 1967.
22. Cartwright L. D., Jr., Loss of color of red sandstone upon redeposition, *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 12, p. 72—82, 1928.
23. Caster K. E., The Titusvilliidae, Paleozoic and Recent branching Hexactinellida, *Palaeontographica Americana*, 2, № 12, p. 1—52, (471—522), 1941.
24. Caster K. E., Concerning Enopleura of the Upper Ordovician (Ohio) and its relation to other carpod Echinodermata, *Bull. Am. Paleont.*, 34, № 141, p. 1—56, 1952.
25. Clark T. H., Stearn C. W., The geological evolution of North America, Ronald Press, New York, 434 p., 1960.
26. Clarke J. M., Ruedemann R., The Eurypterida of New York, *New York State Mus. Mem.* 14, 439 p., 1912.
27. Cole W. S., Foraminifera of the Cenozoic, *Geol. Soc. Am. Mem.* 67, 2, p. 757—762, 1957.
28. Cooke C. W., Echinoids, *Geol. Soc. Am. Mem.* 67, 1, p. 1191—1192, 1957.
29. Cooper G. A., Stratigraphy of the Hamilton Group of New York, *Am. Journ. Sci.*, 19, p. 116—134, 214—236, 1930.
30. Cooper G. A., Brachiopod ecology and paleoecology, Rept. Committee on Paleocology, p. 26—53, Nat. Res. Council 1936—1937, 1937.
31. Cooper G. A., Williams J. S., Tully formation of New York, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 46, p. 781—868, 1935.
32. Crickmay G. W., Ladd H. S., Hoffmeister J. E., Shallow-water *Globigerina* sediments, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 52, p. 79—106, 1941.

33. *Dangeard L., Giresse P.*, Enseignements géologiques des photographies sous-marines, Bull. Bur. Rech. Geol. Min. Sec. 4, Geol. Gen. and div., № 2, p. 1—85, 1968.
34. *David T. W. E.*, The geology of the Commonwealth of Australia, 1, Edward Arnold and Co., London, 747 p., 1950.
35. *Degens E. T.*, Geochemistry of sediments — a brief survey, Prentice Hall, 342 p., 1965.
36. *Degens E. T., et al.*, Environmental studies of Carboniferous sediments, part 1, Geochemical criteria for differentiating marine from fresh-water shales, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 41, p. 2427—2455, 1957.
37. *De Laubenfels M. W.*, Porifera, in: *Moore R. C.*, ed., Treatise on Invertebrate Paleontology, part E, p. E21—E122, 1955.
38. *De Laubenfels M. W.*, Marine sponges, Geol. Soc. Am. Mem. 67, 1, p. 1083—1086, 1957.
39. *Donovan D. T.*, ed., Geology of Shelf Seas, Proc. 14th Inter- Univ. Geol. Congress., Oliver and Boyd, London, 160 p., 1968.
40. *Dorsey G. E.*, The origin of the color of redbeds, Journ. Geol., 34, p. 131—143, 1926.
41. *Dunbar C. O., Rodgers J.*, Principles of stratigraphy, Wiley New York, 356 p., 1957.
42. *Durham J. W.*, Bathymetric distribution of gastropod genera (Abst.), Geol. Soc. Am. Bull., 58, p. 1260, 1947.
43. *Eagar R. M. C., Spears D. A.*, Boron content in relation to organic carbon and to paleosalinity in certain British Upper Carboniferous sediments, Nature, 209, p. 177—181, 1966.
44. *Eardley A. J.*, Sediments of Great Salt Lake, Utah, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 22, p. 1305—1411, 1938.
45. *Eastler T. E.*, Sole marks in non-turbidite sequences (Abst.), Geol. Soc. Am., Northeastern Section Prog. Ann. Mtg. Albany, New York, p. 15, 1969.
46. *Easton W. H.*, Invertebrate Paleontology, Harper and Brothers, New York, 701 p., 1960.
47. *Eicher D. L.*, Paleobathymetry of Cretaceous Greenhorn sea in Eastern Colorado, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 53, p. 1075—1090, 1969.
48. *Ekman S.*, Zoogeography of the sea, Sedgwick and Jackson, London, 417 p., 1953.
49. *Elias M. K.*, Depth of deposition of the Big Blue (Late Paleozoic) sediments in Kansas, Geol. Soc. Am. Bull., 48, p. 403—432, 1937.
50. *Elias M. K.*, Depth of Late Paleozoic sea in Kansas and its megacyclic sedimentation, Kansas Geol. Surv. Bull. 169, 1, p. 86—106.
51. *Ellison S. P., Jr.*, Conodonts, Geol. Soc. Am. Mem. 67, 2, p. 993—994, 1957.
52. *Emery K. O.*, Sediments and water of Persian Gulf, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 40, p. 2354—2383, 1956.
53. *Emery K. O., Stevenson R. E., Hedgpeth J. W.*, Estuaries and lagoons, Geol. Soc. Am. Mem. 67, 1, p. 673—750, 1957.
54. *Emery K. O., Tracey J. I., Ladd H. S.*, Geology of Bikini and nearby atolls, Bikini and nearby atolls, part 1, Geology, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 260-A, 265 p., 1954.
55. *Epstein C. M.*, Lithofacies and paleoenvironments of the Kalkberg Formation (Lower Devonian) of central New York (Abst.), Geol. Soc. Am., Northeastern Section, Prog. Ann. Mtg., Albany, New York, p. 16—17, 1969.
56. *Eugster H. P.*, Hydrous sodium silicates from Lake Magadi, Kenya, precursors of bedded chert, Science, 157, p. 1177—1180, 1967.
57. *Eugster H. P.*, Inorganic bedded cherts from the Magadi area, Kenya, Contr. Mineral. and Petrol., 22, p. 1—31, 1969.
58. *Evans G., Kinsman D. J. J., Shearman D. J.*, A reconnaissance survey of the environment of recent carbonate sedimentation along the Trucial Coast, Persian Gulf, in: *van Straaten L.M.J.U.*, ed., Developments in Sedimentology, 1, Deltaic and Shallow Marine Deposits, p. 185—192, 1964.
59. *Evans J. K.*, Depositional environment of a Pennsylvanian black shale (Heebner) in Kansas and adjacent states, Unpubl. doctoral dissert., Rice Univ., 135 p., 1967.
60. *Evans J. K.*, Environment of deposition of a Pennsylvanian «black shale» (Heebner) in Kansas and adjacent states (Abst.), Geol. Soc. Am. Prog. Ann. Mtg., Mexico City, p. 92—93, 1968.
61. *Fagerstrom J. A.*, Fossil communities in paleoecology, their recognition and significance, Geol. Soc. Am. Bull., 75, p. 1197—1216, 1964.
62. *Fairbridge R. W.*, Recent and Pleistocene coral reefs of Australia, Journ. Geol., 58, p. 330—401, 1950.
63. *Fischer A. G.*, Latitudinal variation in organic diversity, Evolution, 14, p. 64—81, 1960.
64. *Fisher D. W.*, Marcasite fauna in the Ludlowville Formation of western New York, Journ. Paleont., 25, p. 365—371, 1951.
65. *Fisher D. W.*, Small conoidal shells of uncertain affinities, in: *Moore R. C.*, ed., Treatise on Invertebrate Paleontology, part W., Miscellanea, p. W98—W143, 1962.
66. *Flower R. H.*, Nautiloids of the Paleozoic, Geol. Soc. Am. Mem. 67, 2, p. 829—852, 1957.
67. *Fox D. L.*, Particulate organic detritus, Geol. Soc. Am. Mem. 67, 1, p. 383—390, 1957.

68. *Freeman T.*, Quiet water oolites from Laguna Madre, Texas, *Journ. Sed. Petrol.*, **32**, p. 475—483, 1962.
69. *Friedman G. M.*, Recognizing tidal environments in carbonate rocks with particular reference to those of the Lower Paleozoics in the Northern Appalachians (Abstr.), *Geol. Soc. Am., Northeastern Section, Prog. Ann. Mtg. Albany, New York*, p. 20—21, 1969.
70. *Funnell B. M.*, Foraminifera and radiolaria as depth indicators in the marine environment, *Marine Geol.*, **5**, p. 333—347, 1967.
71. *Garbell M. A.*, The sea that spills into a desert, *Scientific Am.*, **209**, № 2, p. 94—100, 1963.
72. *Garrison R. E., Fischer A. G.*, Deep-water limestones and radiolarities of the Alpine Jurassic, *Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists, Spec. Publ. 14*, p. 20—54, 1969.
73. *Gebelein C. D.*, Distribution, morphology, and accretion rate of recent subtidal algal stromatolites, Bermuda, *Journ. Sed. Petrology*, **39**, p. 49—69, 1969.
74. *Ginsburg R. N.*, Environmental relationships of grain size, and constituent particles of some south Florida carbonate sediments, *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, **40**, p. 2384—2427, 1956.
75. *Goldman M. I.*, Basal glauconite and phosphate beds, *Science*, **56**, p. 171—173, 1922.
76. *Goldring R.*, Trace-fossils and the sedimentary surface in shallow-water marine sediments, in: *van Straaten L.M.J.U.*, ed., *Developments in Sedimentology*, **1**, p. 136—143, 1964.
77. *Grabau A. W.*, The Permian of Mongolia, in: *Natural History of Central Asia*, **4**, Am. Mus. Nat. Hist., New York, 1931.
78. *Griffith L. S., Pitcher M. G., Rice G. W.*, Quantitative environmental analysis of a Lower Cretaceous reef complex, *Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists, Spec. Publ. 14*, p. 120—137, 1969.
79. *Guber A. L.*, Sedimentary phosphate method for estimating paleosalinities, a paleontological assumption, *Science*, **166**, p. 744—746, 1969.
80. *Gunter G.*, Paleocological import of certain relationships of marine animals to salinity, *Journ. Paleont.*, **21**, p. 77—79, 1947.
81. *Gunter G.*, Seasonal population changes and distributions as related to salinity of certain invertebrates of the Texas coast, including the commercial shrimp, *Texas Univ. Inst. Marine Sci. Publ.*, **1**, № 2, p. 7—51, 1950.
82. *Hallam A.*, An environmental study of the Upper Domerian and Lower Toarcian in Great Britain, *Philos. Trans. Roy. Soc. London, Ser. B, Biol. Sci.*, **252**, p. 393—445, 1967.
83. *Hamblin W. K.*, Marine paleocurrent directions in limestones of the Kansas City Group (Upper Pennsylvanian) in eastern Kansas, *Kansas Geol. Surv. Bull.* **194**, part 2, 25 p., 1969.
84. *Häntzchel W.*, Trace Fossils and Problematica, in: *Moore R. C.*, ed., *Treatise on Invertebrate Paleontology*, part W, *Miscellanea*, p. W177-W249, 1962.
85. *Harms J. C.*, Hydraulic significance of some sand ripples, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **80**, p. 363—396, 1969.
86. *Hass W. H.*, Conodonts, in: *Moore R. C.*, ed., *Treatise on Invertebrate Paleontology*, part W, *Miscellanea*, p. W3-W98, 1962.
87. *Heckel P. H.*, Apparent structural control of Tully Limestone deposition in the Devonian Catskill delta complex of New York State (Abst.), *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* **87**, p. 76, 1965.
88. *Heckel P. H.*, Stratigraphy, petrography, and depositional environment of the Tully Limestone (Devonian) in New York State and adjacent region, unpubl. doctoral dissertation, *Rice Univ.*, 448 p., 1966.
89. *Heckel P. H.*, Nature, origin, and significance of the Tully Limestone, an anomalous unit in the Catskill Delta, Devonian of New York, *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, **138**, in press.
90. *Heckel P. H., Cockf J. M.*, Phylloid algal-mound complexes in outcropping Upper Pennsylvanian rocks of Mid-Continent, *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, **53**, p. 1058—1074, 1969.
91. *Hedgpeth J. W.*, Classification of marine environments, *Geol. Soc. Am. Mem.* **67**, **1**, p. 17—28, 1957.
92. *Heezen B. C., Hollister C.*, Deep-sea current evidence from abyssal sediments, *Marine Geol.*, **1**, p. 141—174, 1964.
93. *Henbest L. G.*, Biology, mineralogy and diagenesis of some typical Late Paleozoic sedentary Foraminifera and algal-foraminiferal colonies, *Cushman Found, Foram. Res. Spec. Publ.* **6**, **44** p., 1963.
94. *Hessler R. R., Sanders H. L.*, Faunal diversity in the deep-sea, *Deep Sea Res.*, **14**, p. 65—78, 1967.
95. *Hill D.*, The distribution and sequence of Carboniferous coral faunas, *Geol. Mag.*, **85**, p. 122—148, 1948.
96. *Hoffmeister J. E., Stockman K. W., Multer H. G.*, Miami Limestone of Florida and its Recent Bahamian counterpart, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **78**, p. 175—190, 1967.

97. *Holmes R. W.*, Solar radiation, submarine daylight, and photosynthesis, *Geol. Soc. Am. Mem.* 67, 1, p. 109—128, 1957.
98. *Hulsemann J.*, Morphology and origins of sedimentary structures on submarine slopes, *Science*, 161, № 3836, p. 45—47, 1968.
99. *Illing L. V., Wells A. J., Taylor J. C. M.*, Penecontemporary dolomite in the Persian Gulf, *Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists, Spec. Publ.* 13, p. 89—111, 1965.
100. *Imbrie J., Buchanan H.*, Sedimentary structures in modern carbonate sands of the Bahamas, *Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists, Spec. Publ.* 12, p. 149—172, 1965.
101. *Irwin M. L.*, General theory of epeiric clear water sedimentation, *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 49, p. 445—459, 1965.
102. *Johnson J. H.*, Limestone-building algae and algal limestones, Colorado School of Mines Foundation, Johnson Publ. Co., Boulder, 295 p., 1961.
103. *Johnson R. G.*, Models and methods for analysis of the mode of formation of fossil assemblages, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 71, p. 1075—1086, 1960.
104. *Johnson R. G.*, Interspecific associations in Pennsylvanian fossil assemblages, *Journ. Geol.* 70, p. 32—55, 1962.
105. *Keulegan G. H., Krumbein W. C.*, Stable configuration of bottom slope in a shallow sea and its bearing on geological processes, *Am. Geophys. Union Trans.*, 30, p. 855—861, 1949.
106. *Kinsman D. J. J.*, Reef coral tolerance of high temperatures and salinities, *Nature*, 202, p. 1280—1282, 1964a.
107. *Kinsman D. J. J.*, The Recent carbonate sediments near Halat El Bahrani, Trucial Coast, Persian Gulf, in: *van Straaten L. M. J. U.*, ed., *Developments in Sedimentology*, 1, p. 185—192, 1964b.
108. *Kinsman D. J. J.*, Gypsum and anhydrite of recent age, Trucial Coast, Persian Gulf, in: *Rau J. L.*, ed., *Second Symposium on Salt, Northern Ohio Geol. Soc.*, 1, p. 302—326, 1966.
109. *Kjelleswig-Waering E. N.*, Note on a new eurypterid from the Moscow shales of New York, *Am. Journ. Science*, ser. 5, 27, p. 386—387, 1934.
110. *Kolbe R. W.*, Diatoms from the equatorial Atlantic cores, *Repts. Swedish Seep-Sea Expedition*, 7, *Sediment cores from the North Atlantic Ocean, Fasc.* 3, p. 151—184, 1954.
111. *Krumbein W. C.*, Criteria for subsurface recognition of unconformities, *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 26, p. 36—62, 1942.
112. *Krumbein W. C., Sloss L. L.*, *Stratigraphy and sedimentation*, W. H. Freeman, San Francisco, 497 p., 1956.
113. *Kuenen P. H.*, Turbidity current as a major factor in flysch deposition, *Eclogae Geol. Helvetiae*, 51, p. 1009—1021, 1958.
114. *Kuenen P. H., Menard H. W.*, Turbidity currents, graded and non-graded deposits, *Journ. Sed. Petrology*, 22, p. 83—96, 1952.
115. *Ladd H. S.*, Brackish-water and marine assemblages of the Texas coast, with special reference to molluscs, *Texas Univ. Inst. Marine Science Publ.*, 2, № 1, p. 125—163, 1951.
116. *Ladd H. S.*, Paleocological evidence, *Geol. Soc. Am. Mem.* 67, 2, p. 31—66, 1957.
117. *Laporte L. F.*, Carbonate deposition near mean sea-level and resultant facies mosaic, Manlius Formation (Lower Devonian) of New York State, *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 51, p. 73—101, 1967.
118. *Laporte L. F.*, Recent carbonate environments and their paleoecologic implications, in: *Drake E. T.*, ed., *Evolution and Environment*, Yale Univ. Press, New Haven, p. 229—258, 1968.
119. *Laporte L. F.*, Recognition of a transgressive carbonate sequence within an epeiric sea, Helderberg Group (Lower Devonian) of New York State, *Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists, Spec. Publ.* 14, p. 98—118, 1969.
120. *LeCompte M.*, *Stromatoporoida*, in: *Moore R. C.*, ed., *Treatise on Invertebrate Paleontology*, part F, p. F107—144F, 1956.
121. *Lineback J. A.*, Illinois Basin sediment starved during Mississippian, *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 53, p. 112—126, 1969.
122. *Logan B. W., Rezak R., Ginsburg R. N.*, Classification and environmental significance of algal stromatolites, *Journ. Geol.*, 72, p. 68—83, 1964.
123. *Lohman K. E.*, Marine diatoms, *Geol. Soc. Am. Mem.* 67, 1, p. 1059—1068, 1957.
124. *Loomis F. B.*, The dwarf fauna of the pyrite layer at the horizon of the Tully Limestone in western New York, *New York State Mus. Bull.* 69, 892—920, 1903.
125. *Loosanof V. L.*, Effects of sea water of reduced salinities upon starfish, *A. forbesi*, of Long Island Sound, *Trans. Conn. Acad. Arts and Science*, 36, p. 813—835, 1945.
126. *Louvenstam H. A., McConnell D.*, Biologic precipitation of fluorite, *Science*, 162, p. 1496—1497, 1968.
127. *Matthews R. K.*, Genesis of Recent lime mud in southern British Honduras, *Journ. Sed. Petrology*, 36, p. 428—454, 1966.

128. McAlester A. L., Rhoads D. C., Bivalves as bathymetric indicators, *Marine Geol.*, 5, p. 383—388, 1967.
129. McKee E. D., Inorganic sedimentary structures, in: *Imbrie J., Newell N. D.*, ed., *Approaches to Paleocology*, Wiley, New York, p. 275—295, 1964.
130. Menard H. W., Deep ripple marks in the sea, *Journ. Sed. Petrol.*, 22, p. 3—9, 1952.
131. Merrett E. A., Fossil Ostracoda and their use in stratigraphical research, *Geol. Mag.*, 61, p. 228—238, 1924.
132. Moore D. G., Scruton P. C., Minor internal structures of some recent unconsolidated sediments, *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 41, p. 2723—2751, 1957.
133. Moore R. C., Environment of Pennsylvanian life in North America, *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 13, p. 459—487, 1929.
134. Moore R. C., Stratigraphic classification of the Pennsylvanian rocks of Kansas, *Kansas Geol. Surv. Bull.* 22, 256 p., 1936.
135. Moore R. C., Late Paleozoic cyclic sedimentation in central United States, Rept. 18th Internat. Geol. Cong., London, part 4, p. 5—16, 1950.
136. Moore R. C., Paleocological aspects of Kansas Pennsylvanian and Permian cyclothems, *Kansas Geol. Surv. Bull.* 169, 1, p. 287—380, 1964.
137. Moore R. C., Lalicker C. G., Fischer A. G., Invertebrate fossils, McGraw-Hill, New York, 766 p., 1952.
138. Morris R. C., Dickey P. A., Modern evaporite deposition in Peru, *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 41, p. 2467—2474, 1957.
139. Muller G., Sedimentary phosphate method for estimating paleosalinities, limited applicability, *Science*, 163, p. 812—813, 1969.
140. Myers E. H., Cole W. S., Foraminifera, *Geol. Soc. Am. Mem.* 67, 1, p. 1075—1082, 1957.
141. Nelson B. W., Sedimentary phosphate method for estimating paleosalinities, *Science*, 158, p. 917—920, 1967.
142. Newell N. D., Imbrie J., Purdy E. G., Thurber D. T., Organism communities and bottom facies, Great Bahama Bank, *Am. Mus. Nat. Hist. Bull.*, 117, p. 117—228, 1959.
143. Newell N. D., Purdy E. G., Imbrie J., Bahamian oolitic sand, *Journ. Geol.*, 68, p. 481—497, 1960.
144. Nino H., Emery K. O., Sediments of shallow portions of East China Sea and South China Sea, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 72, p. 731—762, 1961.
145. Odum H. T., Clanton J. E., Kornicker L. S., An organizational hierarchy postulate for the interpretation of species-individual distributions, species entropy, ecosystem evolution, and the meaning of a species-variety index, *Ecology*, 41, p. 395—399, 1960.
146. Okulitch V. J., North American Pleospongia, *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* 48, 112 p., 1943.
147. Olsen S., Danish Charophyta, chronological, ecological and biological investigations, *Det K. Danske Vidensk., Biol. Skr.*, 3, № 1, 1944.
148. Osburn R. C., Marine Bryozoa, *Geol. Soc. Am. Mem.* 67, 1, p. 1109—1112, 1957.
149. Parker F. L., Foraminifera of the continental shelf from the Gulf of Maine to Maryland, *Bull. Mus. Comp. Zool.*, 100, p. 213—241, 1948.
150. Pearse A. S., On the ability of certain marine invertebrates to live in diluted sea water, *Biol. Bull.*, 54, p. 405—409, 1928.
151. Pearse A. S., The emigrations of animals from the sea, Sherwood Press, Dryden, N.Y., 240, p., 1950.
152. Pearse A. S., Gunter G., Salinity, *Geol. Soc. Am. Mem.* 67, 1, p. 129—158, 1957.
153. Peterson M. N. A., von der Borch C. C., Chert: modern inorganic deposition in a carbonate-precipitating locality, *Science*, 149, p. 1501—1503, 1965.
154. Pevear D. R., The estuarine formation of United States Atlantic coastal plain phosphorite, *Econ. Geol.*, 61, p. 251—256, 1966.
155. Phipps C. V. G., Gulf of Carpentaria (Northern Australia), p. 316—324, in: *Fairbridge R. W.*, ed., *The Encyclopedia of Oceanography*, Reinhold, New York, 1021 p., 1966.
156. Phleger F. B., Ecology of Foraminifera, northwest Gulf of Mexico, part 1, Foraminiferal distribution, *Geol. Soc. Am. Mem.* 46, 88 p., 1951.
157. Phleger F. B., Ewing G. C., Sedimentology and oceanography of coastal lagoons in Baja California, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 73, p. 145—182, 1962.
158. Picard M. D., High L. R., Sedimentary cycles in the Green River Formation (Eocene), Uinta Basin, Utah, *Journ. Sed. Petrol.*, 38, p. 378—383, 1968.
159. Pike W. S., Intertonguing marine and nonmarine Upper Cretaceous deposits of New Mexico, Arizona, and southwestern Colorado, *Geol. Soc. Am. Mem.* 24, 103 p., 1947.
160. Playford P. E., Cockbain A. E., Algal stromatolites, deepwater forms in the Devonian of Western Australia, *Science*, 165, p. 1008—1010, 1969.
161. Plicka M., Zoophycos, and a proposed classification of sabellid worms, *Journ. Paleont.*, 42, p. 836—849, 1968.
162. Porrenga D. H., Glauconite and chamosite as depth indicators in the marine environment, *Marine Geol.*, 5, p. 495—501, 1967.
163. Potter P. E., Pettijohn F. J., Paleocurrents and basin analysis, Acad. Press, New York, 326 p., 1963.

164. *Pray L. C.*, Basin-sloping submarine (?) unconformities at margins of Paleozoic banks, west Texas and Alberta (Abst.), Geol. Soc. Am. Prog. Ann. Mtgs. Mexico City, p. 243, 1968.
165. *Price N. B.*, Some geochemical observations on manganese-iron oxide nodules from different depth environments, Marine Geol., 5, p. 511—538, 1967.
166. *Purdy E. G.*, Bahamian oolite shoals, in: *Peterson J. A., Osmond J. C.*, eds., Geometry of sandstone bodies, Am. Assoc. Petroleum Geologists, Tulsa, p. 53—62, 1961.
167. *Purdy E. G.*, Recent calcium carbonate facies of the Great Bahama Bank, Journ. Geol., 71, p. 334—355, 472—497, 1963.
168. *Purdy E. G.*, Sediments as substrates, in: *Imbrie J., Newell N. D.*, ed., Approaches to Paleocology, Wiley, New York, p. 238—271, 1964.
169. *Raymond P. E.*, The significance of red color in sediments, Am. Journ. Sci., 240, p. 658—669, 1927.
170. *Reineck H. E.*, Tidal flats (Abst.), Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 53, p. 737, 1969.
171. *Rhoads D. C.*, Missing fossils and paleocology, Discovery, magazine of the Peabody Mus. Nat. His., 2, p. 19—22, 1966.
172. *Rhoads D. C.*, Biogenic reworking of intertidal and subtidal sediments in Barnstable Harbor and Buzzards Bay, Massachusetts, Journ. Geol., 75, p. 461—475, 1967.
173. *Rhoads D. C., Waage K. M.*, Sediment control of faunal distribution patterns in Late Cretaceous marginal marine deposits of South Dakota (Abst.), Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 53, p. 737—738, 1969.
174. *Rich J., L.*, Three critical environments of deposition and criteria for recognition of rocks deposited in each of them, Geol. Soc. Am. Bull., 62, p. 1—20, 1951.
175. *Richards F. A.*, Oxygen in the ocean, Geol. Soc. Am. Mem. 67, 1, p. 185—238, 1957.
176. *Richter-Bernburg G.*, Über salinare sedimentation, Zeitschrift der deutschen Geolog. Gesellschaft, 105, p. 593—645, 1955.
177. *Rickard L. V.*, Late Cayugan (Upper Silurian) and Helderbergian (Lower Devonian) stratigraphy in New York, N.Y. State Mus. and Sci. Service Bull. 386, 157 p., 1962.
178. *Rickard L. V.*, Correlation of the Devonian rocks in New York State, New York State Mus. and Sci. Service, Geol. Surv., Map and Chart Series, № 4, 1964.
179. *Riedel W. R., Holm E. A.*, Radiolaria, Geol. Soc. Am., Mem. 67, 1, p. 1069—1072, 1957.
180. *Rodgers J.*, The distribution of marine carbonate sediments, a review, Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists, Spec. Publ. 5, p. 2—14, 1957.
181. *Roehl P. O.*, Carbonate facies, Williston Basin and Bahamas, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 51, p. 1979—2032, 1967.
182. *Rossmann R., Callender E.*, Manganese nodules in Lake Michigan, Science, 162, p. 1123—1124, 1968.
183. *Rudwick M. J. S.*, Ecology and paleocology, in: *Moore R. C.*, ed., Treatise on Invertebrate Paleontology, part H, Brachiopoda, p. H199—H214, 1965.
184. *Ruedemann R.*, Siluric faunal facies in juxtaposition, Pan-Am. Geol., 44, p. 309—312, 1925.
185. *Rusnak G. A.*, Some observations of Recent oolites, Journ. Sed. Petrology, 30, p. 471—480, 1960.
186. *Schenck H. G.*, The biostratigraphic aspect of micropaleontology, Journ. Paleont., 2, p. 158—165, 1928.
187. *Schmalz R. F.*, Formation of red beds in modern and ancient deserts, discussion, Geol. Soc. Am. Bull., 79, p. 277—280, 1968.
188. *Schmalz R. F.*, Deep-water evaporite deposition, a genetic model, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 53, p. 798—823, 1969.
189. *Schopf T. J. M.*, Paleocology of ectoprocts (Bryozoans), Journ. Paleont., 43, p. 234—244, 1969.
190. *Scott G.*, Paleocological factors controlling the distribution and mode of life of Cretaceous ammonoids in the Texas area, Journ. Paleont., 14, p. 299—323, 1940.
191. *Scruton P. C.*, Deposition of evaporites, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 37, p. 2498—2512, 1953.
192. *Segerstrale S. G.*, Baltic Sea, Geol. Soc. Am. Mem. 67, 1, p. 751—802, 1957.
193. *Seilacher A.*, Biogenic sedimentary structure, in: *Imbrie J., Newell N.*, ed., Approaches to Paleocology, Wiley, New York, p. 296—316, 1964.
194. *Seilacher A.*, Bathymetry of trace fossils, Marine Geol., 5, p. 413—428, 1967.
195. *Shao A. B.*, Time in stratigraphy, McGraw-Hill, New York, 365 p., 1964.
196. *Shepard F. P.*, Criteria in modern sediments useful in recognizing ancient sedimentary environments, in: *van Straaten L. M. J. U.*, ed., Developments in sedimentology, 1, Deltaic and shallow marine deposits, p. 1—25, 1964.
197. *Shepard F. P., Moore D. G.*, Central Texas Coast sedimentation, characteristics of sedimentary environment, recent history, and diagenesis, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 39, p. 1463—1593, 1955.
198. *Shinn E. A.*, Practical significance of hirdseye structures in carbonate rocks, Journ. Sed. Petrol., 38, p. 215—233, 1968a.

199. *Shinn E. A.*, Burrowing in Recent lime sediments of Florida and the Bahamas, *Journ. Paleont.*, **42**, p. 879—894, 1968b.
200. *Shinn E. A.*, *Ginsburg R. N.*, *Lloyd R. M.*, Recent supratidal dolomite from Andros Island, Bahamas, *Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists, Spec. Publ.* **13**, p. 112—123, 1965.
201. *Shrock R. R.*, *Twenhofel W. H.*, Principles of invertebrate paleontology, McGraw-Hill, New York, 816 p., 1953.
202. *Sloss L. L.*, The significance of evaporites, *Journ. Sed. Petrol.*, **23**, p. 143—161, 1953.
203. *Sloss L. L.*, *Dapples E. C.*, *Krumbein W. C.*, Lithofacies maps, An atlas of the United States and southern Canada, Wiley, New York, 108 p., 1960.
204. *Sohn L. G.*, Ostracodes of the post-Paleozoic, *Geol. Soc. Am., Mem.* **67**, **2**, p. 937—941, 1957.
205. *Spieker E. M.*, Sedimentary facies and associated diastrophism in the Upper Cretaceous of central and eastern Utah, *Geol. Soc. Am., Mem.* **39**, p. 55—81, 1949.
206. *Stach L. W.*, Correlation of zoarial form with habitat, *Journ. Geol.*, **44**, p. 60—65, 1936.
207. *Stanley D.*, Graded bedding sole marking-graywacke assemblage and related sedimentary structures in some Carboniferous flood deposits, eastern Massachusetts, *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* **106**, p. 211—239, 1968.
208. *Stevens C. H.*, Paleoecologic implications of early Permian fossil communities in eastern Nevada and western Utah, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **77**, p. 1121—1130, 1966.
209. *Stevens C. H.*, Variability of Pennsylvanian marine fossils correlated with depth and distance from shore (Abst.), *Geol. Soc. Am. Prog. Ann. Mtg.*, Mexico City, p. 291, 1968.
210. *Strom K. M.*, Land-locked waters and the deposition of black muds, in: *Trask P. D.*, ed., *Am. Assoc. Petroleum Geologists Tulsa*, p. 356—372, 1939.
211. *Sutton R. G.*, Stratigraphy and structure of the Batavia Quadrangle, *Proc. Rochester Acad. Science*, **9**, p. 348—408, 1951.
212. *Sutton R. G.*, Correlation of Upper Devonian strata in south-central New York, *Pennsylvania Geol. Survey*, 4th ser., *Bull. G* **39**, p. 87—102, 1963.
213. *Sutton R. G.*, Sedimentary structures and their environmental significance in the marine Catskill Delta of New York (Abst.), *Geol. Soc. Am. Northeastern Section, Prog. Ann. Mtg.*, Albany, New York, p. 58, 1969.
214. *Sutton R. G.*, *Bowen Z. P.*, *McAlester A. L.*, Multiple-approach environmental study of the Upper Devonian Sonyea Group of New York (Abst.), *Geol. Soc. Am. Prog. Ann. Mtg. San Francisco*, p. 214, 1966.
215. *Sutton R. G.*, *Bowen Z. P.*, *McAlester A. L.*, Marine shelf environments of the Upper Devonian Sonyea Group of New York, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **81**, p. 2975—2992, 1970.
216. *Swinchatt J. P.*, Algal boring, a possible depth indicator in carbonate rocks and sediments, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **80**, p. 1391—1396, 1969.
217. *Tasch P.*, Fossil content of salt and associated evaporites, in: *Bersticker A. C.*, ed., *Northern Ohio Geol. Soc.*, p. 96—102, 1963.
218. *Taylor W. R.*, Sketch of the character of the marine algal vegetation of the shores of the Gulf of Mexico, U.S. Fish and Wildlife Serv., *Fishery Bull.* **89**, p. 177—189, 1954.
219. *Teichert C.*, The Devonian of Western Australia, *Am. Journ. Sci.*, **241**, 69—94, 167—184, 1943.
220. *Teichert C.*, Cold- and deep-water coral banks, *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, **42**, p. 1064—1082, 1958.
221. *Tjia H. D.*, Arafura Sea, p. 45—47, in: *Fairbridge R. W.*, ed., *The Encyclopedia of Oceanography*, Reinhold, New York, 1021 p., 1966.
222. *Tressler W. L.*, Marine Ostracoda, *Geol. Soc. Am. Mem.* **67**, **1**, p. 1161—1164, 1957.
223. *Troell A. R.*, Depositional facies of Toronto Limestone Member (Oread Limestone, Pennsylvanian), subsurface marker unit in Kansas, *Kansas Geol. Surv. Bull.* **197**, 29 p., 1969.
224. *Trueman E. R.*, Adaptive morphology in paleoecological interpretation, in: *Imbrie J.*, *Newell N. D.*, ed., *John Wiley*, New York, p. 45—74, 1964.
225. *Twenhofel W. H.*, Marine unconformities, marine conglomerates and thicknesses of strata, *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, **20**, p. 677—703, 1936.
226. *Van Andel T. H.*, *Vevers J. J.*, Morphology and sediments of the Timor Sea, Australia Bureau of Mineral Resources, *Geol. and Geophys. Bull.* **83**, 1967.
227. *Van Bemmelen R. W.*, The Geology of Indonesia, **1**, General Geology, Gov. Printin Office, Martinus Nijhoff, agents, The Hague, 732 p., 1949.
228. *Van Houten F. B.*, Iron oxides in red beds, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **79**, 399—416, 1968.
229. *Vaughan T. W.*, *Wells J. W.*, Revision of the suborders, families, and genera of the Scleractinia, *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* **44**, 363 p., 1943.
230. *Walker C. T.*, *Price N. B.*, Departure curves for computing pelesalinity from boron in illites and shales, *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, **47**, p. 833—841, 1963.
231. *Walker R. G.*, *Sutton R. G.*, Quantitative analysis of turbidites in the Upper Devonian Sonyea Group, New York, *Journ. Sed. Petrol.*, **37**, p. 1012—1022, 1967.

232. Walker T. R., Fossiliferous marine redbeds in Mintura Formation (Des Moines) near McCoy, Colorado, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 43, p. 1069—1071, 1959.
233. Walker T. R., Formation of red beds in modern and ancient deserts, Geol. Soc. Am. Bull., 78, p. 353—368, 1967.
234. Walton W. R., Recent foraminiferal ecology and paleoecology, in: Imbrie J., Newell N. D., ed., Approaches to Paleocology, Wiley, New York, p. 151—237, 1964.
235. Weller J. M., Paleocology of the Pennsylvanian Period in Illinois and adjacent states, Geol. Soc. Am. Mem. 67, 2, p. 325—364, 1957.
236. Weller J. M., Stratigraphic principles and practice, Harper and Brothers, New York, 725 p., 1960.
237. Wells J. W., Middle Devonian bone beds of Ohio, Geol. Soc. Am. Bull., 55, p. 273—302, 1944.
238. Wells J. W., Corals, Geol. Soc. Am. Mem. 67, 1, p. 1087—1104, 1957a.
239. Wells J. W., Corals, Geol. Soc. Am. Mem. 67, 2, p. 773—782, 1957b.
240. Wells J. W., Corals as bathometers, Marine Geol., 5, p. 349—365, 1967.
241. Wilson J. L., Microfacies and sedimentary structures in «deeper water» lime mudstones, Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists Spec. Publ. 14, p. 4—19, 1969.
242. Woodring W. P., Marine Pleistocene of California, Geol. Soc. Am. Mem. 67, 2, p. 589—598, 1957.
243. Yochelson E. L., The operculum and mode of life of Hyolithes, Journ. Paleont. 35, p. 152—161, 1961.
244. Zangerl R., Richardson E. S., Jr., The paleoecological history of two Pennsylvanian black shales, Chicago Nat. Hist. Mus. Fieldiana, Geol. Mem., 4, 352 p., 1963.
245. Ziegler A. M., Silurian marine communities and their environmental significance, Nature, 207, p. 270—272, 1965.
246. Ziegler A. M., et al., The composition and structure of Lower Silurian marine communities, Lethaia, 1, p. 1—27, 1968.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Азорская область высокого давления 57
 Ангидрит 199
 «Антидона» 39
 Апшалацкая орогения 105
 Ардеслейские фации 105
 Арройо-Пенаско 220
 Аутигенные минералы 156
 Ацтек, песчаник 77, 78
- Баджада 87, 106
 Бакнер формация 212
 Баровый остров 10
 Бары-валы 91
 Белл-Крик, месторождение 244, 246
 Бенотские формы 267
 Берег, определение 17
 «Бивабик» (формация Куцуна) 157
 Биокласты 211
 Биолиты 179
 Биомикрудиты водорослевые 179
 Биостромы 160
 Биота 181, 241, 266, 269, 270
 Биотическое разнообразие 269
 Биотоп 265, 267
 Биотопов типы 281
 Биотурбации 192, 275
 Биоценоз 265, 292, 294
 — реликтовый 268
 Бистл, нефтяное месторождение 245
 Блафф, песчаники 78, 79
 Блуджакет-Бартлесвил, песчаники 122
 Блуждающие пески Мичиган 246
 Больсоны 107
 Боннер-Спринг, формация 294
 Ботукату, песчаники 38, 42, 54, 55, 80
 Ботукату, палеоустуя 80—83
 Брансуик, формация 148, 149, 176
 Бэджет 25
- Вальтера закон 148
 Варвы 160, 164, 177, 179
 Вердек, песчаники 247
 Верхний Навахо, песчаники 78
 Верхняя Юинта, формация 148
 Вестерн-Коконино, песчаники 77
 Ветровые пояса 59
 Вилас, формация 294
 Водорослевый войлок 198, 217
 Волновая база 147, 292
 Выдувание 39
- Галлеп, песчаники 245
 Гамильтон, пачка 303, 305
 Гаррелсит 156
 Гартра, формация 178
 Гаспе, толща 308
 Генандега, известняки 267, 293, 304
 Геоморфологическое место осадконакопления 17
 Гипс 199
 Глауконит 122, 259
 Гранулярные знаки 44, 45
- Грин-Ривер, формация 142, 148, 155—157,
 160, 162, 164, 171, 175, 179
 Гринхорн, известняки 267
 Грязевой поток 95, 97
 Грязевой поток 95, 97
 Грязекаменные потоки 90, 93—96
- Данкарт, группа 177
 Дедоломитизация 219, 222
 Деконструктивный процесс 141
 Делавер, бассейны 212, 223
 Дельты 234
 Дефляция 26
 Деформации гидропластические 177
 Де-Челли, пески 76, 77
 Джанкин-Крик, песчаники 78, 79
 Дженесио, сланцы 267, 304, 305
 Джефферсовилл, известняки 217
 Джипсем-Спрингс, формация 220
 Диастемы 293, 301—306
 Динозавр-Каньон, песчаники 78
 Доломитизация 199
 Дрейф континентов 79
 Душен-Ривер, формация 179, 148
 Дюны 27
 — барханные 27, 31, 38
 — звездовидные 28, 35
 — куполовидные 27, 28, 37
 — насыщенные грядовые 32
 — обратные 28, 35, 73
 — параболические 27, 32, 38
 — передовые 38
 — пляжевые 42
 — поперечные 27, 30, 37
 — продольные 27, 28, 34
 — стабилизированные 53
- Замутненность вод 269, 271, 284
 Знаки ветровой ряби 42
 Зона расхождения
- Игл, песчаники 244, 245
 Известковистые эоловые отложения 35
 Известняки комковатые 217
 — криноидные 293
 — миссисипские 219, 221
 — пеллетовые 199
 — птероподовые 293
 — стилиолиновые 293
 — фораминиферовые 293
 — фузулинидовые 293
 Изотопов стабильных отношение 158
 Изотопы 181
 Иллиты 122, 123, 126
 Илы красно-коричневые 257
 Инглсайд, барьер 248
 Индикаторы перерыва осадконакопления 302
 Интерлейк, формация 211
 Интрамикрудиты водорослевые 179
 Инфильтрационные отложения 91, 92, 93
 Ихнофации 277

- Кабесас, формация 55
 Каличе, слои 90
 Калькарениты 273
 — оолитовые 290
 — органогенные 290
 — цельнораковинные 293
 Кальциолиты 287, 289, 303, 304
 — пеллетовые 288, 289
 — ракушечные 290
 — слоистые 280
 Кальцирудиты 293
 Кальцит замещения 220
 — порового выполнения 220
 Кальцитизация доломита 222
 Каменная соль 199
 Каолинит 122
 Карбонатпроизводящие растения 161
 Кармел, формация 78, 79
 Каррисо, пески 248
 Кастил, (Очоа), формация 212, 223
 Катахула, песчаники 248
 Категории обстановок, определение 12
 Катлер, формация 77
 Каспер, песчаники 77
 Кау-Спрингс, песчаники 77, 78
 Кейтнесс, серия 177
 Кейпер, мергели 177
 Кирино, красноцветы 105
 «Кирхберг», лагуны 222
 Клима биотического разнообразия 270
 Клиз-Форк (Леонард), формация 204, 210
 Конские широты 59, 83
 Конструктивный процесс 141
 Конус заплеска 236
 Конусы выноса, намытые 249
 Копролит 178
 Коркоран, озерные глины 100
 Косая слоистость 27
 — — «истинная» 27
 — — мульдвая 118
 — — «простая» 27
 — — ряби 118
 — — фестончатая 118
 Коттон-Велли, толща 247
 «Коучета» 59
 Коэффициент постоянства направления падения 39—41, 63, 70, 71, 73
 Коэффициент сортировки 245
 — Траска 92
 Краевые моря, см. также периконтинентальные моря 254, 268
 Кроу-Маунтен, формация 178
 Куиуна (Бивабик), формация 157
 Кэтскилл, формация 308

 Лагуны «Кирхберг» 222
 Лакатонг, формация 142, 148, 173, 175, 176
 Лафлинит 156
 Лейн, формация 294
 Лейчестер-Пайрайт, пачка 304
 Леонард (Клиз-Форк), формация 204
 Ливенуорт, свита 299
 Литл-Колорадо Коконино, песчаники 77
 Литокласты 205, 208, 214
 Литотоп 299, 300
 Лютит 269

 Магнетит 122
 Мадди, песчаники 244, 246
 Манлиес, формация 213

 Марганцевые конкреции 260, 302
 Марлоу, формация 247
 Маршей отложения 240
 Марши 217, 299
 Меандрирование 124
 Мегарябь 190
 Место осадконакопления 15
 Мидконтинент, бассейн 269, 295, 297, 298
 Мидленд, бассейн 204
 Миннелуза, формация 219
 Мичиган, формация 244
 Моаб, свита 78
 Модели аллювиальных обстановок 111—117
 Модель вертикального профиля 114
 — геоморфологическая 114, 123, 124
 — недетритовой седиментации 287
 — прируслового вала 111—114
 — седиментационная 286
 — стационарная, Хука 103
 — трехмерная 9
 Моррисон, формация 171
 Москау, формация 303

 Навахо, песчаники 78
 Наггет, песчаники 77, 78
 Нагонные волны 290
 Насыпные гребни 38
 Невейджо, песчаники 77
 Непродуктивные песчаники 245
 Несогласие параллельное 305
 — угловое 305
 — эрозийное 305
 Нефти состав 157
 Нижний Бангер, песчаники 80
 Норт-Эванс, известняки 304
 Ньюарк, группа 105, 107, 176
 Нью-Маркет, известняки 217

 Обстановка осадконакопления 9
 — — барового берега 18
 — — изрезанного бухтами побережья 17
 — — «гравитационная» 15
 — — континентальная 13
 — — континентальных морей 18
 — — крупных океанических бассейнов 18
 — — окраинных морей 18
 — — переходная 13, 17
 — — прибрежной равнины 18
 — — «пустынная» 15
 — — смешанная 13, 17
 — — соленых озер 16
 Обстановки осадконакопления, перечень 19
 Обструктивный процесс 141
 «Ограниченная» циркуляция 18
 Озера, классификация Хатчинсона 141
 Озерные конкреции 260
 Окатанность обломочных частиц 118
 Онколиты 217
 Ооиды 279, 302
 Организмы зарывающиеся 199
 Организмы-индикаторы 266
 — образатели 281
 — рифостроители 288
 Орид, формация 298, 299, 300, 301
 Ориентировка зерен 119
 Осадок верхнеприливный 197
 — нижнеприливный 197
 — среднеприливный 197
 Остаточный гравий 41

- Остин, газовое месторождение 244
 Острова, мигрирующие в сторону моря 242
 — продвигающиеся в море 242
 — стационарные 242
 Остроконечность 233
 Отмели заплеска 249
 — приливо-отливные 238
 — эоловые 238
 Очоа (Кастил), формация 212, 223
- Паводок среднегодовой 135
 Падалесды 293
 Пайн-Айленд, барьер 248
 Палеоветры 59—60
 Палеопустыни 76—79
 Палеосоленость 260
 Палеотечений следы 161, 170
 Палеоэкология 240
 Параметры ориентировки 10
 Парашют-Крик, свита 164, 165
 Педимент 87, 102
 Перемещение полюсов 79
 Периконтинентальные моря, см. также
 краевые моря 254, 268
 Песчаники кварцевые, чистые 292
 Пизолиты 205
 Пиментейра, формация 55, 56
 Пирамбойа, формация 82
 План фаций 148
 Плейасовые отложения 89, 103, 105
 Пленочный монолит 48
 Поддонный отток 202
 Позвоночные 153
 Попо-Эйджи, формация 142, 149, 162, 175,
 178
 Популяции 125
 Правило фаций 147
 Поток однонаправленный 125
 Приливные протоки 234
 Приливо-отливная полоса 172
 Продюна 39
 Просеянные отложения 91—93
 Процесс (способ) осадконакопления 15, 20
- Регрессивное прилегание 246
 Ридж-Бейсин, группа 106
 Риу-ду-Расту 55
 Робертсон, месторождение 204, 211
 Рондонт, доломиты 214
 Рув, формация 157
 «Рурда» 59
 Русло 124
 — речное, стабильное 132
 Ряби амплитуда 44
 — индекс 42, 44
 — ветровой, знаки 42, 44
 — гранулярные знаки 44, 45
 — песчаная 44
- Сальтация 125
 Самбайба, формация 56, 80
 Сан-Андреас, формация 218, 219
 Сан-Габриель, сбросовая зона 106, 107
 Сантана, формация 82
 Сан-Хуан, бассейн 244
 Свальдбардийские дислокации 105
 «Свободная» циркуляция 18
 Себха 289
 Седар-Меса, толща 76, 77
 Седиментационные циклы 177, 181
- Серийные швы 31, 38
 «Серир» 41
 Серые глинистые сланцы 294
 Сестенооеды 282
 Сидерит 122
 Силы Кориолиса 59
 Синди, формация 214—216
 Скошенность 233
 — отрицательная 230
 — положительная 25, 231
 Следы жизнедеятельности 276
 Слик-Рок, свита 78
 Слоистость 98, 99, 161
 — «варвовидная» 164
 — водорослевая 179
 — градационная 95, 97, 164, 228
 — клиновидная 27
 — клиновидно-плоскостная 27
 — конволютная 47, 52, 179
 — косоволнистая 190, 194
 — мульдоя, мульдобразная 27, 118
 — параллельно-плоскостная 27
 — плоскосерийная 27
 — плоскостная 27
 — прямолинейная 27
 — смятия 46—53
 — сортированная 95, 97, 192
 — течениевая, горизонтальная 118
 — флазерная 190, 194
 Снайдервилл, свита 299
 Соленость 253
 — палеовод 157
 Сортированности показатели 92
 Способ осадконакопления 12, 15, 20
 Средний Навахо, песчаники 78
 Стеногалинные формы 261—264, 270
 Стони-Мауттен, формация 211
 Стоктон, формация 176
 Строматолитовые головки 289
 Строматолиты 214, 222, 280
 — SH-V-типа 217
 — LLN 214, 217, 222
 Структура поверхности зерен 118
 Субаквальная биосфера 240
 Субобстановка 141, 217
 — «инфратайдиальная» 211
 — мелководная морская 211
 Суперсоленые воды 200
 Сферичность обломочных частиц
 Сьерра-Гранди, формация 55, 57
 σ -стандартное отклонение 92
- Талли, известняки 301, 302—305
 Тансилл, формация 219
 Текстура абиогенная 275
 — врезания 92, 99
 — деформации 52
 — завихрения 275
 — заполнения 92, 99
 Текстура поверхности сползания 46
 — «птичьих глазки» 198, 199, 205, 217, 275,
 280, 289
 — рыхления 275
 — седиментационная 117
 — смятия 47
 — фстончатая 31
 Тенслип, песчаники 77
 Термополис, формация 244, 246
 Томпсон, сланцы 157
 «Топсет» 26

- Горонто, свита 299, 301
 «Тропическое ныряние» 268
 Турбидитные потоки 97
 — течения 230
 Турбидитовый конус 9
 Турбулентность области седиментации 274
- Уайт-Рим, песчаники 76, 77
 Углеводороды 157
 — «морского» происхождения 159
 — «неморского» происхождения 159
 Уйбер, песчаники 76, 77
 Уиллистон, бассейн 211
 Уингейт, песчаники 76, 78
 Уиндом, толща 303
 Уклон дна 254
 Уосатч, формация 179
 Уровень волнолома 288, 292, 293
 Уровни обстановок осадконакопления, определение 12
- Фангломераты 105, 106
 Фауна, морской комплекс 263
 — «смешанные» ассоциации 264
 — комплекс солоноватоводной фауны 263
 — стеногалинные формы 261—264, 270
 — транспортировка 264
 — эвригалинные формы 261, 263, 269, 270
 — эвдемичная 10
 Фаунтин, формация 105, 106
 Фациальная структура процесса осадконакопления 147
 Фациальный план отложений 180
 Фаши ардеслейские 105
 — забаровые 245
 — предбаровые 245
 — тыльной зоны бара 245
 Фашия Crusiana 278
 — Nereites 278
 — Scoyenia 278
 — Zoophycus 278
 Фитопланктон 298
- Флагстафф, формация 142
 Фланаган, месторождение 204, 209, 210, 222
 Флюорит 260
 Фосфорит 269, 302
 Фрио, формация 248
 ф-квартирное отклонение 92
- Харовые водоросли 152
 Хибнер, свита 298—300, 302
 Хлориты 122, 126
- Центральная платформа 204, 209
 Цикличность осадконакопления 173
- Чагуотер, формация 178
 Чероки, формация 247
 Чинл, формация 76, 78
- Шамозит 259, 302
 Широты поворота 59
 Шнурковые пески 245, 246
 — — Бартлесвилл 247
 Шоуни, группа 299
- Эвапорит-карбонатные породы 213
 Эвапоритов аккумуляция 199
 Эвапориты 155
 Эвригалинные формы 261, 263, 269, 270
 Эдвардс, формация 220
 Экологический стресс 151, 294
 Эль-Пасо, группа 214—216
 Эйтрадо, песчаники 77
 Эолинит 35
 Эпиконтинентальные моря, см. также эпейрогенические моря 254, 268
 — — современные 289
 Эпипланктон 285
 Эрги 59
 Эрозия ветровая 30
- Юинта, озеро 147
 Юинта, формация 179

УКАЗАТЕЛЬ ГЕОГРАФИЧЕСКИХ НАЗВАНИЙ

- Айдахо, штат 142, 178
 Айова, штат 294, 299, 300, 309
 Акадийское нагорье 307, 308
 Алис-Спрингс 130
 Альберта, провинция 306
 Альпы, горы 257, 267
 Амазонка, река 57, 67, 79, 136, 256
 Андрос, остров 198, 290
 Анды, горы 83
 Аппалачи, горы 107, 267
 Аравийский полуостров 22
 Аракажу 50, 67, 68, 71, 212
 Арансас, залив 270, 287
 Арафурское море 306, 307, 309
 Аризона, штат 76, 77, 87, 98, 142
 Арканзас, штат 121
 Арнемленд, мыс 309
 Аутер-Банкс 226, 227, 235, 236
- Багамские острова 37, 273, 292
 Баия, штат 65—68, 71
 Байкал, озеро 145
 Балнеарну-Жагуаруна 73
 Балнеарцу-Ринкау 73
 Балтийское море 241, 270, 271, 298, 307
 Барра-ду-Сул 39—41, 67, 73
 Барру-Прету 74
 Баффинов залив 264
 Белем 67
 Беллингс 244
 Белл-Крик, месторождение 244, 246
 Бермудские острова 35, 37
 Биллингс 244, 245
 Бирмингем 80
 Блэк-Хилс 219
 Бокана-де-Вирриаль, бассейн 202, 203
 Большая Багамская банка 279, 290
 Большое Соленое озеро 155, 160, 175, 176, 280, 281
 Бонайра, остров 198, 200
 Бонвилл, озеро 142
 Босфор, пролив 271
 Бохайвань, залив 295, 296, 307
 Бразос, река 113
- Вадензе, залив 197, 198
 Вайоминг, штат 76, 77, 121, 142, 149, 155, 158, 163, 175, 178, 179, 220, 246
 Великие равнины 131, 132, 138
 Вермилион, река 171
 Вестерн-Интеритор 267
 Висксберг 136
 Виктория, озеро 174
 Вильгельмсгафен 189
 Виргиния, штат 227
 Висконсин, штат 153
- Галвестон 227, 228, 242, 243, 245, 246
 Гаранаба 73
 Гейнс, округ 204
 Гельголандская бухта 189—192
 Гималаи, горы 87
 Гоziут, озеро 142, 155, 175, 179
 Гояс, штат 56, 80
- Грейт-Санд-Дьюнс 35
 Грин-Бей, залив 260
 Грин-Ривер, озера 155, 281
 Гросус 55
 Гудзонов залив 307
- Делавэр, залив 13
 Денвер 12
 Джорджия, штат 234
 Дисмал, болото 242
 Долина Смерти 88, 93
 Дьябло, хребет 97, 101, 102
- Жайкос 55
 Желтое море 295, 296, 307
- Залима 35
 Западная Виргиния, штат 177
 Западный Фресно, округ 92, 103
 Зенкенберг 189
- Игуасу, река 55
 Имбитуба 29
 Индепенденсия 56
 Индиана, штат 217
 Ипанема 39
 Итапеца 71
- Кабу-Фриу 67, 68, 71
 Калахари, пустыня 59
 Калимантан, остров 259
 Калифорния, штат 18, 25, 35, 44, 45, 53, 60, 61, 77, 88, 90, 92—97, 106, 107, 142, 256
 Калифорнийский залив 190, 193
 Канзас, штат 247, 253, 256, 279, 294, 295, 299, 300
 Капауда-Каноа 74
 Кара-Богаз-Гол, залив 203, 257
 Карибское море 287, 290, 292
 Карпентария, залив 307, 309
 Карретера 74
 Каспийское море 257
 Катар 198, 200
 Каттегат, пролив 271
 Кейп-Йорк, полуостров 309
 Кенеди, округ 230
 Кингс-Ривер, река 101
 Кларалвен, река 111, 116
 Колорадо, плато 38, 42, 55, 60, 76—79, 147
 — река 190, 193
 — штат 12, 35, 76, 105, 106, 129, 142, 155, 164, 178, 179, 256, 271
 Конго, река 59
 Коннектикут, озеро 170
 Констанце, озеро 161
 Корпус-Кристи, канал 235, 236
 Коста-де-Найарит 18
 Красное море 202, 203, 254
 Крейтер-Лейк, озеро 164
 Куритиба 22
- Лагоа 70, 73
 Лагоа-дус-Патос 72
 Лагуна 73

- Лажис 55
 Ла-Плата 57, 79
 Ларнака 203
 Лахонтан, озеро 142
 Ливийская пустыня 27, 59
 Лпано-Эстакадо 62
 Луизиана 13, 18, 248, 255
 Луис-Коррея 71
- Малые Антильские острова 200
 Маррамбиджи, река 132
 Матанг, остров 26, 61, 75, 232, 237
 Мату-Гросу, штат 56, 80
 Мафра 55
 Мекостс, округ 244
 Мексиканский залив 53, 157, 158, 229, 230, 233, 234, 240, 241, 247, 248, 264, 270—272, 287, 290—292, 295
 Мид, озеро 164
 Минас-Жерайс, штат 56, 80
 Миссисипи, река 13, 14, 119, 120, 136, 227, 255
 Миссури, штат 309
 Мичиган, озеро 24, 44, 260
 — штат 244, 309
 Мойн 308
 Монтана, штат 211, 212, 219, 221, 244, 245
 Монтевидео 75
 Морру-дус-Конвентус 73
 Мраморное море 271
 Мэриленд, штат 217
- Навахо, округ 62
 Натал 56, 68, 71
 Небраска, штат 135
 Невада, штат 77, 90, 142
 Нигер, река 227, 259
 Нил, река 59
 Новая Гвинея, остров 307—309
 — Шотландия, провинция 256
 Новый Южный Уэльс, штат 132, 137
 Нью-Брансуик, провинция 177
 Нью-Джерси, штат 142, 144, 148, 155, 175, 176, 178, 227
 Нью-Йорк, штат 173, 213, 255, 267, 281, 293, 301, 303, 305, 306, 309
 Нью-Мексико, штат 27, 28, 30, 41, 55, 62, 63, 76, 142, 171, 218—220, 244, 245
 Ньюфаундленд, остров 308
- Оберлин 141
 Обидус 136
 Огайо, штат 141, 177, 256, 302
 Оклахома, штат 121, 243, 247, 294, 299—301
 Орегон, штат 62
 Ориноко, река 259
 Остин 244
- Падре, полуостров 226—231, 233—235, 237—239, 242, 243
 Памлико, залив 13
 Пара, штат 67, 71
 Паракуру 71
 Парана, штат 22, 27, 28, 32, 36, 41, 42, 48, 55, 56, 67, 71, 74, 75, 80, 82, 83
 Парнаиба, река 55, 67
 Пассу-ди-Горрес 73
 Паудер, река 244, 246
 Паула-Фрейтас 55, 56
 Пенсильвания, штат 142, 175—178
- Пернамбуку 68
 Персидский залив 198—200, 202, 203, 254, 257, 279, 287, 289, 290, 307
 Пиауи, штат 56, 67, 68, 71
 Пикус 55
 Пиньейру 73
 Прайа-да-Фигуеринья 74
 Прайа-ди-Лесте 48, 52, 67
 Прайа-дос-Инглесес 70, 73
 Прайа-ду-Пантано-ду-Сул 70, 73
 Прайа-ду-Сантиньо 70, 73
 Пунта-дель-Эсте 75
- Равен-Ридж 164
 Регенерасио 56
 Ресифи 68
 Риверайн, равнина 137, 138
 Рио-Гранде, река 112
 Рио-де-Жанейро, штат 67, 68, 71
 Риу-Гранди-ду-Норти, штат 68, 71
 Риу-Гранди-ду-Сул, штат 74, 75, 80
 Риу-Клару 54, 55
 Род-Айленд, остров 240, 242, 243
 Руб-эль-Хали, пустыня 24
- Салинополис 67, 71
 Сальва, залив 203
 Сальвадор 65, 67
 Сан-Бенту-ду-Норти 71
 Сан-Карлос 54, 55
 Сан-Николас, остров 55
 Сан-Огастин, озеро 142
 Сан-Паулу 80, 82
 Сан-Паулу, штат 54—56
 Санта-Катарина, горы 98
 — остров 70, 73, 74
 — штат 29, 31, 39, 41, 55, 56, 67, 70, 73—75, 80, 83
 Санта-Мария 55, 56
 Сан-Фелипе 190
 Сан-Хоакин, река 90, 101
 Сан-Эмигдио, горы 95
 Саргассово море 298
 Саут-Берд-Айленд 226, 228—230, 242
 Саут-Потреро-Лопено 228, 230
 Сахара, пустыня 22, 59, 60, 83
 Сеара, штат 68, 71
 Северная Каролина, штат 226, 228, 235, 236, 242, 308
 Северное море 191, 192, 241, 307
 Северо-Гвинейское нагорье 307
 Сейбр, мыс 172
 Сенека, озеро 173
 Сержиши, штат 50, 67, 68, 71
 Серлс, озеро 142, 154, 155
 Сиамский залив 307
 Сидрейра 74
 Симпсон, пустыня 130
 Скаллинген 24
 Солт-Лейк 141
 Солтон-Си, озеро 24
 Спринг, горы 90
 Средиземное море 9, 58
 Сьерра-Невада, горы
- Талса 111
 Техас, штат 26, 61, 75, 204, 206, 212, 214, 220—222, 226—228, 231—233—236, 239—243, 245, 248, 255, 267, 268, 271, 272, 279, 287, 306

- Тибау 71
Тиморское море 307
Торрес 73, 74
Тринидад, остров 56
- Уайт, горы 94
Уайт-Сандс, заповедник 30
Убераба 55
Уилласи, округ 230
- Фернанду-ди-Норонья, остров 67, 68, 71
Финк, река 130
Флорианополис 72
Флорида, штат 13, 14, 172, 279
Флорида-Кис, острова 226
Флоридский залив 199
— пролив 203
Флорисхант, озеро 152
Фресно, округ 96, 97
- Хатгерас, мыс 13
Херп 248
- Холломен 63
Хуанхэ, река 295—297
- Чако 65
Чарлстаун, остров 242, 243
Чарлстон, озеро 240
Черное море 270, 271, 297, 300
- Шарк, залив 202, 203
Шотландия 105—107, 177
Шпицберген, остров 129
Шропшир, графство 80
- Эгейское море 271
Эль-Пинар 74
Энрикэ, озеро 73
Эри, озеро 303
- Южно-Китайское море 307
Юта, штат 76, 77, 141, 142, 144, 147, 160,
163, 164, 175, 178, 179, 280, 281
- Яванское море 307

ИМЕННОЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Адамс (Adams) 211, 222
 Аллен (Allen) 114, 273
 Армстронг (Armstrong) 220, 222
 Багнольд (Bagnold) 23, 63
 Басс (Bass) 157, 243, 247
 Батхерс (Bathurst) 220
 Бейкер (Baker) 153
 Берг (Berg) 246, 247
 Бернард (Bernard) 111, 243
 Беррихилл (Berryhill) 226
 Бехренс (Behrens) 264
 Бигарелла (Bigarella) 22, 32, 37, 39, 55, 80
 Блиссенбах (Blissenbach) 104
 Блук (Bluck) 217, 218
 Бойд (Boyd) 248
 Болл (Ball) 246
 Борхерт (Borchert) 155, 156
 Боулз (Bowles) 219
 Браддок (Braddock) 219
 Бретц (Bretz) 37
 Бронгерсма-Сандерс (Brongersma-Sanders) 298
 Брэдли (Bradley) 153, 156, 162, 170, 173, 174, 179, 230
 Булл (Bull) 87
 Вальтер (Walter) 148
 Ван-Беммелен (Van Bemmelen) 307
 Ван-Страатен (Van Straaten) 217
 Ван-Хаутен (Van Houten) 162, 176, 177
 Вильсон (Wilson) 151, 162
 Вишер (Visher) 5, 111, 147, 148, 162
 Гаррисон (Garrison) 257, 260
 Гебелейн (Gebelein) 172
 Геккел (Heckel) 253
 Генри (Henry) 232
 Гилберт (Gilbert) 111
 Гиле (Gile) 89
 Говард (Howard) 106, 277
 Голдмен (Goldman) 302
 Голдринг (Goldring) 277
 Гоффман (Hoffman) 172
 Грейнер (Greiner) 162
 Грим (Grim) 158
 Гроссман (Grossman) 241
 Грабо (Grabau) 296, 297
 Гулд (Gould) 5, 6, 9
 Гюнтер (Gunter) 270
 Дайр (Dyer) 248
 Данбар (Dunbar) 14, 15, 18, 253, 305
 Дартон (Darton) 162
 Дегенс (Degens) 260
 Де-Гроот (De Groot) 219
 Дженсен (Jensen) 159
 Джонсон (Johnson) 152
 Джоуплинг (Jopling) 119, 120
 Дикинсон (Dickinson) 5, 213, 226
 Дикки (Dickey) 157
 Диллон (Dillon) 240
 Добкинс (Dobkins) 119
 Дрюс (Drewes) 104
 Дэвис (Davies) 198, 246—248
 Зангерл (Zangerl) 298
 Ирвин (Irwin) 287, 290
 Кайндл (Kindle) 170
 Каутиньо (Coutinho) 80
 Келлер (Keller) 157
 Кеннеди (Kennedy) 111
 Кинсман (Kinsman) 254
 Кит (Keith) 157
 Клейн (Klein) 101, 162
 Клифтон (Clifton) 18
 Коды (Cody) 157
 Колби (Colby) 137
 Конлей (Conley) 294
 Крамбейн (Krumbein) 157, 160
 Крашениников 6
 Кресси (Cressey) 24
 Кринсли (Krinnsley) 118
 Кросби (Crosby) 5, 7, 12
 Кроули (Crowley) 156
 Кроуэлл (Crowell) 106, 107
 Кульман (Kuhlman) 22—24
 Купер (Cooper) 32, 62 303
 Кюнен (Kuenen) 232
 Лайбнек (Lineback) 254
 Ла-Порт (LaPorte) 213, 214, 217, 305
 Ла-Роке (La Rocque) 150, 152
 Лауенстам (Lowenstam) 260
 Леггет (Legget) 89
 Деман (Lehman) 241
 Леонов 6
 Леопольд (Leopold) 111, 129
 Лонгвелл (Longwell) 147
 Лонка (Lonka) 157
 Лумис (Loomis) 305
 Лусия (Lucia) 5, 196, 280
 Лустиг (Lustig) 105
 Маглеби (Magleby) 101
 Мак-Алистер (McAlester) 277
 Макарова 6
 Мак-Брайд (McBridge) 75, 232
 Маккензи (Mackenzie) 37
 Мак-Ки (McKee) 20, 23, 24, 27, 30—32, 34, 37, 38, 41, 118, 155, 233
 Мак-Коннел (McConnell) 260
 Маттер (Matter) 217
 Мейер (Major) 111
 Мейсон (Mason) 233
 Мерк (Merk) 35
 Меррей (Murray) 218
 Мерретт (Merrett) 264
 Миноура (Minoura) 267
 Моды-Стюарт (Moody-Stuart) 129
 Монтенегро (Montenegro) 80
 Морисава (Morisawa) 129
 Мосс (Moss) 119
 Мур (Moore) 291, 295, 298

- Мьюр (Muir) 155
 Мэкин (Maskin) 111
 Мэтьюз (Matthews) 290
 Мюллер (Muller) 161
- Наливкин 6, 7
 Нильсен (Nilsen) 99
 Норрис К. (Norris K.) 23
 Норрис Р. (Norris R.) 23
 Ньюэлл (Newell) 284
- Одум (Odum) 274
- Павлов 7, 87
 Парди (Purdy) 279, 282, 290
 Паркер (Parker) 240
 Пассега (Passega) 97
 Пек (Peck) 152
 Перкинс (Perkins) 217, 218
 Петтиджон (Pettijohn) 274
 Пикард (Picard) 141, 157, 160, 171
 Пличка (Plicka) 278
 Повер (Poser) 57
 Попов 6
 Попп (Popp) 39
 Поренга (Porrenga) 259
 Поттер (Potter) 114, 157, 274
 Прайс (Price) 62, 260
- Раснак (Rusnak) 239, 279
 Резак (Rezak) 152
 Рейнек (Reineck) 5, 189
 Ривс (Reeves) 173
 Рихтер (Richter) 276
 Рихтер-Бернбург (Richter-Bernburg) 257
 Рич (Rich) 243
 Ричардсон (Richardson) 298
 Родс (Rhoads) 277
 Родда (Rodda) 220, 222
 Роджерс (Rodgers) 14, 15, 18, 230, 253, 306
 Родс (Rhodes) 211, 222
 Рол (Roehl) 211
 Рухин 6
- Сабинс (Sabins) 245
 Сандборг (Sundborg) 111
 Сандерс (Sanders) 160, 170, 272
 Свердруп (Sverdrup) 18
 Сейлахер (Seilacher) 277, 278
 Сейлс (Sayles) 35
 Селли (Selley) 172
 Силер (Siler) 241
 Сильверман (Silverman) 158, 159
 Симмонс (Simmons) 241
 Симонс (Simons) 111
 Скотт (Scott) 241
 Скратон (Scruton) 258, 291
 Слосс (Sloss) 157, 160, 258
 Соренфрей (Sorgenfrie) 241
 Стантон (Stanton) 218
 Стеннард (Stannard) 138
 Стивенс (Stevens) 271
 Стронг (Strong) 230
 Стюарт (Stewart) 157
 Суэйн (Swain) 157
- Таннер (Tanner) 171
 Таппан (Tappan) 241
 Твенхофел (Twenhofel) 145, 147, 162, 306
 Тиббиттс (Tibbitts) 27, 34, 41
 Тод (Thode) 159
 Томас (Thomas) 193
 Траск (Trask) 92
 Тройелл (Troell) 301
- Уивер (Weaver) 158
 Уильямс (Williams) 106
 Уокер (Walker) 157
 Уолмен (Wolman) 111
 Уэллер (Weller) 295
- Фанесток (Fahnestock) 113
 Фейрбридж (Fairbridge) 63
 Фет (Feth) 147, 150, 153, 155, 160
 Филиппов 6
 Финкел (Finkel) 23
 Фиск (Fisk) 239
 Фишер (Fischer) 220, 222, 257, 260, 270, 305
 Флегер (Phleger) 240, 241
 Фолк (Folk) 119, 233
 Форд (Ford) 23
 Фридман (Friedman) 119, 160, 230, 234
 Фримен (Freeman) 280
- Халсмен (Hulsemann) 274
 Хансен (Hansen) 24
 Хант (Hunt) 157
 Хармс (Harms) 113, 136
 Хатчинсон (Hutchinson) 141
 Хеджпет (Hedgpath) 254
 Хей (Hay) 156
 Хейс (Hayes) 75, 228, 230, 232
 Хесслер (Hessler) 272
 Хилд (Heald) 232
 Хойт (Hoyt) 232
 Холмс (Holmes) 226
 Хоффмейстер (Hoffmeister) 279
 Хук (Hooke) 92, 103, 104
 Хюнтцель (Häntzchel) 277
- Шамм (Schumm) 5, 129, 132
 Шанцер 6
 Шарп (Sharp) 23, 35, 44, 61
 Шелтон (Shelton) 245, 246
 Шентон (Shenton) 241
 Шепард (Shepard) 20, 227, 230, 232, 234, 291
 Шёттле (Schöttle) 161
 Шинн (Shinn) 199, 200
 Шмальц (Schmalz) 257
 Шопф (Schopf) 151
 Шоттон (Shotton) 79, 80
 Шоу (Shao) 255, 257, 288
- Эвами (Evamy) 219, 220
 Эванс (Evans) 298—301
 Эйджер (Ager) 240, 241
 Эмери (Emery) 257
 Эндрюс (Andrews) 237
 Эпштейн (Epstein) 158, 159

СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	5
Х. ГУЛД. ПРИЗНАКИ ОБСТАНОВОК ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ — КЛЮЧ К ПОЗНАНИЮ СТРАТИГРАФИИ. <i>Перевод И. П. Лаврушко</i>	9
Э. КРОСБИ. КЛАССИФИКАЦИЯ ОБСТАНОВОК ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ. <i>Перевод И. П. Лаврушко</i>	12
ДЖ. БИГАРЕЛЛА. ЭОЛОВЫЕ ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ: ХАРАКТЕРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ, МЕТОДЫ ИХ РАСПОЗНАВАНИЯ И ЗНАЧЕНИЕ. <i>Перевод И. П. Лаврушко</i>	22
У. БУЛЛ. ВЫЯВЛЕНИЕ В СТРАТИГРАФИЧЕСКОМ РАЗРЕЗЕ ОТЛОЖЕНИЙ ПРОЛЮВИАЛЬНЫХ КОНУСОВ ВЫНОСА. <i>Перевод И. П. Лаврушко</i>	87
Г. ВИШЕР. ФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ. <i>Перевод И. П. Лаврушко</i>	111
С. ШАММ. РУСЛА ПАЛЕОРЕК. <i>Перевод И. П. Лаврушко</i>	129
М. ПИКАРД и Л. ХАЙ МЛ. КРИТЕРИИ РАСПОЗНАВАНИЯ ПОРОД ОЗЕРНОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ. <i>Перевод И. П. Лаврушко</i>	144
Г. РЕЙНЕК. ПРИЛИВО-ОТЛИВНЫЕ РАВНИНЫ. <i>Перевод И. П. Лаврушко</i>	189
Ф. ЛУСИЯ. ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ В ОБСТАНОВКЕ ЭВАПОРИТ-КАРБОНАТНОЙ БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ. <i>Перевод Ю. Г. Такаева</i>	196
К. ДИККИНСОН, Г. БЕРРИХИЛЛ МЛ., Ч. ХОЛМС. РАСПОЗНАВАНИЕ БАРОВЫХ БЕРЕГОВЫХ ЗОН. <i>Перевод Ю. Г. Такаева</i>	226
Ф. ГЕККЕЛ. РАСПОЗНАВАНИЕ МЕЛКОВОДНОЙ МОРСКОЙ ПАЛЕООБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ. <i>Перевод Ю. Г. Такаева</i>	253
ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ	318
УКАЗАТЕЛЬ ГЕОГРАФИЧЕСКИХ НАЗВАНИЙ	322
ИМЕННОЙ УКАЗАТЕЛЬ	325

УВАЖАЕМЫЙ ЧИТАТЕЛЬ!

Ваши замечания о содержании книги, ее оформлении, качестве перевода и другие просим присылать по адресу: 129820, Москва, И-110, ГСП, 1-й Рижский пер., д. 2, издательство «Мир».

УСЛОВИЯ ДРЕВНЕГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Редактор В. Краснова
Художник А. Смеляков
Художественный редактор В. Бисенгалиев
Технический редактор Н. Иовлева
Корректоры Баранова Н. И. и Киселева В. И.

Сдано в набор 17/VI 1974 г. Подписано к печати 1/XI 1974 г.
Бумага тип. № 1 70×108¹/₁₆ = 10,25 бум. л. 28,70 печ. л. Уч.-изд. л. 31,02.
Изд. № 5/6985. Цена 3 р. 42 к. Зак. 0409

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МИР»
Москва, 1-й Рижский пер., 2

Ордена Трудового Красного Знамени Московская типография № 7 «Искра революции»
Союзполиграфпрома при Государственном комитете Совета Министров СССР по делам издательств,
полиграфии и книжной торговли
Москва, К-1, Трехпрудный пер., 9

1199