

Р. Ч. Селли

ДРЕВНИЕ ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Перевод с английского
доктора геолого-минералогических наук
А. А. НИКОНОВА и К. И. НИКОНОВОЙ



МОСКВА "НЕДРА" 1989

ПРЕДИСЛОВИЕ К ПЕРВОМУ ИЗДАНИЮ

В этой книге автор попытался показать, как распознаются обстановки накопления осадочных пород. Книга представляет собой вводный курс и не адресована специалистам-седиментологам. Она рассчитана на читателя с определенным объемом геологических знаний.

В последние годы анализ условий накопления древних осадочных пород получил дальнейшее развитие, будучи подкреплен интенсивными исследованиями их современных аналогов. Таким образом, тезис Джейки «настоящее — ключ к прошлому» — может теперь использоваться с большей точностью. Хотя понимание современных процессов и обстановок играет решающую роль при интерпретации их древних аналогов, в задачи этой книги не входит детальное описание первых. Тем не менее автор попытался суммировать результаты таких исследований, пожертвовав в интересах краткости изложения подробностями. Это неизбежно привело к определенным обобщениям; автор по мере сил постарался преодолеть данный недостаток и снабдил книгу библиографическими ссылками на исследования, посвященные описанию современных осадков*.

Экономическая значимость анализа обстановок накопления древних осадочных образований с каждым годом возрастает. Даже при том, что мировое потребление нефти и газа в 1970—1980 гг. сохранится на уровне их современной добычи**, поиски этих ископаемых все больше и больше должны будут ориентироваться на более трудно распознаваемые, стратиграфически контролируемые залежи.

Аналогично этому анализ условий осадконакопления является неотъемлемой частью работ по локализации металлических рудных тел в отложениях с фациально контролируемой геометрией.

Книга открывается рассмотрением принципов классификации обстановок и оценкой методов их определения в случае древних отложений.

В каждой из последующих глав описывается та или иная конкретная осадочная обстановка, причем вначале суммируются ее характерные признаки на поверхности Земли в настоящее время. Далее приводятся примеры древних обстановок и делаются выводы об их происхождении. Затем следует общая дискуссия по про-

* В русском издании список литературы, который дается в конце книги, значительно сокращен за счет исключения ряда региональных работ и исследований, посвященных частным вопросам (в тексте упоминания имени автора, часто с указанием названия работы, сохранены); когда речь идет о статьях различных авторов, включенных в один и тот же сборник, ссылки даются на это издание, причем предпочтение отдается более новым работам. (Здесь и далее — примеч. перев.)

** Первое издание книги выпущено в 1969 г.

блемам идентификации обстановок накопления древних отложений; включает главу краткий обзор экономической значимости последних.

Ни перечень обстановок, ни обсуждение экономических аспектов не являются исчерпывающими. Однако автор надеется, что приведенных примеров достаточно, чтобы показать, каким образом может быть установлена обстановка накопления осадочной породы и как седиментология может быть использована при поисках полезных ископаемых.

При рассмотрении экономических аспектов различных обстановок предпочтение отдается геологии нефти и газа за счет горного дела, гидрологии и инженерной геологии. И это отнюдь не случайно. Нефтедобывающая промышленность является самым крупным работодателем по отношению к геологам, ориентированным именно на седиментологические исследования, а кроме того, она сделала больше для развития и использования седиментологии в практике поисковых работ, чем все остальные отрасли промышленности, занятые разведкой и добычей полезных ископаемых.

Критически настроенный читатель замечит, что в книге на равных началах используются метры и футы, километры и мили*. Поскольку нефтедобывающая промышленность отказывается от применения метрической системы, студентам следует научиться быстро переводить одни меры в другие. Переводная шкала дана на первом рисунке.

Январь 1970 г
Триполи, Ливия.

Ричард Ч. Селли

ПРЕДИСЛОВИЕ КО ВТОРОМУ ИЗДАНИЮ

Я приступил к написанию первого варианта этой книги, проработав около 10 лет в университете, ведя исследования и обучая студентов методам распознавания обстановок накопления осадочных пород там, где они обнажаются на земной поверхности.

Книга была написана в первые три месяца моей последующей работы в области практической геологии, связанной с добычей полезных ископаемых. С тех пор значительную часть своего времени я посвятил изучению методов определения условий накопления погребенных отложений по данным бурения. Это оказалось значительно более интересным занятием, ибо при меньшем количестве данных и полном отличии методов от тех, которые применяются при поверхностных исследованиях, экономическое значение получаемых выводов может быть огромным.

* В русском издании футы и мили переведены соответственно в метры и километры.

Новое издание книги отражает приобретенный мною опыт. Вводная глава включает рассмотрение методов подповерхностного анализа фации*, а в последующих главах обсуждаются критерии, на основании которых каждая обстановка может быть распознана при залегании пород на глубине

Я обновил и библиографию, но поскольку, как показывают реферативные издания (GeoAbstracts) по разделу «Седиментология», со времени выхода первого издания этой книги было опубликовано 200 000 статей, я вполне мог пропустить несколько важных работ. Я заранее прошу прощения у рецензентов, ибо как подсказывает мне мой опыт, среди важных работ, ссылки на которые отсутствуют, неизбежно оказываются именно их работы

Август 1977 г
Империял Колледж

Ричард Ч Селли

ПРЕДИСЛОВИЕ К ТРЕТЬЕМУ ИЗДАНИЮ

Я написал эту книгу в том виде, как она была издана впервые, в том возрасте, когда человек бывает крайне впечатлительным. Я тогда только что завершил свою девятилетнюю работу в университете по интерпретации условий накопления осадков и приступил к работе в одной из нефтяных компаний. Таким образом, первое издание касалось интерпретации обстановок осадконакопления по обнажениям пород на поверхности, причем скорее с отвлеченных теоретических позиций, вне всякой связи с применением в вульгарных коммерческих целях

Я предпринял второе издание книги после семи лет исследования методов распознавания обстановок накопления погребенных осадочных пород при поисках и разведке нефти. Таким образом, второе издание значительно увеличилось в объеме за счет включения разделов, посвященных применению различных видов скважинного геофизического каротажа для анализа фаций в погребенном состоянии.

В последние несколько лет геофизическая разведка достигла потрясающих успехов. Развилась совершенно новая отрасль, получившая название «сейсмической стратиграфии», в которой общие представления об осадкообразовании используются для интерпретации сейсмических данных. Сейсмическими методами в настоящее время определяют положение русел, дельт, рифов, подводных конусов и других осадочных тел

В настоящее издание включены разделы по сейсмическим характеристикам осадочных фаций. Расширены также разделы, по-

* «Подповерхностный анализ, подповерхностная диагностика» или «подповерхностные исследования» здесь и далее — методы изучения погребенных геологических тел и отложений и структур на основании данных бурения и различных видов геофизических исследований

священные металлоносным осадочным образованиям и современным обстановкам. Введены и новые конкретные примеры. Автор предпринял также попытку выполнить непосильную задачу по обобщению списка литературы.

Сентябрь 1984 г.
Империзл Колледж, Лондон

Ричард Ч. Селли

БЛАГОДАРНОСТИ

Любой учебник в силу своей природы основывается на ранее опубликованных работах. Что касается данной книги, то это особенно справедливо, поскольку она построена с использованием уже известных примеров.

Поэтому я очень благодарен всем авторам, материалами которых я воспользовался, а также тем, кто согласился с таким самовольным использованием их работ, кто критически рассмотрел отдельные части рукописи и кто великодушно предоставил свои фотографии. Я приношу свою благодарность Дж. Р. Л. Аллену, А. Х. Боума, Дж. Д. Коллинсону, А. Хэллэму, А. Дж. Дженику, Л. Ф. Лербекмо, Н. Д. Ньюэлу, М. Д. Пикару, Х. Г. Ридингу, Д. Дж. Стэнли, У. Ф. Таннеру, Г. С. Више, Р. Г. Уокеру и Р. Дж. Веймару.

Верные заключения и интерпретации условий осадконакопления — заслуга авторов использованных мною материалов. Ошибки в изложении фактов и их интерпретации — на моей совести.

Мои коллеги по лаборатории (Oasis Geological Laboratory), особенно Др. Дж. Хи и Д. Беэрд, во многом способствовали улучшению текста этой книги.

Я благодарю также Ливийскую нефтяную компанию («Оазис ойл кампани инкорпорейшн») за разрешение на публикацию.

Я выражаю мою глубокую признательность проф. Дж. Саттону и администрации Империзл Колледжа, которые, предоставив мне отпуск, освободили от академической суеты сует и позволили уйти в тишину и спокойствие, свойственные учреждениям нефтедобывающей промышленности, чтобы написать эту книгу.

ГЛАВА I ВВЕДЕНИЕ

ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ФАЦИИ

Под обстановкой осадконакопления понимают географически ограниченный комплекс (часть земной поверхности), который по своим физическим, химическим и биологическим характеристикам отличается от сопредельных пространств. Это могут быть, например, пустыни, речные долины, дельты и т. д.

Три перечисленные характеристики включают в себя фауну и флору, геологию, геоморфологию, климат, условия выветривания, а в случае субаквальных обстановок — глубину бассейна, температуру и соленость воды, систему течений. Эти переменные тесно связаны одна с другой подобно нитям паутины и находятся в динамическом равновесии: изменение одной из переменных приводит к изменению всех остальных.

На поверхности Земли выделяют множество пустынь, озер, дельт, рифов и т. д.; при этом допускают, что существует некое конечное число обстановок осадконакопления. Данное утверждение нуждается в оговорке: во-первых, не существует двух совершенно аналогичных обстановок, а во-вторых, часто на земной поверхности различные обстановки незаметно переходят одна в другую.

Обстановки могут быть эрозионными, транзитными или седиментарными. В широком смысле, субаэральные обстановки — типично эрозионные, тогда как субаквальные в основном представляют собой области осадконакопления. Некоторые обстановки, в частности речные долины, характеризуются чередованием во времени фаз эрозии, равновесия и осадконакопления.

Эрозионные обстановки обычно приурочены к изрезанным горным цепям, в меньшей мере они встречаются вдоль скальных берегов. Поскольку они не отражаются в стратиграфических колонках, судить о них и их былом существовании можно лишь по близлежащим обломочным формациям.

Транзитные (или равновесные) обстановки встречаются и на суше, и в океане. Многие пустыни представляют собой равновесные поверхности, на которых отсутствуют как эрозионные, так и аккумуляционные процессы. Ветер может переносить песок в дюнах, но эти формы мигрируют обычно по размытой коренной породе или поверхности, сложенной гравием. Аналогично этому и многие континентальные шельфы характеризуются равновесными обстановками. Здесь также не происходит ни эрозии, ни накопления осадков, хотя, как и в пустыне, приливно-отливные песчаные волны могут мигрировать в пределах приливной зоны или по гравийному морскому дну. Равновесные обстановки установлены так-

же в глубоководной океанической среде. Скорости осадконакопления здесь могут быть столь малы, что скорость растворения осадка может оказаться равной скорости его аккумуляции. Равновесные обстановки, подобно эрозионным, фактически не приводят к накоплению обломочных образований. Обычно такие обстановки отражаются в стратиграфических колонках как несогласия. Поскольку порода ниже равновесной поверхности обычно бывает весьма хорошо сцементирована, то таким поверхностям часто отвечают резкие изменения скорости распространения волн по сравнению с вышележащими слоями, следовательно, они могут служить отражающими поверхностями при сейсмических исследованиях.

Седиментарные обстановки — это обстановки, в которых происходит аккумуляция. Именно они сохраняются в стратиграфических колонках в форме осадочных фаций.

Осадочная фация — тело осадочных пород, которое может быть выделено среди других тел по его геометрии (форме), литологии, осадочным текстурам, характеру палеотечений и ископаемому. Согласно общим геологическим представлениям, существует ограниченное число осадочных фаций, которые встречаются многократно в породах различного возраста по всему миру. Сравнение с современными осадками позволяет предположить, что их можно соотнести с современными обстановками осадконакопления. И здесь, как и в случае современных аналогов, при всем их сходстве не может быть двух совершенно идентичных фаций. Постепенные переходы между фациями также весьма распространены.

Осадочные фации — продукт обстановки особого типа — обстановки осадконакопления. Одна из главных трудностей при выяснении происхождения древних осадочных пород состоит в том, что, с одной стороны, они в значительной мере отражают условия осадконакопления, а с другой, в то же время наследуют особенности предшествующих, эрозионных или равновесных, фаз. Для примера обратимся к древним речным долинам. Профиль речного ложа отражает эрозионную обстановку, заполняющие его осадки зависят от исходных, или материнских, пород и гидравлических свойств течений, которые транспортировали (и отлагали) осадки, в то время как окатанные кости и древесина связаны с равновесными условиями вне русла. Только осадочные текстуры (и палеотечения) однозначно свидетельствуют об условиях накопления осадков.

Общие представления об обстановках осадконакопления и фациях приведены в табл. 1. Более детальное рассмотрение данных понятий в их исторической последовательности можно найти в работе Р. Селли [80].

Очень важно различать обстановки осадконакопления и осадочные фации. Установить условия накопления современных осадков несложно. Образец песка, отобранный сегодня на современном пляже, есть не что иное, как пляжевый песок. Однако при изучении древних осадочных образований деление на фации лучше все-

Соотношение между обстановками осадконакопления и фациями

Причина		→ Следствие	
<i>Процесс</i>			
Физический Химический Биологический	Обстановка осадконако- пления	{ Эрозионная Равновесная С накоплением осадков→	{ Геометрия Литология Осадочные тек- стуры Палеотечения Ископаемые

Таблица 2

Классификация обстановок осадконакопления

Континентальные обстановки	Переходные (береговые линии) обстановки	Морские обстановки
Речные: ветвящиеся русла меандрирующие реки Озерные Эоловые	Дельты: лопастные линейные Терригенные Смешанные карбонатно терригенные Карбонатные	Рифы Шельф Подводные каньоны Пелагическая зона

Примечание. Как и вообще все классификации, она имеет ряд недостатков и противоречий, которые обусловлены сложностью самих обстановок. Следует отметить, в частности, что эоловые отложения могут образоваться на гребнях барьерных островов, дельты формируются в морях и озерах; рифы встречаются как в пресной, так и в соленой воде.

го осуществлять на описательной основе; называть их согласно тем или другим обстановкам было бы неблагоприятно. Следовательно, правильнее говорить о фации галечных русловых песков, флишевых фациях и т. д., а не о аллювиальных или турбидитовых фациях.

Предпринималось много попыток классифицировать современные обстановки осадконакопления и древние осадочные фации [16, 62, 64, 83, 101].

Классификация обстановок осадконакопления в данной книге носит оригинальный характер, хотя в значительной мере опирается на все предшествующие классификации (табл. 2). Предлагаемая классификация не рассматривается как окончательная, она служит основой для обсуждения конкретных примеров, анализируемых в книге.

Современные обстановки осадконакопления обычно можно подразделить на субобстановки. Например, линейная береговая линия

1

часто включает комплекс барьерных островов, лагун и приливно-отливных отмелей, расположенных между главными аллювиальной и шельфовой обстановками. Подобным же образом могут быть подразделены на субфации древние осадочные фации, которые часто соотносят с теми или иными субобстановками.

СООТНОШЕНИЯ МЕЖДУ ФАЦИЯМИ, СЕРИЯМИ И СТРАТИГРАФИЕЙ

Обстановки осадконакопления на земном шаре соседствуют друг с другом, причем их взаимное расположение вполне закономерно и предсказуемо. Например, аллювиальная пойма может соединяться с приливно-отливной отмелью, которая, в свою очередь, может постепенно переходить через лагуну к барьерному острову и далее к открытому морю. Поскольку уровень моря непостоянен, береговая линия по отношению к континентальной обстановке то наступает, то отступает. В результате отлагаются серии согласных фаций с постепенными вертикальными переходами. Это важное соотношение между фациями и обстановками впервые было отмечено Иоганном Вальтером [105]; в настоящее время оно известно как закон Вальтера. Кратко он может быть сформулирован так: «Согласная вертикальная последовательность фаций порождается горизонтальной последовательностью обстановок» [54].

Позднее эта концепция развивалась в работах Д. А. Буша [9], который ввел понятия генетического инкремента и генетической серии. Генетический инкремент — это «масса осадочных пород, в которой фации или субфации генетически связаны друг с другом». Таким образом, типичный генетический инкремент может включать отдельную последовательность продвигающейся дельты с ее составными частями: продельтой, дельтовым склоном и отложениями фронта дельты. Генетическая серия — это согласная серия одного и того же генетического типа (рис. 1, 2).

Эти определения — не что иное, как формальный способ утверждения, что осадконакопление часто бывает цикличным. Перефразируя Дж. Оруэлла, можно сказать, что «...всякое осадконакопление циклично, но одно из них более циклично, чем другое». Описанию и анализу циклической седиментации посвящена обширная литература, рассмотренная в работе [22].

Из-за сложного взаимодействия процессов, контролирующих отложение осадочных серий, циклический характер осадков, даже если он существует, далеко не всегда «бросается в глаза». Вместо того, чтобы различать четыре субфации, расположенные в порядке ABCD, ABCD и т. д., принято выделять нечто, напоминающее такую композицию ABCABDCDAВ и т. д. Отсюда можно сделать вывод, что «идеальный» цикл — ABCD, однако этот вывод в своей основе глубоко субъективен.

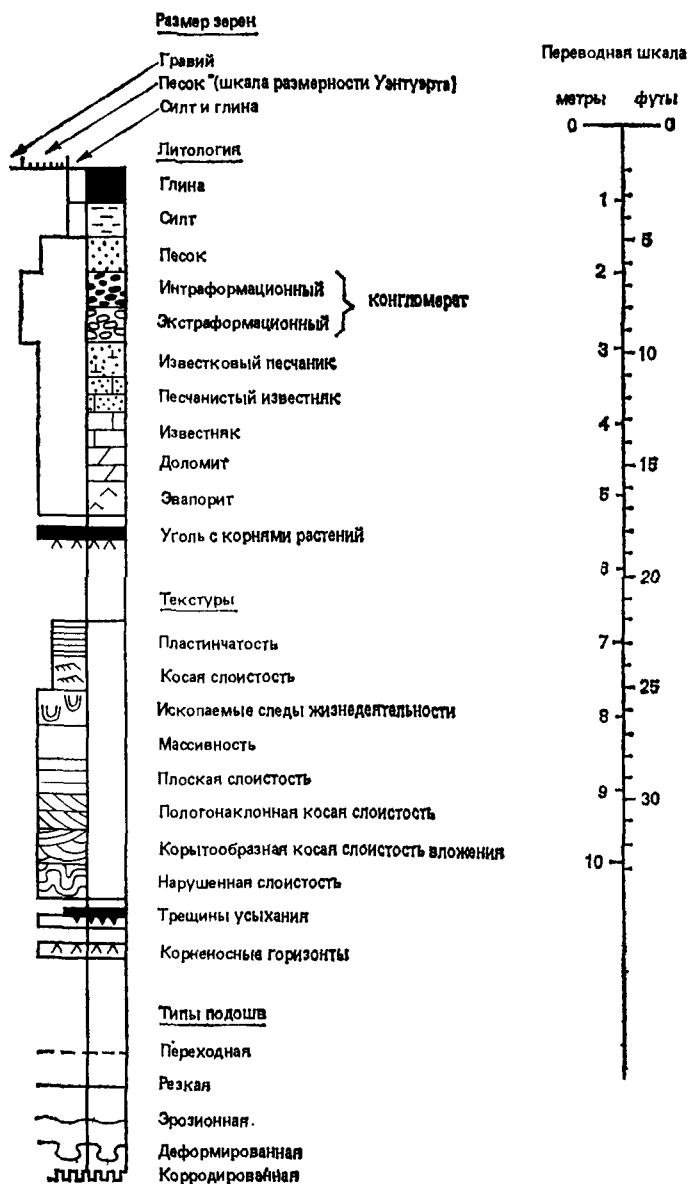


РИС. 1. Условные обозначения, применяемые в книге при построении детальных разрезов

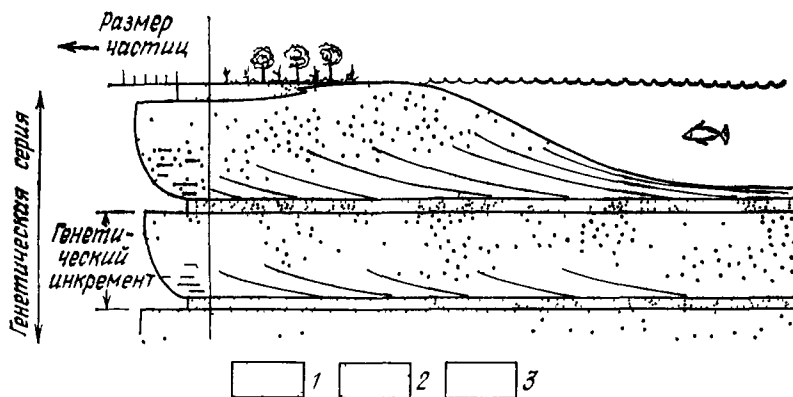


РИС 2 Геофантасмограмма, иллюстрирующая соотношение обстановок осадконакопления и фаций в соответствии с законом Вальтера и развитие генетических серий

Фация углистых песков (дельтовые условия) 1 — неморская угленосная субфация (субобстановка болота) 2 — субфация углистых песков (субобстановка фронт дельты) 3 — субфация морских сланцев (субобстановка дальняя прибрежная зона)

В последние годы визуальный анализ цикличности заменили статистические методы, которые ввиду их сложности могут быть легко поняты и использованы полевыми геологами [78]. Более сложная методика предполагает применение компьютера. Кроме того, она имеет тот недостаток, что требует ряда допущений в отношении геологических данных. Появление компьютеров даст возможность использовать для изучения цикличности осадкообразования все виды статистических данных как по реальным разрезам, так и по последовательностям, построенным искусственно путем компьютерного моделирования [52, 75].

Сразу после выявления циклического характера какой либо осадочной последовательности встает задача ее интерпретации. Циклогенерирующие процессы подразделяют на две группы

1) аутоциклические механизмы — возникают в осадочной призме и включают процессы миграции русел, раздвоения русел и миграцию баров,

2) аллоциклические механизмы — появляются в результате изменений, внешних по отношению к седиментарному телу (поднятия, опускания, изменения климата или эвстатические изменения уровня моря)

Один из наиболее интересных результатов изучения современных осадков — выяснение латеральной миграции субобстановок относительно друг друга в пределах области осадконакопления, приводящей к формированию закономерной последовательности субфаций. Так возникло более глубокое понимание роли аутоциклических механизмов в накоплении древних циклических толщ. До этого большее значение придавали аллоциклическим процессам.

Распознать аутоциклические механизмы в накоплении осадочной фации — значит найти способ идентификации соответствующей

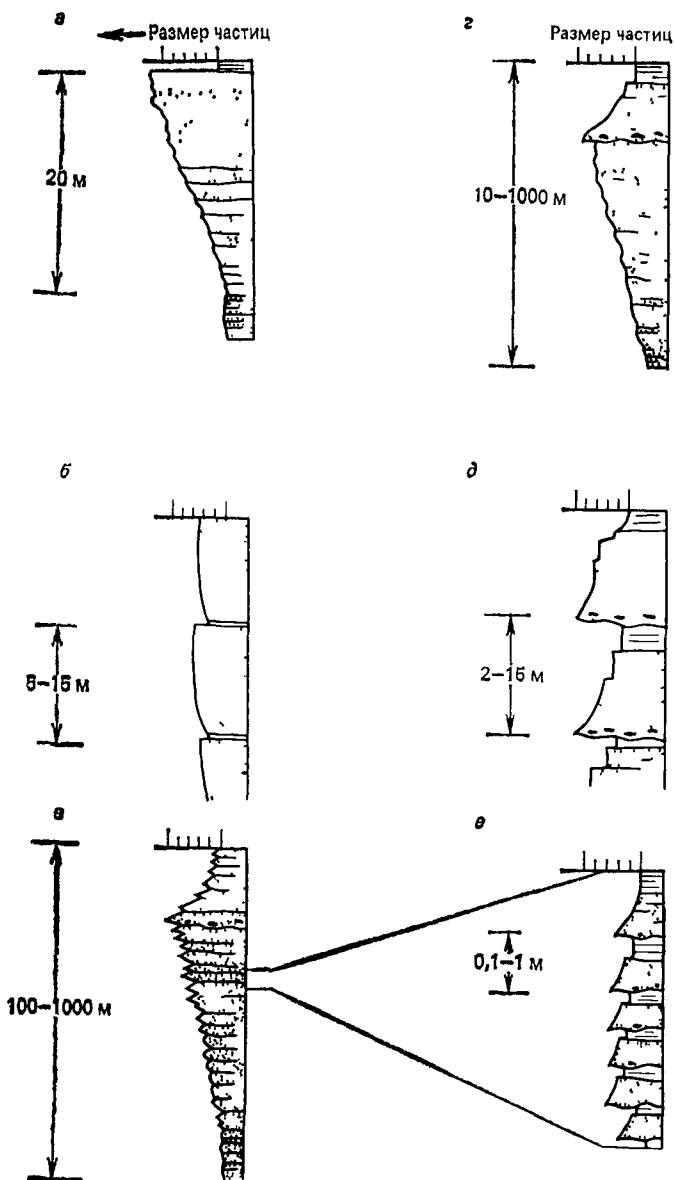


РИС. 3 Вертикальные гранулометрические разрезы, отвечающие некоторым обстановкам осадконакопления

а — регрессивный барьерный бар *б* — золотые дюны *в* — продвигающийся подводный кос и подводный каньон *г* — продвигающаяся дельта и рукав многоруслового потока *д* — пески меандрирующего русла *е* — турбидиты, мощность различных генетических инкрементов показана приблизительно

обстановки осадконакопления. На рис. 3 приведена идеализированная схема различных последовательностей аутоциклического происхождения, которые могут присутствовать в тех или иных фациях. Интересно отметить, что они могут быть выявлены исключительно на основе вертикальных вариаций в размере зерен без определения каких-либо иных параметров фаций. Такой подход может быть особенно результативен, как будет нами еще показано, при субповерхностных исследованиях.

МЕТОДЫ ДИАГНОСТИКИ ОБСТАНОВОК ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Существует много различных методов, которые можно использовать для диагностики обстановки накопления осадочных пород. Эти методы различаются весьма сильно и зависят от того, базируются ли они на информации, полученной при наземных исследованиях, или на данных бурения и геофизических работ. При написании этой книги существовала следующая альтернатива: описать и проанализировать методы, с помощью которых можно установить обстановки осадконакопления, или же показать применение этих методов при решении реальных специфических задач. Хотя последний подход более интересен, вначале будет сделан анализ разных методов, а потом будут показаны возможности их использования.

Как правило, диагностика условий осадконакопления должна базироваться на критической оценке всех имеющихся систем доказательств. Однако далеко не все необходимые данные действительно доступны исследователю. Это особенно справедливо в отношении субповерхностных исследований, когда главным источником получения необходимого материала служат сейсмические разрезы и результаты каротажа при минимальном использовании керновых образцов пород и шлама. В этих случаях не остается ничего иного, как использовать те факты, которые могут быть установлены на этой основе. В других ситуациях, например при изучении обнажений (хотя там может быть обилие фактов), для решающих определений искомой обстановки могут быть использованы лишь один — два фактора. В разных случаях большую значимость приобретают различные группы доказательств. Так, в основу распознавания рифа можно положить лишь литологические и палеонтологические данные. Дельта может быть идентифицирована по ее геометрии и изменению размерности зерен и осадочных текстур в вертикальном разрезе. Все это станет более понятным при дальнейшем изложении.

Методы анализа условий осадконакопления удобнее всего рассматривать по пяти определяющим характеристикам фации: геометрии, литологии, осадочным текстурам, характеру палеотечений и ископаемым. Затем будут проанализированы методы каротажа (разные его типы) применительно к интерпретации обстановки накопления погребенных осадков.

Геометрия (форма осадочных тел)

Общая форма осадочных тел (фаций) — функция предшествующих осадконакоплению топографии и геоморфологии среды осадконакопления и постседиментационной истории. Например, геометрия покровных песков, перекрывающих прежние поверхности суши, в значительной мере определяется геоморфологической стадией и процессами, которые происходили на данной территории в предшествующие эпохи. Причем этот признак лишь в незначительной степени может указывать на происхождение перекрывающих песков. Подобно этому постседиментационная эрозия и тектонические деформации изменяют геометрию фации и препятствуют использованию ее общей формы в качестве диагностического признака. Только при сохранении синседиментационной формы геометрия фации может выступать в качестве ценного диагностического критерия. Рис. 4 иллюстрирует некоторые важные формы фаций, которые можно распознать. При этом следует отметить, что одна и та же геометрия может отвечать различным условиям накопления фаций. Ложбины могут быть русловыми, дельтовыми, приливо-отливными или же подводными морскими каньонами. Конусы бывают аллювиальными, дельтовыми или подводными морскими. Сама по себе форма покрова очевидно не показательна с точки зрения диагностики обстановки накопления осадков, однако при детальном исследовании можно установить, что покров состоит из серии сливающихся русел, шнурковых залежей или других небольших тел.

Геометрия осадочной фации сравнительно легко поддается определению в случае ее выхода на земную поверхность и хорошей обнаженности. Для погребенных фаций применение данного признака невозможно. В этом случае традиционный подход предусматривал картирование геометрии фации на основе результатов бурения. Для обеспечения оптимального размещения каждого последующего пункта бурения обстановка накопления осадков интерпретировалась по каждой скважине. Однако в настоящее время сейсмические исследования позволяют установить форму фации задолго до бурения скважины. Сейсмические методы рассматривают во многих учебниках [5, 42, 12 и др.]. Сейчас развивается совершенно новый метод сейсмической интерпретации, широко известный как сейсмическая стратиграфия [48, 85]. При интерпретации сейсмических данных используют принятые стратиграфические и фациальные концепции (подробнее см. 59, 99].

При анализе сейсмических профилей часто обнаруживается, что их можно разделить на ряд элементов. Геометрия последних устанавливается на основе данных полной сейсмической съемки. Таким образом выявляют русла, конусы выноса, фации продвижения береговой линии в сторону моря (prograde) и многие другие формы. Как уже отмечалось, форма этих сейсмических элементов может служить диагностическим признаком при определении условий осадконакопления. Важным при восстановлении геологической

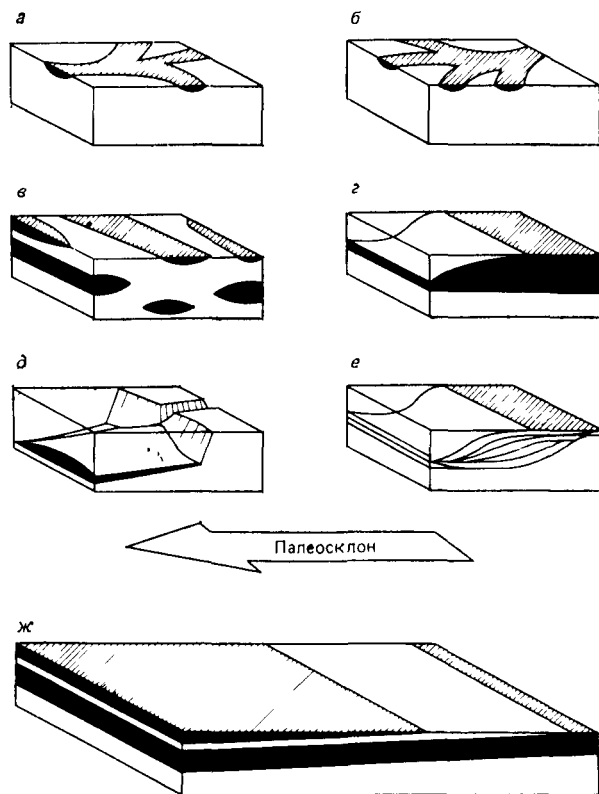


РИС. 4. Схематическое изображение различных форм фаций, соответствующих тем или иным древним обстановкам осадконакопления

а — сходящиеся ветвящиеся русла; *б* — расходящиеся ветвящиеся русла; *в* — шнурковые осадочные тела, *г* — прибрежный склон (bank); *д* — подводный конус, *е* — продвигающийся склон (формы продвижения береговой линии); *ж* — осадочные покровы (sheet, blanket)

истории района может оказаться и характер границ сейсмических элементов. Установлены [99] различные типы таких границ. Они могут быть согласными или несогласными. Первые встречаются реже, так как при наличии отражающих слоев их границы картируются с трудом, если только не существует значительных различий во внутренних сейсмических свойствах соседних элементов.

Несогласные границы бывают нескольких типов. Верхняя граница может представлять собой регрессивное прилегание («offlap» или, как его иногда называют, «toplap»). На основе одних лишь сейсмических результатов установить, обусловлена граница эрозионным срезанием или же она отражает регрессивный инкремент, отложенный при сохранении постоянного уровня моря, нельзя. Нижняя несогласная граница может представлять собой трансгрессивное прилегание («onlap») или регрессивное налегание («downlap»). Как правило, трансгрессивное прилегание бывает вы-

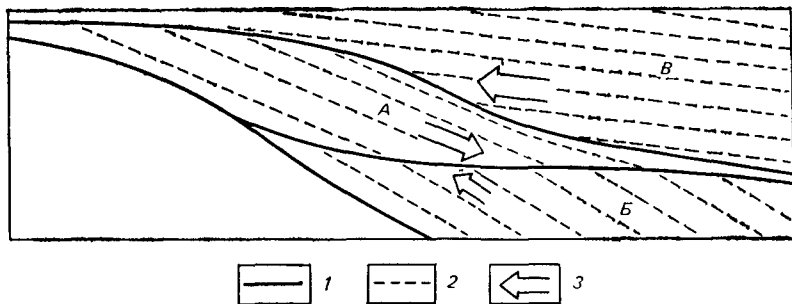


РИС. 5. Схема, поясняющая термины, принятые в сеймостратиграфии для различных типов границ:

А — регрессивное налегание, *Б* — регрессивное прилегание, *В* — трансгрессивное прилегание, 1 — сейсмическая граница серии, 2 — отражающий горизонт внутри толщи, 3 — толщина, образовавшаяся при продвижении береговой линии в сторону моря

звано морской трансгрессией или последовательным заполнением континентального бассейна. Регрессивное налегание обычно обусловлено продвижением в сторону моря береговой линии — как в целом, так и отдельных конусов. На рис. 5 представлены различные типы границ сейсмических элементов.

Внутреннее строение сейсмического элемента может быть столь же информативным, как и его границы. В этом смысле особенно важны амплитуда и выдержанность отражающих горизонтов — рефлекторов [5]. Высокоамплитудные отражающие горизонты с хорошей латеральной выдержанностью обычно отвечают переслаивающимся морским известнякам и сланцам. Высокоамплитудные рефлекторы с плохой выдержанностью характеризуют континентальные толщи переслаивающихся русловых песчаников и сланцев. Низкоамплитудные отражающие горизонты с хорошей выдержанностью предполагают наличие сланцев. Неровные рефлекторы могут быть обязаны рельефу, создаваемому песчаными телами морского мелководья и береговой зоны. Невыдержанные, хаотически наклоненные отражающие слои короткого протяжения, вероятно, указывают на оползневые поверхности, особенно если они наблюдаются в основании форм наступания береговой линии.

Литология

Литология осадочной фации — одна из наиболее легко поддающихся наблюдению характеристик, имеющих особо важное значение для выяснения условий ее накопления. Как правило, с диагностической точки зрения литология оказывается более показательной для известняков, чем для песчаников. Это объясняется тем, что для современных карбонатов выявлен ряд микрофаций, распространение которых тесно связано с обстановками их накопления. Кроме того, они не испытывали длительной транспортировки. Поэтому многие известняки могут быть соотнесены с теми или другими условиями их накопления путем изучения небольших

фрагментов породы или шлифов, а также тщательного сопоставления с современными осадками (см. гл. VIII и IX).

Однако литология обломочных осадков — функция не только обстановки осадконакопления. Она тесно связана с историей переноса обломков и типом материнской породы. Таким образом, петрографический состав для песчаников — значительно менее ценный индикатор осадконакопления, чем для карбонатов. Вместе с тем, песчаники по сравнению с карбонатами менее подвержены диагенезу, поэтому их структура различается более легко.

Попытки использовать данные о структуре осадка для определения условий накопления предпринимались неоднократно. Этой теме посвящена обширная литература, на которую трудно не обратить внимания при просмотре изданий, посвященных осадочным породам. В ряде работ [56, 69, 80 и др.] приводятся обзоры по этим проблемам. Основной смысл применения материалов о структуре осадка состоит в том, что различить осадки современных обстановок можно путем тщательных статистических оценок их структуры. Многие современные исследования, например [69 и др.], продемонстрировали достаточную простоту такого метода.

Казалось бы, аналогичным образом можно определять обстановку накопления древних осадочных пород путем их гранулометрического анализа с помощью разного рода статистических выкладок и сравнения полученных результатов с данными по современным осадкам известного происхождения. К сожалению, такой подход обычно не дает удовлетворительных результатов, и гранулометрический анализ древних осадочных образований — это своего рода отживающее, к удовольствию лаборантов, искусство. Несоостоятельность данного метода обусловлена рядом причин.

Первая, как уже упоминалось, объясняется тем, что структура осадков — это функция не только обстановки их накопления, но и предшествующей геологической истории. Если взять экстремальный случай, когда единственным осадком является чистый, хорошо сортированный тонкий песок, принесенный в данную конкретную обстановку, то ничего иного, кроме этого песка, здесь и не могло отложиться. Вторая трудность, возникающая при использовании структуры осадка в целях определения условий его накопления, связана с происхождением тонкого детрита. Исследования современных осадков показывают, что глинистая фракция — весьма чувствительный индикатор процессов осадконакопления. Для древних осадочных пород практически невозможно доказать, что глинистый матрикс накапливался одновременно с остальным детритом. Не исключена возможность, что он был привнесен позднее с более грубыми частицами или образовался за счет диагенетического распада химически нестабильных частиц [17]. Третья трудность гранулометрического анализа осадочных пород носит чисто технический характер. Постседиментарное растворение и нарастание вторичных оболочек может значительно изменять размеры песчаных зерен и модифицировать всю структуру породы. Интенсивная цементация препятствует дроблению породы до ее пер-

воначальной структуры. В таких случаях приходится строить кривую сортировки, измеряя размеры зерен в шлифах, а это процесс очень медленный и чрезвычайно сложный, причем конечные результаты весьма трудно сравнимы с данными ситового анализа образцов современных осадков [11]

По изложенным причинам статистические структурные исследования древних осадков обычно считают методом, малопригодным для диагностики условий осадконакопления, хотя примеры его успешного применения для этих целей существуют

С более общих позиций, размер частиц осадка — важный индикатор энергетического уровня обстановки осадконакопления. Чем грубее частицы осадка, тем выше энергетический уровень течения, а чем лучше отсортирован материал, тем длительнее период действия последнего. Эти общие положения долгое время использовались при изучении терригенных осадков, и они составляли основу классификации карбонатов [23]. Однако даже эти общие представления о корреляции размера частиц и степени их сортированности с энергетическим уровнем следует использовать весьма осторожно. Каким бы сильным ни было течение, оно не может отлагать материал, более грубый, чем материал исходной породы. Точно так и размер частиц карбонатных пород не всегда может служить действительным индикатором энергетического уровня соответствующей обстановки осадконакопления. Это обусловлено тем, что многие известняки состоят из скелетных остатков. Раковины могут образовывать настоящие органические конгломераты в обстановке с низким энергетическим уровнем только за счет того, что организмы гибнут там, где обитают. Примером служат лагуновые устричные рифы. Подобно этому, сортировка и содержание микритовой фракции в карбонатных породах отражают функцию не только турбулентности, но и других факторов, в частности, они могут зависеть от наличия микритообразующих водорослей и питающихся моллюсками хищников.

Значительное внимание обращается и на то, каким образом те или иные процессы накопления осадков могут сказываться на форме песчаных зерен. Современные гляциальные пески обычно сильно угловаты и менее сферичны, чем частицы осадка водного происхождения, а дюнные пески часто очень хорошо окатаны. П. Куенен [43] обобщил результаты работ по экспериментальной абразии песчаных зерен под действием различных процессов. Его данные подтверждают, что ветер — более эффективный агент окатывания, чем текучие воды. Однако форма частиц обусловлена не только собственно процессом накопления осадка, а зависит также от предшествующей его истории и первоначальной формы зерен. Полициклические пески имеют тенденцию к хорошей окатанности независимо от тех воздействий, которым они подвергались.

Исследования с помощью электронного микроскопа показали, что гляциальные, водные или эоловые процессы оставляют характерные знаки на поверхности зерен. Метод этот весьма ценен, однако его применение требует известной осторожности, поскольку

постседиментарные растворение, уплотнение, а также тектоническое истирание и шлифовка могут видоизменять характер поверхности песчаного зерна. Аналогичное может происходить с частицей, испытавшей перенос из одной среды в другую. Тем не менее, знаки ветрового переноса наблюдались в песчаниках даже триасового возраста.

Помимо физических свойств, важным ключом к определению происхождения осадков служат их химические свойства. Этот вопрос всесторонне рассмотрен в работе [18]. Мы приведем лишь один-два примера для иллюстрации современного состояния и потенциальных возможностей геохимических исследований при определении условий осадконакопления. По поводу возможностей использования глинистых минералов в качестве индикаторов обстановки накопления осадка развернулась серьезная дискуссия [82 и др.]. Однако, как правило, химизм глин отражает не только собственно условия их накопления, но и особенности материнских пород, климатические условия, выветривание породы и историю ее диагенетических преобразований. По результатам сотен анализов глин древних осадочных пород было показано [107], что ни один из специфических глинистых минералов не может считаться индикатором какой-либо одной конкретной обстановки осадконакопления даже в таком широком понимании, как морские и неморские условия. Однако эти же исследования со всей очевидностью показали, что для древних морских осадочных пород более характерны иллит и монтмориллонит, а например, каолинит более типичен для континентальных, особенно аллювиальных, осадков.

Принято считать, что глауконит относится к тем минералам, которые образуются лишь в морских условиях и ввиду их нестability не выдерживают переотложения. Поэтому глауконит используют в качестве диагностического признака морских осадков. Этот критерий, однако, тоже не безошибочен. Детритовый глауконит встречен в аллювиальных неогеновых красноцветах в области Мертвого моря. Тем не менее глауконит в основном оказывается положительным индикатором морских условий, и исследования современного распространения глауконита позволяют предполагать, в каких конкретных условиях он возник.

В конце 50-х годов в качестве индикатора палеосолености было предложено использовать содержание бора. Позднее этот метод опробовали многие исследователи. Анализ [82] современных илов, осуществленный Н. Ф. Шимпом с соавторами, показал, что в глинистой фракции морских илов содержится на 30—45 % бора больше, чем в той же фракции пресноводных илов. Данная методика различения морских и неморских осадков с той или иной долей успеха используется и в отношении древних осадочных пород. Аналогичные геохимические подходы осуществлялись и на основе других компонентов современных осадков, в частности фосфатов и железа, при попытках диагностирования условий накопления древних осадочных пород. Результативность подобных исследований невелика в значительной мере из-за того, что современные обста-

новки, где происходит формирование фосфатов и железа, встречаются довольно редко [19]

Отсюда ясно, что литология осадочных фаций — важный ключ к пониманию условий осадконакопления. Более справедливо это утверждение для карбонатных пород, менее справедливо — для песчанников, поскольку первые накапливаются на месте, или вблизи источника происхождения, а вторые приносятся к месту накопления извне и наследуют внешние характеристики, обусловленные их предшествующей историей.

Размер зерен, сортированность, форма и структура осадков часто отражают энергетический уровень обстановки и процесс осадконакопления. Однако их интерпретация требует особой тщательности. Геохимия — стремительно развивающаяся отрасль геологии — обладает огромными потенциальными возможностями в определении обстановок накопления осадков.

Осадочные текстуры

Осадочные текстуры — весьма важный индикатор условий накопления осадков. В отличие от литологии и ископаемых они вне всякого сомнения никогда не бывают привнесенными извне, а формируются на месте. Осадочные текстуры легко изучать при хорошей обнаженности. Однако в случае субповерхностных исследований лишь очень небольшая их часть может оказаться в поле зрения будучи случайно обнаружена в кернах скважин.

В литературе описано огромное число осадочных текстур. Их номенклатура и классификация запутанны и сложны. В значительной мере это объясняется тем, что точно определить их морфологию очень трудно. Тем не менее были составлены специальные атласы осадочных текстур [15, 62 и др.]

В последние годы интерпретация осадочных текстур получила широкое развитие благодаря экспериментальным работам по исследованию обстановок накопления современных осадков [80, 109 и др.]. Осадочные текстуры позволяют судить о том, в каких условиях происходило накопление осадка: гляциальных, водных или субаэральных. В какой-то мере они могут служить основанием для суждения об энергетическом уровне конкретной обстановки, о скорости, гидравлических характеристиках и направлении течений [4, 14, 19, 71, 80].

Большинство осадочных текстур в рамках генетической классификации может быть условно разделено на следующие категории: пред-, син- и постседиментационные. Рассмотрим значение осадочных текстур с точки зрения условий накопления осадка.

Председиментационные осадочные текстуры. Председиментационные осадочные текстуры — это текстуры, наблюдающиеся на поверхностях разделов, которые образовались раньше накопления более молодого слоя. Таким образом, они отражают характер эрозии, и их нельзя смешивать с постседиментационными явлениями деформации подстилающего слоя, например отпечатками нагруз-

**Последовательность форм ложа и осадочных текстур,
обусловленных проходящим над песчаным слоем течением
с возрастающей скоростью
По [87].**

Процесс	Режим потока	Форма ложа	Осадочные текстуры
Увеличение скорости течения ↑ Эрозия Аккумуляция осадков	Турбулентный (upper)	Антидюны (перемещающиеся вверх по течению песчаные волны)	Редко сохраняются за счет переработки при падении скорости течения
	Промежуточный	Плоское ложе	Плоская слоистость
	Ламинарный (lower)	Дюны Рябь	Косослоистость Микрокосослоистость
	Фаза равновесия скорость течения слишком низка для переноса осадка		

Примечание. Пороговая скорость, по достижении которой происходит изменение одной формы ложа на другую, возрастает с увеличением размера зерен. Для песков с размером зерна более 0,60 мм фазар яби отсутствует. Скорость течения возрастает снизу вверх.

ки. Председиментационные текстуры включают ложбины, следы размыва, отпечатки желобка, углубления, выемки и следы выпавания, а также признаки множества других эрозионных явлений. Несмотря на значительный объем экспериментальных работ, гидравлика, которой обязаны возникновением эти текстуры, все еще недостаточно ясна. Тем не менее, они дают ценную информацию о направлении течений, их обусловивших.

Синседиментационные осадочные текстуры. Текстуры, формирующиеся в процессе осадконакопления, включают плоскую и косую слоистость, листоватость, микрокосослоистость (знаки ряби).

Когда на слой песка воздействует течение с возрастающей скоростью, то возникает правильная последовательность форм ложа. Каждой из них отвечают свои осадочные текстуры (табл. 3). Форма слоя зависит от многих факторов — скорости, температуры и вязкости жидкости, а также скорости выпадения частиц, которая более или менее соответствует их размеру. Эти переменные, будучи интегрированы, в совокупности образуют понятие о режиме потока, который отражает суммарное воздействие всех этих параметров [87]. По режиму потока можно установить факт отложения слоев с одинаковой размерностью зерен при разной скорости течений. Например, микрокосослоистый песок отлагался течениями с более низкой скоростью, чем песок с горизонтальной слоистостью и с той же размерностью зерен. Подобно этому два слоя с разными размерами частиц, не обязательно были отложены пото-

ками с разными скоростями. Горизонтальнослоистые тонкие пески могли быть обязаны своим образованием потокам, имевшим одну и ту же скорость.

Несмотря на то, что концепция режима потока вносит определенную ясность в генезис синседиментационных текстур, она лишь косвенным образом облегчает анализ условий осадконакопления. Происходит это потому, что условия, возникающие в пределах ограниченного осадочным лотком водного потока, в природе отвечают самым различным ситуациям — рекам, эстуариям, дельтовым рукавам, приливно-отливным каналам стока и т. д.

Косая слоистость — морфологически вариабильная и многократно описанная осадочная текстура [64]. О процессах, в результате которых образуется косая слоистость, можно было бы сказать очень много, однако поскольку лишь немногие из них привязаны к какой-то конкретной обстановке накопления осадков, эти данные имеют ограниченное значение [2, 4]. Исключением является крупномасштабная эоловая косая слоистость (см. с. 97).

Более достоверным индикатором условий осадконакопления является микрокосослоистость. В ряде работ [102 и др.] описаны морфологические критерии, позволяющие различать знаки ряби, обусловленные различными процессами и присущие иногда специфическим обстановкам. В работе У. Таннера [94] эмпирически выведено число статистических критериев для идентификации обстановки накопления осадка по знакам ряби. И все-таки большинство сложнейших аналитических и экспериментальных методов, несмотря на значительный объем положительной для понимания процессов образования ряби информации, малопригодны для толкования условий осадконакопления [4].

Постседиментационные осадочные текстуры. Текстуры, которые образуются в осадках после их накопления, не менее разнообразны и сложны, чем те, которые формируются в процессе осадкообразования. Им также посвящена труднодоступная сложная литература, удачный обзор ее дан в работе [55]. И здесь экспериментальные исследования современных осадков послужили основой для понимания сущности явления деформирования рыхлых осадков. По сути, можно выделить две основные генетические группы таких текстур. Первая связана главным образом с вертикальной переориентацией слоев, вторая — с горизонтальной перегруппировкой материала. К первой группе относят отпечатки нагрузки и псевдостяжения, образующиеся в местах обрушения песка в нижележащие илы, а также конволютную слоистость и текстуры разжиженных песков, которые представляют собой включения в слоях тонкозернистых илистых песков с тонкой слоистостью и чистых песков соответственно. Экспериментальные работы показали, что существует множество разнообразных механизмов, которые могут быть ответственны за формирование таких текстур в неконсолидированном осадке. Сюда относят землетрясения, турбулентность течений и гидростатическое давление, обусловленное реликтивными флюидами. Все эти процессы могут возникать в раз-

личных геологических ситуациях, поэтому они не слишком существенны для анализа условий осадконакопления.

Ко второй группе постседиментационных осадочных текстур относятся те, которые обязаны своим возникновением горизонтальному перемещению осадка (в противоположность вертикальной переориентации слоев в первой группе). Это — оползни и скольжения, представляющие собой постседиментационные опрокинутые складки и разрывы, свидетельствующие о крупномасштабном боковом перемещении осадков. Наблюдаются они там, где быстрое осадконакопление или эрозия приводят к образованию крутых склонов, которые время от времени становятся нестабильными, обваливаются и сбрасывают поверхностные осадки вниз по склону. Такого рода склоновые нарушения в одних случаях могут происходить спонтанно, в других — спусковым механизмом служат землетрясения, штормы или ... стада бегущих в панике динозавров.

Осадочные деформационные текстуры, обусловленные горизонтальным смещением, могут проявляться в самых различных геологических ситуациях — от речных берегов до абиссальных склонов. Однако широкое развитие оползней, по-видимому, наиболее типично для дельтовых склонов, подводных каньонов и конусов.

Независимо от возможности использования этих текстур для идентификации обстановки накопления осадка, оползни — важный критерий в распознавании палеосклонов как таковых.

Характер палеотечений

Из пяти определяющих параметров осадочных фаций (геометрия, литология, текстуры, палеотечения и ископаемые), лишь одни палеотечения не доступны наблюдениям. С одной стороны, определение характера палеотечений, отвечающих той или иной фации, предусматривает не только описание, но и интерпретацию данных, что связано с серьезными трудностями. С другой стороны, палеотечения устанавливаются по осадочным текстурам, поэтому они, вероятно, отражают именно условия накопления фации и не наследуют каких-либо признаков за пределами фактического места накопления осадка.

Анализ палеотечений включает: 1) измерение в процессе полевых исследований ориентации главных осадочных текстур (направление наклона косой слоистости, простираание русел и т. п.); 2) определение направлений палеотечений в каждом конкретном пункте; 3) составление региональной карты палеотечений; 4) сопоставление карты палеотечений с другими данными фациального анализа в целях восстановления палеогеографических характеристик обстановки осадконакопления. В одних случаях (например, когда речь идет о реках), данные о палеотечениях позволяют выявлять палеосклоны, в других (например, в случае эоловых отложений) они ничего не дают.

Методология и конкретные примеры использования анализа палеотечений рассмотрены в работах [64, 80]. По мнению многих

Классификация палеотечений
По [77]

Обстановка	Локальный вектор течения	Региональное распределение
Аллювиальная: ветвление	Одномодальный, слабо изменчивый	Часто веерообразные
меандрирование	Одномодальный, сильно изменчивый	Контролируются склоном, часто направлены к центру заполнения бассейна
Эоловая	Одно-, би- и полимодальный	Могут резко отклоняться более чем на сотни километров в обход областей высокого давления
Прибрежная зона и шельф	Бимодальные (за счет приливно-отливных течений), иногда однополярные или полимодальные	Обычно направлены к берегу, от берега или вдоль берега
Морские течения	Одномодальные (имеются отдельные исключения; см. с 242)	Веерообразные или в более крупном масштабе направлены в сторону оси прогиба или вдоль нее

исследователей, восстановление направлений палеотечений следует вести с величайшей осторожностью как из-за сложности соотношений между текстурами осадка и палеотечениями, так и ввиду различий в природе самих течений.

Вместе с тем, для современных обстановок осадконакопления отмечается тесная корреляция между системами течений и локальной и региональной ориентацией осадочных текстур. Установлен целый ряд таких особенностей палеотечений, которые неоднократно фиксировались в породах самого разного возраста по всему земному шару [77]. Различные системы (модели) палеотечений присущи тем или иным конкретным обстановкам. Каждую из них можно охарактеризовать вектором палеотечений по отдельным пунктам опробования, а также по региональным соотношениям (табл. 4).

Поэтому, по нашему мнению, несмотря на требуемую осторожность в обращении с результатами анализа палеотечений, этот метод — один из важных в распознавании древних обстановок осадконакопления и их палеогеографических характеристик.

Ископаемые

Последним по счету (а не по значению) из пяти параметров, определяющих фацию, является содержащаяся в ней фауна. Изучение фоссилий всегда было и остается одним из наиболее важных методов идентификации условий накопления осадков. Способ

жизни ископаемых организмов, их взаимоотношения друг с другом и с окружающей средой изучаются в рамках палеоэкологии. Обзоры работ, относящихся к этой обширной области исследований, были выполнены целым рядом специалистов [1, 21, 28, 50 и др.]. Использование ископаемых для определения обстановки накопления вмещающих осадков требует двух допущений: 1) ископаемые организмы обитали именно там, где они оказались погребены; 2) среда обитания ископаемых организмов может быть восстановлена по их морфологии или на основе изучения современных форм тех же организмов (если таковые имеются).

Однако при использовании ископаемых в качестве индикаторов условий осадконакопления следует всегда иметь в виду два обстоятельства. Во-первых, далеко не просто установить, обитали ли организмы внутри или на поверхности осадков, в которых они были погребены. Многие ископаемые организмы сохраняются в определенной обстановке совсем не потому, что они в ней обитали. Они могли попасть в нее совершенно случайно и, оказавшись в неблагоприятных условиях, там погибнуть. Вспомним хотя бы о всех тех кошках, которые были утоплены в Темзе и трупы которых были вынесены в море!

Во-вторых, возникает трудность при восстановлении условий среды обитания организмов. Она весьма реальна и широко освещена в литературе. Рассмотрим конкретный случай. Известно, что медведи в настоящее время обитают в широком ареале — от арктических широт до экватора. Кости древних медведей можно было бы использовать в качестве индикатора гляциального климата лишь в том случае, если бы на Земле существовали исключительно полярные (белые) медведи [84].

Чтобы возможность использования ископаемых организмов для восстановления обстановок осадконакопления не представлялась в слишком мрачных тонах, подчеркнем, что это — один из наиболее важных современных методов.

Из большой массы ископаемых организмов, которые могут быть использованы для анализа природной среды, наибольшую важность представляют, по-видимому, два типа: микрофоссилии и следы жизнедеятельности. Микрофоссилии имеют огромные преимущества по сравнению с мегафоссилиями: во-первых, они могут быть извлечены из бурового шлама, а во-вторых, небольшие объемы породы могут содержать достаточное для статистической оценки количество экземпляров. Имеется множество различных групп микрофоссилий, которые можно использовать при интерпретации условий осадконакопления. Сюда относятся фораминиферы, остракоды, микропланктон и палиноморфы (пыльца, споры и т. д.). Одна из трудностей, с которой сталкиваются при интерпретации обстановки накопления осадка, заключается в том, что различные группы микрофоссилий могут давать противоречащие друг другу результаты. Обычному геологу, как правило, не хватает специальных знаний, чтобы правильно разобраться в такого рода противоречиях. Для диагностики условий осадконакопления наиболее

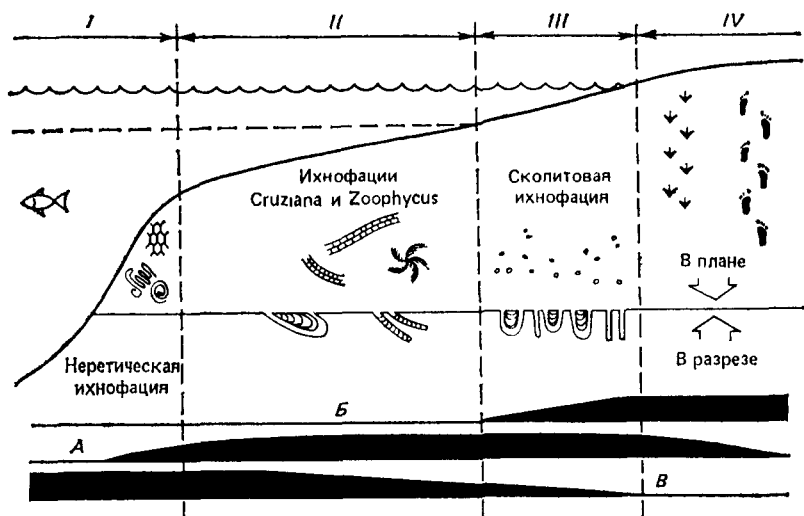


РИС. 6. Ихнофации, характерные для различных обстановок осадконакопления. По [79], с разрешения Академик-Пресс Инкорпорейшн.

Обстановки осадконакопления: I — морское глубоководье, II — зона ниже приливо-отливной, III — приливо-отливная зона, IV — суша; ископаемые следы: А — вертикальные следы жизнедеятельности червей, моллюсков и других беспозвоночных; Б — отпечатки лап позвоночных животных, В — следы движения

успешно используют следы жизнедеятельности: вертикальные ходы червей, моллюсков и других беспозвоночных, следы передвижения одного или многих организмов, отпечатки лап, известные под общим названием «следы окаменелости»; по этой проблеме см. [96 и др.].

Ископаемые следы жизнедеятельности, используемые при определении условий осадконакопления, дают хорошие результаты по двум причинам: во-первых, они встречаются *in situ* и таким образом исключается вопрос о переотложении; во-вторых, как уже отмечалось, определенные типы следов жизнедеятельности характерны для конкретных обстановок, хотя сами организмы, их обусловившие, могут быть не известны. Используя это обстоятельство, некоторые исследователи выделяют серию «ихнофаций». Каждая ихнофация включает в себя набор следов жизнедеятельности, присущих определенным осадочным фациям [19, 35]. Эти ихнофации постоянны в течение всего фанерозоя, несмотря на очевидную эволюцию представительных организмов (рис. 6). Именно поэтому, а также по причине их сохранности *in situ* следы жизнедеятельности весьма полезны при анализе погребенных фаций по керну.

Детальное изучение фоссилий позволяет определить многие показатели условий накопления осадков: глубину, температуру, соленость, турбулентность течений и климатические характеристики. Более подробное, чем это можно сделать в коротком резюме, рассмотрение этой сложной проблемы читатель найдет в литературе, приведенной в начале раздела.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ПО ДАННЫМ ПОДПОВЕРХНОСТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Ранее нами были рассмотрены методы восстановления условий осадконакопления по данным исследований на поверхности с использованием пяти определяющих фацию параметров — геометрии, литологии, осадочных текстур, палеонтологических характеристик и палеотечений. Рассмотрим теперь методы, которые используются для определения обстановки накопления осадков, находящихся в погребенном состоянии. При неизменности общих представлений методы исследования в этом случае существенно отличны.

Так, для рифов и русел геометрия (как уже отмечалось) может быть установлена по их отпрепарированному рельефу в обнажениях, в то время как для подповерхностных фаций геометрия определяется с помощью данных бурения или на основе сейсмических, т. е. структурных, карт.

Литологические исследования широко применяют при диагностике обстановки осадконакопления погребенных толщ, и разницу в методах в случае терригенных или карбонатных пород не следует слишком преувеличивать. Как уже было замечено (а в гл. VII—IX будет показано более детально), существуют разные типы карбонатных зерен, которые формируются в различных условиях. Поэтому происхождение карбонатных пород, не выходящих на поверхность, устанавливают главным образом на основе петрографического анализа керна или шлама. Однако восстановить обстановку накопления терригенных пород на основе их петрографического состава можно только в исключительных случаях из-за возможного влияния (см. ранее) унаследованности и диагенеза. Ключом к познанию погребенных терригенных пород является изучение вертикальных разрезов: последовательности расположения осадочных текстур в колонках, анализа изменения размеров частиц.

После бурения скважины измеряют геофизические свойства пробуренных толщ с помощью электронных устройств. Это дает возможность получить значения многих физических и химических параметров, включая сопротивляемость пород, плотность, скорость прохождения звука и радиоактивность. Геофизический каротаж можно использовать для корреляции соседних скважин, определения литологии, измерения пористости, а также для расчета содержания нефти, газа или воды в порых.

Исследования, связанные с оценкой формаций, вскрытых скважиной, дают богатый материал геологам-стратиграфам и седиментологам, но они выходят за рамки нашей книги, поэтому интересующимся этой проблемой мы советуем обратиться к работам [7, 63]. Лишь два вида оценки формации важны в настоящем контексте: применение геофизического каротажа для построения вертикальных гранулометрических разрезов и глубинный каротаж с помощью наклономерного устройства для определения угла и направления падения осадочных слоев и анализа палеотечений.

Интерпретация изменений гранулометрического состава по данным геофизического каротажа

При рассмотрении циклического осадконакопления уже отмечалось, что характерные изменения в размере частиц и последовательности осадочных текстур обычно связаны с теми или иными седиментарными системами. Форма кривых каротажных графиков косвенно отражает изменения в размере частиц осадка. Именно этим обусловлена возможность использования геофизического каротажа для вертикального профилирования размерности зерен. Методика таких исследований хорошо разработана и уже многие годы широко применяется при поисковых и разведочных работах на нефть [63, 79 и др.]. При построении подобных профилей используют в основном два вида каротажа: каротаж по естественным потенциалам (ЕП) и гамма-каротаж.

В первом случае регистрируется разность между потенциалом электрода, перемещаемого по скважине, и постоянным потенциалом электрода, закрепленного на поверхности. Величина ее зависит от кумулятивного эффекта электрофильтрации и электроосмоса в толщах, пробуренных скважиной. Эти параметры непосредственно связаны с проницаемостью пород. Кроме того, что сланцы — непроницаемы, а песчаники — высоко проницаемы, известно, что проницаемость последних обычно падает с уменьшением размера зерен. Это связано с тем, что с уменьшением размера частиц увеличивается содержание глинистого матрикса, который закупоривает все поровые каналы. Иными словами: поскольку каротаж по ЕП регистрирует главным образом проницаемость, которая в основном определяется размером частиц, то его можно использовать для построения непрерывных гранулометрических разрезов. Когда скважина пробурена, появляется возможность прямой калибровки размерности зерен, наблюдаемой в керне, и соответствующих значений естественных потенциалов (измеряемых в милливольтх). Даже при отсутствии керна по какому-либо интервалу в большинстве случаев удается по двум экстремальным значениям кривой потенциалов построить «линию песков» и «опорную линию глин» (рис. 7). Затем можно осуществить калибровку, поскольку линии песка будет отвечать наиболее грубозернистый песчаник керна. Хотя каротаж по естественным потенциалам применяют весьма широко при составлении гранулометрических разрезов, он имеет ряд ограничений. Так, постулируемое соотношение проницаемости и размера зерен справедливо лишь для осадочных пород с первичной межзерновой пористостью.

Таким образом, результаты каротажа по естественным потенциалам не могут отражать размера частиц в цементированных песчаниках или карбонатных породах со сложной историей диагенеза. Кроме того, кривая ЕП демонстрирует хорошо выраженные амплитуды лишь при наличии существенного различия бурового раствора и формационных вод по степени солености. По целому ряду

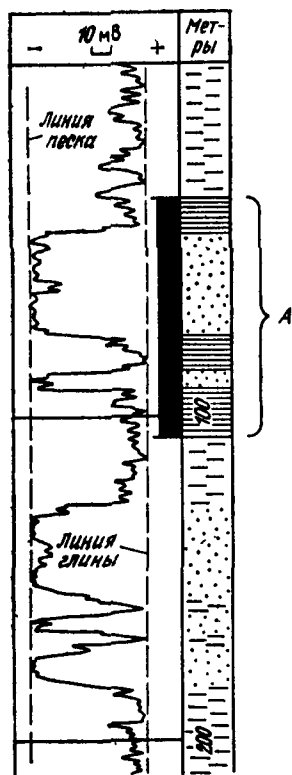


РИС. 7. График каротажа по естественным потенциалам, иллюстрирующий способ построения линий песка и глины.

Калибровка песчаных зерен по размерности осуществлялась для интервала, по которому получены образцы зерна и хороший буровой шлам. А — интервал, прокалиброванный по керновому материалу

зана с присутствием радиоактивных минералов, отличных от тех, которые содержатся в глинах. В частности, присутствие значительного количества слюд, глауконита или циркона может привести к аномально высокой радиоактивности песчаника, и на графиках гамма-каротажа он будет выглядеть как тонкозернистый и глинистый.

При гамма-каротаже можно получить и еще более удивительные результаты, например, в случае русел с базальными конгломератами. При наличии экстраформационных конгломератов никаких проблем обычно не возникает. Кварцевые, кварцитовые и

причин кривые ЕП для скважин, пробуренных в дальней прибрежной зоне, редко соответствуют амплитуде изменений этого параметра, достаточной, чтобы они могли быть использованы в качестве кривых размерности частиц.

Вторым геофизическим методом, используемым в тех же целях, является гамма-картаж, предусматривающий регистрацию радиоактивности в скважине с помощью опускаемого туда зонда. Радиоактивность связана в основном с глинистой фракцией и глинистыми минералами, т. е. гамма-излучение будет возрастать пропорционально содержанию глинистого компонента в осадочной породе; как уже указывалось, его величина обычно растет с уменьшением размера частиц. Именно на этом основано применение и каротажа по естественным потенциалам, и гамма-каротажа для построения гранулометрических разрезов. Значения линии песков и опорной линии глин могут быть аналогичным образом калиброваны в отношении размера частиц.

Как и в случае каротажа по естественным потенциалам, гамма-картаж имеет некоторые ограничения. Его результативность зависит от диаметра скважины: слишком низкие значения могут быть обусловлены интенсивным заполнением скважины за счет обрушения со стенок обломков и осколков породы. В этом случае одновременно с гамма-каротажем проводится кавернометрический мониторинг и вводится соответствующая поправка. Вторая трудность свя-

другие гальки дают столь же низкие значения АНИ*, как и терригенные пески. Там же, где дно выполнено интраформационным конгломератом, состоящим из сланцевой гальки, возникает совершенно иная ситуация. В этом случае на графике гамма-каротажа укрупнение материала может фиксироваться снизу вверх, хотя в действительности дело обстоит как раз наоборот (рис. 8).

Применение гамма-каротажа ограничено и при анализе карбонатных фаций. В данном случае с его помощью можно выявить флуктуации в содержании глинистых частиц, что не отразит, однако, изменений собственно карбонатных зерен.

Несмотря на имеющиеся ограничения оба вида каротажа можно использовать для построения вертикальных гранулометрических разрезов. И, как мы еще покажем, оба метода весьма результативны при исследовании подповерхностных осадочных образований. Однако слишком решительно утверждать, что оптимальным пунктом всякого исследования погребенных фаций является исчерпывающий седиментологический каротаж, нельзя. Каротажный график может быть прокалиброван лишь относительно реальных пород и увязан с соответствующими литологией, структурами и текстурами.

На рис. 9 приведены характерные формы кривых (мотивы), встречающиеся на графиках гамма-каротажа (слева направо): тонкопересланчивающиеся песчаники и сланцы; песчаниковые тела с постепенным переходом в основании и резкой верхней границей (т. е. профиль с огрублением материала снизу вверх); однородное песчаниковое тело с резкими верхним и нижним контактами; песчаник с резким контактом в основании и постепенным переходом вверх (т. е. профиль с измельчением материала снизу вверх).

Хотя и справедливо, что тем или иным обстановкам накопления кластогенных осадков свойственны характерные гранулометрические разрезы, ни одной из них не может соответствовать какая-то уникальная форма кривой. Одинаковые мотивы отвечают самым различным обстановкам. Поэтому нельзя интерпретировать графики скважинного каротажа изолированно от других имеющихся данных. Как уже отмечалось, достоверные результаты могут быть получены лишь в том случае, когда в распоряжении исследователя имеются керн и палеонтологические данные. При отсутствии этих материалов или при их недостаточной надежности для точной идентификации мотивов каротажных графиков в качестве вспомогательной информации можно использовать присутствие глауконита, обломков раковин, слюды и углистого детрита.

Глауконит — минерал сложного состава, относящийся к глинистым и слюдяным минералам; по существу, это алюмосиликат, в состав которого входят магний, железо и калий. Глауконит замещает субстрат фекальных пеллетов, заполняет внутренности раковин фораминифер и другие мелкие пустоты. Подробное рассмо-

* Единицы измерения интенсивности гамма-излучения по стандарту Американского нефтяного института

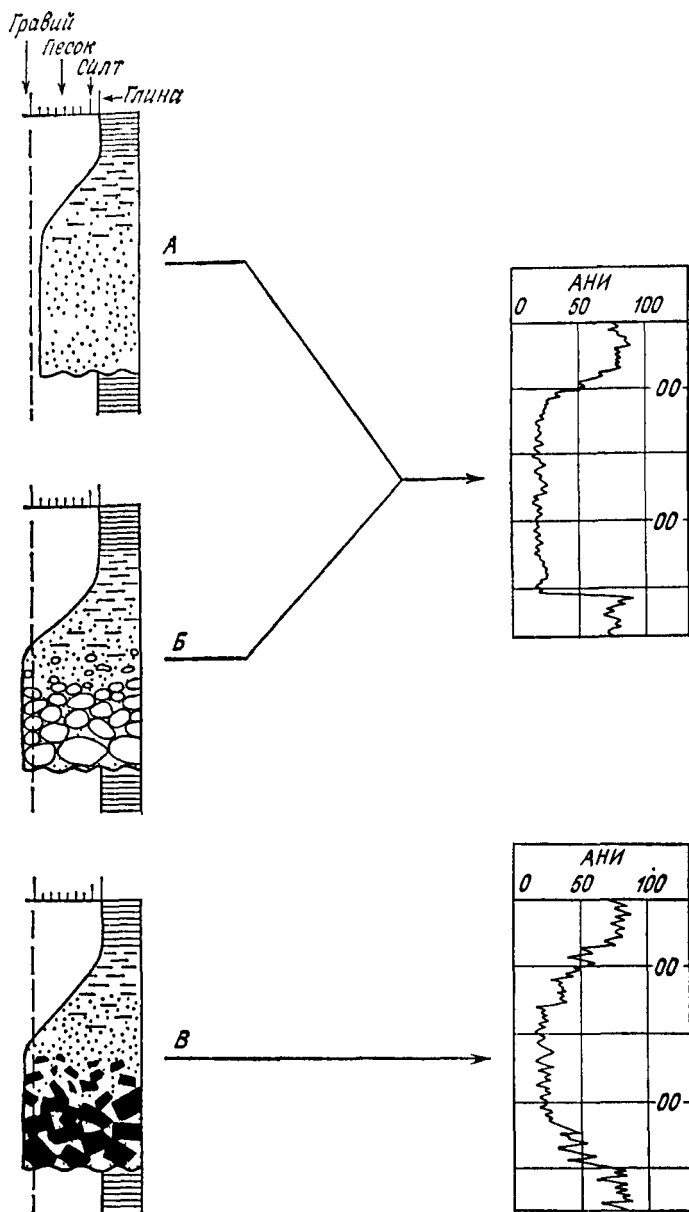


РИС. 8. Гранулометрический разрез и графики гамма-каротажа для осадочной толщи, характеризующейся измельчением материала вверх по разрезу.

Обратите внимание, как наличие интраформационного конгломерата на дне каньона приводит к тому, что по результатам гамма-каротажа получают картину, прямо противоположную той, которая есть на самом деле огрубление материала снизу вверх. А—Б — экстраформационные конгломераты не обладающие радиоактивностью (галечки кварца, кварцита и т.п.); В — интраформационный конгломерат, обладающий радиоактивностью (галечки, сланца)

тренне генезиса глауконита можно найти в работе [47] и в других исследованиях.

Считается, что глауконит образуется только в качестве аутигенного минерала в самые ранние стадии диагенеза морских осадков. Постседиментационное преобразование осадков может привести к концентрации глауконита в мелководных песках и переносу его в более глубоководные бассейновые осадки. Глауконит весьма легко поддается субаэральному выветриванию и, за исключением одного-двух редких случаев, не встречается в форме переотложенного детритового минерала вторичного цикла. Поэтому присутствие глауконита в песчанике может служить критерием его морского происхождения.

Конечно, само по себе отсутствие глауконита не исключает морской обстановки. Интересно отметить, что глауконитовая формация имела широкое распространение на земном шаре в нижнем палеозое и в период от юры до палеоцена (см. работу Петтичжона, Поттера и Сивера, 1972 г.). Глауконит интересен именно тем, что он может быть использован в качестве индикатора морских условий: в палеонтологически немых песчаниках при отсутствии буровых колонок он может быть определен по образцам бурового шлама. В этих случаях безусловно необходима его надежная идентификация, исключающая путаницу с зеленоцветным, но чешуйчатым хлоритом и зелеными, с восковым блеском, выветрелыми вулканическими зернами.

Фрагменты фосиллий, поддающиеся определению, относят к важнейшим индикаторам условий осадконакопления. Одно лишь присутствие определимых обломков раковин в песчаниках может рассматриваться как непреложное доказательство морской обстановки. Очевидно, что организмы, выделяющие карбонат кальция, встречаются как в морских, так и неморских обстановках. Однако потенциальная сохранность их скелетных остатков в континентальных осадочных породах значительно ниже, чем в морских. Объясняется это тем, что в континентальных осадках обломки известковых раковин скорее разрушаются под действием просачивающихся кислых грунтовых вод. В морских же осадках ранний диагенез идет в нейтральных или щелочных поровых флюидах, что способствует не только сохранению, но и накоплению карбоната кальция. Большинство геологов, вероятно, согласилось с утверждением, что в основном ракушечные песчаники оказываются морскими, а не континентальными образованиями.

Третий важный аутигенный компонент песчаников, который помогает восстанавливать условия их накопления, — углистый детрит. Микроскопические частицы лигнита или угля в небольшом количестве содержатся во многих песчаниках. Их присутствие традиционно рассматривают как индикатор неморских, или дельтовых, условий накопления. Однако это не всегда отвечает истине: едва ли можно утверждать, что угли, найденные в карбонатных толщах, в большинстве случаев имеют континентальное происхождение. Скорее всего их образование связано с морскими водорос-

Пески		Морские	Неморские
		Глауконит и/или обломки раковин присутствуют	Глауконит или обломки раковин отсутствуют
Хорошо сортированные	Нет ни углистого детрита, ни слюды	Барьеры	Золовые
		Бары	
		Мелководье	
Плохо сортированные	Углистые и/или слюдистые	Подводные каньоны и конусы	Аллювиальные Озерные Дельтовые

РИС. 10. Деление осадков (согласно условиям их накопления) на 4 главные группы на основе присутствия или отсутствия глауконита или углистого детрита. Выделяют хорошо сортированные морские пески, неморские перевеянные пески (золовые); смешанные пески с глауконитом и углистой фракцией, которые могут принадлежать как турбидитам, так и плохо отсортированным неморским пескам

лями. Массы разлагающихся морских водорослей, как показывают исследования современных подводных морских каньонов, вниз по которым они транспортируются, смешиваются с глауконитом на шельфе и накапливаются в подводных конусах. Таким образом, присутствие или отсутствие углистого детрита само по себе не может служить индикатором морских или неморских условий. По сути дела, это показатель степени турбулентности потока и степени перемешивания осадка.

Аналогичную роль в определении условий накопления могут играть и мелкие чешуйки слюды. Обычно избирательная сортировка и перемещение слюд отвечают обстановкам с высоким энергетическим уровнем, а их накопление приурочено к обстановкам с низким энергетическим уровнем, характеризующимся быстрым отложением и малой их переработкой. Следовательно, слюдистые пески характерны для внешних склонов дельт, ложбин на поймах (прорывов в прирусловых валах) и для верхних частей турбидитов.

На рис. 10 показано, как в зависимости от присутствия или отсутствия в песчаниках четырех компонентов — глауконита, обломков раковин, слюдистых частиц и углистого детрита — определить принадлежность осадков к одному из четырех главных типов обстановок их накопления.

Образование глауконитовых и/или ракушечных песков, лишенных углистого детрита, связано с морскими обстановками высокого энергетического уровня: песчаными барями, подводными отмеями (банками), барьерными островами. Углистые и/или слю-

дистые пески при отсутствии глауконита и обломков раковин свидетельствуют о дельтовых, аллювиальных или озерных условиях их накопления. Сочетание всех четырех компонентов типично для глубоководья, где вынесенные с шельфа и переотложенные ракушечно-глауконитовые пески смешиваются с чешуйками слюды или гумусовым (водорослевым) субстратом. В «идеальной» ситуации песок без примеси всех перечисленных компонентов мог бы быть эоловым, однако подобные заключения должны восприниматься, если они не подкреплены соответствующими дополнительными доказательствами, с изрядной долей скептицизма. Такого рода выводы явно поспешны, приличны разве что «ковбоям от геологии» и никогда не должны рассматриваться изолированно от других. Однако в сочетании с анализом кривых каротажа подобный подход чрезвычайно эффективен.

На рис. 9 показано, как можно соотнести результаты каротажа, в данном случае гамма-каротажа, сами по себе не имеющие диагностической значимости, с теми или иными обстановками осадконакопления, если в распоряжении исследователя имеются данные о наличии или отсутствии глауконита или углистого детрита.

Вначале рассмотрим тип записи, отвечающий тонкопереслаивающимся песчаникам и сланцам. Если в них одновременно содержатся глауконит и углистый детрит, то, как уже говорилось, это отложения подводного конуса или турбидиты. Присутствие глауконита и/или обломков раковин может свидетельствовать о накоплении песков на краю песчаного бара. Наличие слюды и/или углистого детрита предполагает формирование осадков в условиях дистальной части дельты или в ложбинах поймы.

Теперь обратимся ко второму виду записи гамма-каротажа, отражающему разрез с огрублением материала снизу вверх. Если это углистый песок, то его накопление скорее всего связано с продвигающейся в сторону моря лопастью дельты. Если же там присутствует глауконит, то речь, вероятно, должна идти о регрессивном песчаном баре.

Третий вариант записи, отражающий песчаник с резкими нижним и верхним контактами и разрез с однородным зерновым составом, позволяет сделать три различных толкования. Если песчаник содержит глауконит и/или только обломки раковин, то наиболее вероятно это морское мелководье или песчаная гряда приливно-отливной отмели. Для таких песчаных толщ характерны эрозионные основания с резким перекрытием абрадированного субстрата. Они хорошо сортированы и содержат скелетный детрит, глинистая и углистая фракции отсутствуют.

Однородный песчаник с резким верхним и нижним контактом, содержащий слюду и углистые частицы, но без глауконита и обломков раковин, вероятно, отвечает руслу аллювиального или дельтового рукава. Подобное песчаное тело с глауконитом и/или обломками раковин одновременно со слюдой и/или углистым детритом, по-видимому, обязано своим происхождением подводному каньону, который в своей устьевой части питал подводный конус.

Наконец, четвертый и последний мотив — однородный песчаник с резким нижним основанием и постепенным верхним контактом, характеризующийся измельчением материала снизу вверх, — типичен для отложений постепенно заполняющегося русла

Наличие слюды и/или углистого детрита предполагает речные или дельтовые условия. Если одновременно с данными компонентами присутствуют также обломки раковин и глауконит, то нужно говорить, видимо, о подводном каньоне

Следовательно, анализ типов каротажных записей в сочетании с данными петрографии может оказаться весьма результативным при определении обстановки накопления песчаных тел

Использование наклономерных измерений при подповерхностном анализе фаций

Другой важный метод анализа погребенных фаций — определение наклонов в осадочных толщах по данным глубинного каротажа с помощью наклономерного устройства. Наклономерное устройство содержит четыре близко расположенные и ориентированные под углом 90° одна к другой пары электродов. При подъеме зонда по скважине удельное сопротивление формаций измеряется по четырем взаимоперпендикулярным направлениям; одновременно осуществляется четыре независимых электронных записи. Синхронно регистрируется ориентация зонда по отношению к магнитному полю.

Удельное сопротивление осадочных пород варьирует в широких пределах, поэтому четыре записи имеют весьма непостоянный характер. Выбрав на кривых четыре аналогичных события, которые соотносятся с данной поверхностью напластования, можно рассчитать направление и угол падения этой поверхности. Компьютер отбирает события, вычисляет азимут и значение наклона и дает статистическую оценку значимости каждого определения (рис. 11).

Результаты определения наклонов можно представить в табличной форме, но обычно их показывают с помощью графического способа. Наиболее часто для этих целей используется так называемый «график с головастиками», где каждый результат изображается в виде точки, ордината которой — это глубина, а абсцисса — значение угла падения. Короткая линия, идущая от каждой точки, показывает направление наклона (рис. 12). Более подробное описание техники работ, методов расчета и представления графиков глубинного наклономерного каротажа можно найти в специальных руководствах по скважинному каротажу.

Наклономерные измерения такого рода совершенно неocenимы при расшивке подповерхностных структур в районах со сложной тектоникой. С помощью этого метода могут быть не только выявлены складки, разломы и несогласия, но и установлена их ориентация, однако рассмотрение данного аспекта использования накломера выходит за рамки нашей книги. Следует отметить,

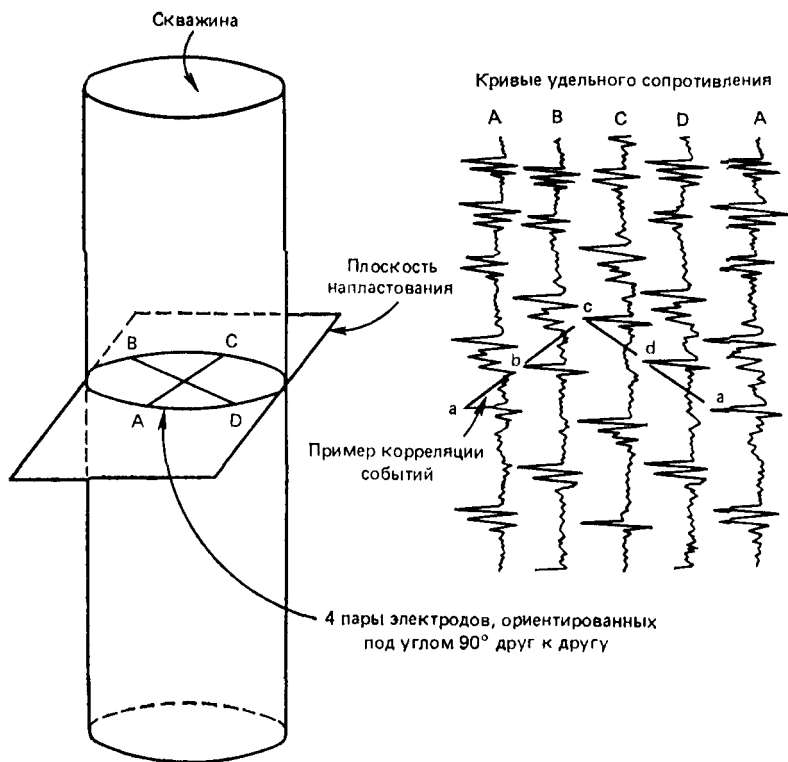


РИС. 11. Схема, иллюстрирующая процесс проведения глубинного каротажа с помощью наклонного устройства и способы расчета наклонов пластов по четырем кривым удельного сопротивления

что подобные измерения наклонов в скважине особенно целесообразны при подповерхностном анализе фаций. Каждой обстановке осадконакопления присущи свои специфические варианты (мотивы) записи, и этот факт может быть использован для определения геометрии пористых коллекторов — русел, песчаных баров и рифов.

При первой протяжке наклонмера обычно вычисляют падения, пользуясь ускоренной, «черновой», программой. Однако уже на этом этапе могут быть выявлены направления и значения угла наклона отдельных структур, а также разрывы и несогласия; очевидно, что последние должны быть исключены из записей до того, как будут определяться направления и углы падения осадочных толщ. Таким образом, в обычной практике глубинного каротажа операция с наклонмером повторяется по меньшей мере дважды: после того, как вторым ходом исключают тектонический наклон, подбирают соответствующую текстурным и структурным особенностям осадочных пород программу и, наконец, определяют коор-

динаты «головастика» и их азимуты для тщательно установленных интервалов.

Выбор соответствующей программы зависит от типа структуры, выявленного в исследуемых осадках. Выделяют три типа структур:

I тип. Встречается в косослоистых песках, где обычно имеются две группы плоских поверхностей. Главные поверхности напластования разделяют конкретные косослоистые пачки (рис. 13). Эти поверхности напластования первого порядка могут выглядеть как горизонтальные, но при этом в зависимости от своего происхождения иметь слабый первичный наклон. Как правило, главные поверхности напластования мигрирующих дюн слабо наклонены вверх по течению. Поверхности напластования первого порядка у развитых в руслах кос могут иметь наклоны в сторону оси русла. Таким образом, структуры I типа включают в себя две группы плоских поверхностей: косую слоистость с большими углами наклонов и направлением вниз по течению и субгоризонтальные поверхности — границы пачек. Большинство косых слоев встречаются в пачках толщиной менее 1 м. Следовательно, при исследовании отложений данного типа глубинный каротаж должен осуществляться с использованием такой компьютерной программы, которая позволяет вычислять наклоны для весьма малых вертикальных интервалов.

II тип. Формирование отложений этого структурного типа связано с продвигающимися дельтами или подводными конусами. Поэтому для них характерно наличие единственной группы наклонов, причем углы падения обычно возрастают вверх по разрезу, одновременно увеличивается и размер зерен (рис. 14). Структуры II типа могут быть идентифицированы с помощью программ, поз-

Угол наклона, градусы

0 10 20 30 40

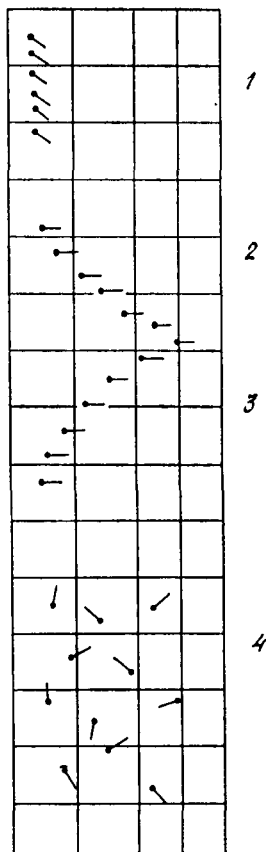


РИС. 12. Запись результатов глубинного наклономерного каротажа, выполненная с помощью стандартного каротажного графика с «головами».

«Голова» каждого «головастика» дает значение угла наклона, а его «туловище» показывает направление наклона на определенной глубине (значение четырех основных типов записи — мотивов, показанные на графиках, рассматривается в тексте).

1 — равномерный характер наклонов («зеленый мотив»). 2 — «красный мотив» с измельчением материала вверх по разрезу, 3 — «голубой мотив» с укрупнением материала вверх по разрезу, 4 — случайное распределение наклонов («мешок с гвоздями»)

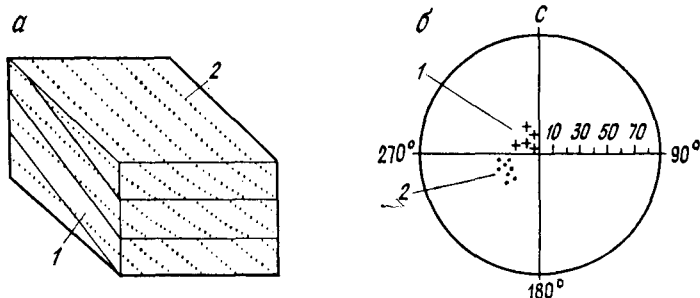


РИС. 13. Блок-диаграмма (а) и стереограмма (б), иллюстрирующие I структурный тип (например, косослонистые песчаники):

1 — главные поверхности напластования, угол наклона менее 5° ; 2 — косая слоистость, угол наклона $\approx 20^\circ$

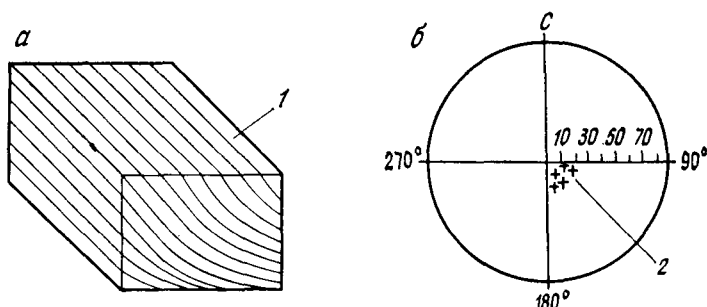


РИС. 14. Блок-диаграмма (а) и стереограмма (б), отвечающие II структурному типу (как правило, такую картину дают формы продвижения береговой линии в сторону моря):

1 — поверхности напластования с углом наклона $< 15^\circ$; 2 — наклоны форм продвижения

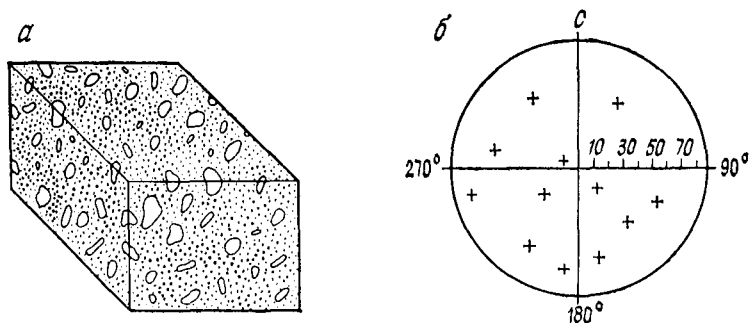


РИС. 15. Блок-диаграмма (а) и стереограмма (б) III структурного типа (подобная хаотичная картина может быть обусловлена разрывами, оползнями, конгломератами или песчаными потоками)

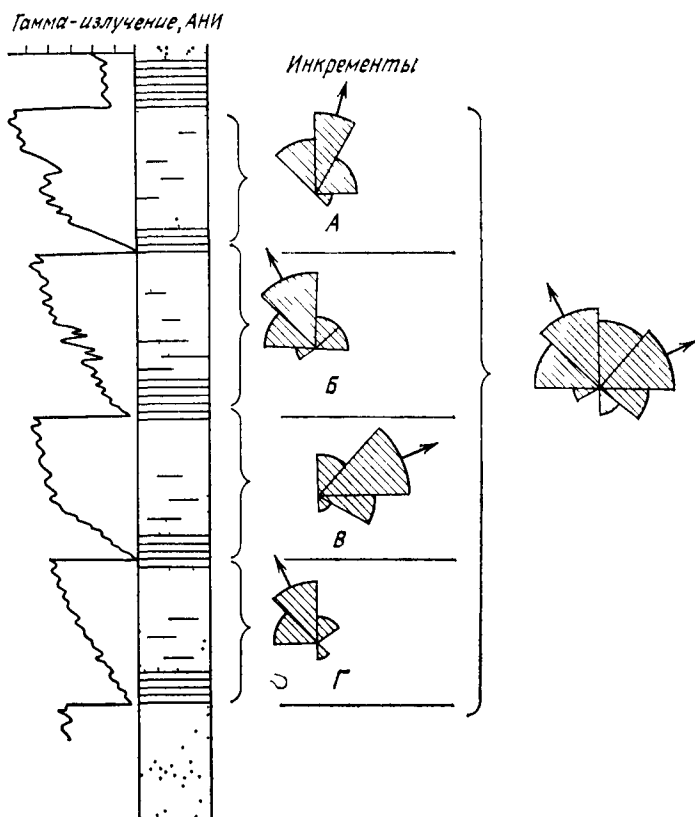


РИС. 16. Каротажный график, иллюстрирующий хорошую различимость преобладающих наклонов (мод) следующих друг за другом инкрементов (А—Г). При совмещении эти же данные образуют полимодальную фигуру (справа)

воляющих рассчитывать наклоны для больших вертикальных интервалов.

III тип Осадкам этого типа присуще случайное распределение наклонов. Плоские поверхности могут иметь плохую выдержанность, случайную ориентацию, осадки могут быть полностью изотропными. Независимо от вида используемой программы в этом случае может быть получена весьма хаотичная картина распределения наклонов (рис 15) Такой беспорядочный характер записи, вероятно, связан с плохими условиями в скважине или с плохо подобранным буровым раствором, но он может оказаться и геологически значимым, свидетельствуя о наличии оползней, разрывов в конгломератах или песчаных потоках

После того, как с помощью подобранной программы вычислены наклоны, результаты изображаются графически. Наиболее целесообразно построение азимутальных диаграмм для каждого ге-

нетического инкремента, определенного по результатам гамма-каротажа, каротажа по естественным потенциалам или других видов глубинного каротажа (рис. 16). Если азимутальные диаграммы строят для больших вертикальных интервалов, то можно получить полимодальные фигуры. Именно поэтому наклоны отдельных инкрементов могут сгруппироваться. В этом случае на графиках глубинного наклономерного каротажа обычно обнаруживают четыре главных типа распределения «головастиков» (см. рис. 12).

Постоянные наклоны, которые на некоторой глубине демонстрируют близкие углы и направления, получили название «зеленого мотива». Он характерен для сланцевых разрезов и может быть использован для определения структурных наклонов формаций. Наклоны одинаковой ориентации, но с уменьшающимися вверх значениями угла, образуют рисунок, получивший название «красного мотива». Он типичен для русел и, как далее будет показано, может быть использован для локализации направления и оси русла. Мотив записи, где наклоны имеют одинаковое направление, но их значения возрастают снизу вверх, именуется «голубым». Он часто показывает направление продвижения песчаных баров, лопастей дельт, подводных конусов и рифов.

Наконец, четвертый мотив записи наклонов — наиболее распространенный. Его образно называли «мешком с гвоздями» или «пьяными головастиками», поскольку в отдельных интервалах наклоны случайны как по значению угла, так и по направлению. Это может свидетельствовать о низком качестве каротажных работ, в частности плохой работе прибора из-за неудовлетворительных условий в скважине (например, при обрушении ее стенок). Вместе с тем вариант «мешка с гвоздями» характерен для конгломератов и отложений песчаных потоков, в которых при их гетерогенной структуре отсутствуют плоские поверхности.

Более подробную интерпретацию о результатах наклономерных измерений в скважине при определении наклонов осадочных слоев можно найти в специальных работах [10, 39 и др.].

При подповерхностном анализе фаций каждой конкретной обстановки будут рассмотрены различные случаи применения наклономерных данных.

РЕЗЮМЕ

В этой вводной главе мы затронули целый ряд проблем, поэтому прежде чем перейти к вопросам подповерхностного анализа фаций, подытожим рассмотренные методы интерпретации условий осадконакопления.

Обстановка осадконакопления — географически ограниченный комплекс (часть земной поверхности), отличный по своим физическим, химическим и биологическим параметрам от сопредельных территорий. Обстановки могут быть эрозионными, равновесными (транзитными), когда отсутствуют эрозия и аккумуляция, и седиментарными (осадочными). В последнем случае формируются

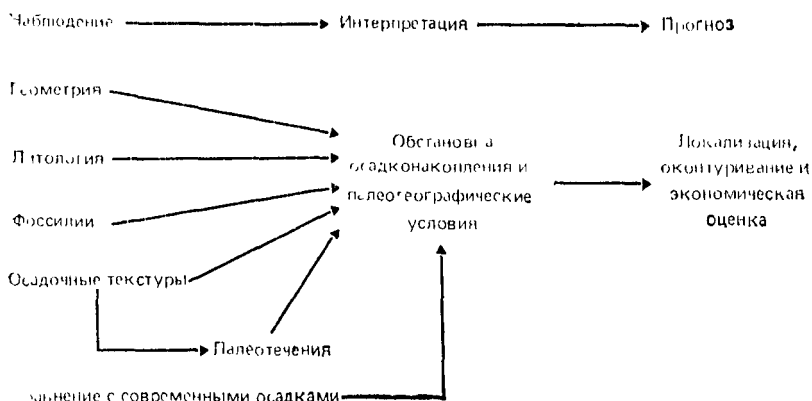


РИС. 17. Схема определения условий аккумуляции осадка и его экономической оценки

осадочные фации, которые могут быть определены по их геометрии, литологии, осадочным текстурам, палеотечениям и фоссилиям. Перечисленные характеристики отражают не только конкретные условия осадконакопления, но и обстановки, предшествующие или эквивалентные по времени.

Одни и те же типы обстановок осадконакопления встречаются на земной поверхности, причем многократно, и в настоящее время. Однако не существует двух абсолютно идентичных обстановок, а между различными обстановками часто отсутствуют четкие границы.

По-видимому, существует некоторое количество древних осадочных фаций, неоднократно встречающихся в разных точках земного шара в породах разного возраста. Эти фации могут быть соотнесены с современными обстановками осадконакопления.

Миграция обстановок по земной поверхности приводит к накоплению вертикальных последовательностей фаций. Иными словами, конформные вертикальные последовательности фаций могут быть интерпретированы в соответствии с концепцией, известной как закон Вальтера. Стратиграфические разрезы могут подразделяться на генетические инкременты одного и того же фациального типа и могут состоять из генетических последовательностей вертикально надставляющих друг друга инкрементов одинакового генезиса.

Основные принципы анализа древних обстановок осадконакопления в обобщенном виде представлены на рис. 17. В любом случае при диагностике происхождения осадочных фаций предпочтительнее использовать все доступные данные, не довольствуясь каким-то одним критерием. Геология — наука, в лучшем случае, неточная, в ней редко возможны детерминистические утверждения. При геологических исследованиях мы имеем дело скорее с вероятностями, а не абсолютными истинами.

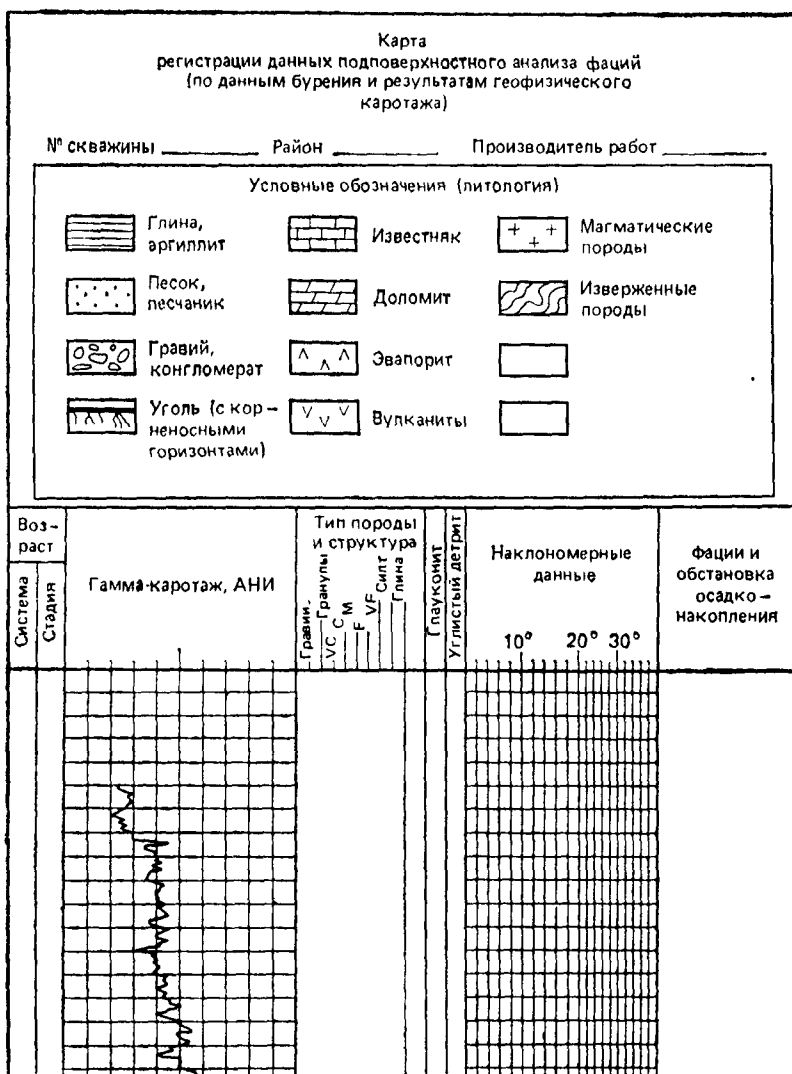


РИС. 18. Стандартная карта-форматка (FACDISPLAY log format), используемая для регистрации данных подповерхностного анализа фаций

Итоги подповерхностного анализа фаций могут быть представлены с помощью специальной карточки-форматки (FACDISPLAY log format, рис. 18), позволяющей показать тот минимум фактических данных, который требуется для любой интерпретации условий накопления осадков.

Начинающему геологу в первую очередь необходимо научиться избегать догматического подхода ко всякого рода истинам, какими изобилует и эта вводная глава. Прилежные читатели могут по-

святив целый год просмотру соответствующей литературы, заточив себя для этого в стенах ближайшей библиотеки геологического профиля Убежденные скептики могут предпочесть все последующее десятилетие провести в поле Что касается остальных читателей данной книги, то им не следует забывать, что всякое обобщение, включая и это последнее, таит определенную опасность

Литература [1, 4, 5, 7, 9, 10, 11, 12, 14, 15, 16, 17, 18, 19, 21, 22, 23, 28, 35, 39, 42, 43, 47, 48, 50, 52, 54, 55, 56, 59, 62, 63, 64, 69, 71, 75, 77, 78, 79, 80, 82, 83, 84, 85, 87, 94, 96, 99, 101, 102, 105, 107, 109]

ГЛАВА II

РЕЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

СОВРЕМЕННЫЙ АЛЛЮВИЙ

Мощные толщи красноцветных переслаивающихся конгломератов, песчаников и сланцев, лишенных морской ископаемой фауны, широко распространены по всему миру По происхождению их обычно считают аллювиальными Геоморфология, гидрология и седиментология современных рек хорошо известны как по натурным наблюдениям, так и по результатам экспериментальных исследований [57 и др.] Современные аллювиальные отложения в основном бывают двух видов, причем их характерные особенности в значительной степени определяются морфологией речных русел, с которыми связано их накопление Выделяют сильно извилистые меандрирующие русла и слабоизвилистые ветвящиеся русловые комплексы

АЛЛЮВИЙ МЕАНДРИРУЮЩИХ И ВЕТВЯЩИХСЯ РЕК

Аллювий меандрирующих рек Сильно извилистые меандрирующие речные русла формируются, как правило, там, где градиенты уклона и расход воды по сравнению с аналогичными параметрами в системах ветвящихся русел невелики [57] В настоящее время они характерны для областей с влажным климатом и развитым растительным покровом, где сезонные расходы воды относительно постоянны, а способность к осадконакоплению относительно низка за счет сглаженной топографии и замедляющего эффекта растительности как в отношении почв, так и боковой эрозии в руслах Хорошим примером современной меандрирующей реки может служить р. Миссисипи

Отложения меандрирующих рек можно подразделить на три главные субфации, соответствующие трем различным субобстановкам

Пойменная субфация — покровы очень тонких песков, глинистого песка и глины откладываются на заливных участках речной

поймы. Они отличаются тонкой слоистостью, содержат знаки ряби и горизонты трещин высыхания, заполненные песком, образование которых предполагает наличие субаэральных условий. Присутствие почвенных горизонтов устанавливается по известковистым коркам (каliche), железистым латеритам и корненосным слоям. На поверхности напластования возможны формирование торфа и сохранение растительных остатков. Эта субфация накапливается главным образом из суспензии в период паводков, когда реки выходят из берегов.

Русловая субфация — боковая миграция меандрирующего русла приводит к эрозии внешнего вогнутого берега, размыванию ложа реки и отложению осадков на внутреннем берегу. В результате аккумулируются весьма характерные по размерности частицы и формируются осадочные текстуры толщ. Их подошвы представляют собой эрозионные поверхности, на которых залегают экстратраформационная галька, интраформационные глинистые пеллеты, фрагменты костей и обломки принесенной водой древесины. Они образуют остаточные скопления на дне русла и перекрываются толщей песков, для которой характерно общее уменьшение размерности зерен по вертикали. Массивные с горизонтальной слоистостью пески и корытообразные косослоистые пески одновременно с уменьшением мощности пачек постепенно переходят в пластинчатые полого-косослоистые пески. Эти последние, в свою очередь, переходят в микрокосо- и плоскослоистые тонкие пески, которые сменяются алевритами пойменной субфации [2, 101].

Субфация мертвых русел — шнуровидно-изогнутые тонкозернистые отложения, заполняющие брошенные русла, иногда называемые «старичными озерами», образуются, когда река прорывает шейку меандра, заиливая концы первоначального изгиба. Эта субфация аналогична осадкам поймы, но отличается от них геометрией и непосредственным залеганием (причем с резким контактом) на остаточных русловых конгломератах без каких-либо промежуточных слоев отмелевых песков.

Общее представление о возникновении субфаций отложений меандрирующих рек позволяет получить рис. 19.

Аллювий ветвящихся рек. Системы разветвленных рек представляют собой сеть ветвящихся рукавов с низкой извилистостью русла. В настоящее время такие системы приурочены к участкам с более крутыми уклонами и более высоким расходом воды, чем в случае меандрирующих рек [53, 57, 65, 74]. Многие современные ветвящиеся реки связаны с предгорными конусами выноса у краев горных систем, т. е. находятся там, где имеется большой объем осадков, а расход воды часто, хотя и не всегда, испытывает сезонные колебания. Такие реки известны как в пустынях США, Алжира и Австралии, так и в перигляциальных горных районах, например, в западной части Канады и Юконе. В данных областях эрозия происходит весьма интенсивно, расход воды высок и носит спорадический характер, растительный покров, если и существует, не столь густой, чтобы препятствовать стоку. Все эти факторы

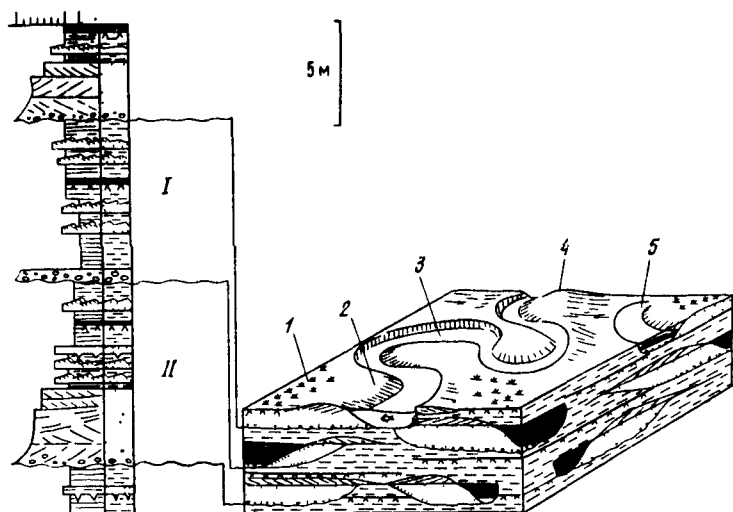


РИС. 19. Геофантасмограмма, иллюстрирующая субобстановки накопления и осадочный разрез затопляемой аллювиальной равнины, прорезанной меандрирующим речным руслом. По [80] с разрешения Академик Пресс.

I — серия отмершего русла, *II* — серия активного русла, 1 — заболоченная пойма за береговой отмелью, 2 — береговая отмель; 3 — русло, 4 — прирусловый вал, 5 — старичное озеро отмершей меандры

приводят к тому, что реки здесь, как правило, перегружены обломочным материалом. Новое русло возникает не раньше, чем прежнее оказывается забито собственными наносами, которые образуют в центральной части своего рода бар; именно по обе стороны от него и проходят новые русла. Процесс формирования центрального бара повторяется, в результате чего в пределах области осадконакопления формируется целая система ветвящихся русел.

Таким образом, аллювий разветвляющихся рек состоит из песка и руслового галечника и не содержит тонкозернистых пойменных алевритов и глин. Благодаря повторяющимся отмираниям русел и флуктуациям расхода воды здесь обычно отсутствуют латерально выдержанные циклические серии, подобные тем, которые образуются в меандрирующих руслах. Однако здесь отмечаются серии, демонстрирующие уменьшение размерности вверх по разрезу — от гравия через песок к алевrolитам. Их образование связано с ослаблением скорости течения по мере заполнения русла. Подобные серии (но вверх по разрезу материал грубеет) установлены для плейстоценовых песков ледниковых задров и гравийников в южной части пров. Онтарио. Они образуются при заполнении ветвящихся русел в эпохи усиления стока.

Алеврит, который в небольших количествах присутствует в аллювии ветвящихся рек, как правило, отлагается в брошенных рус-

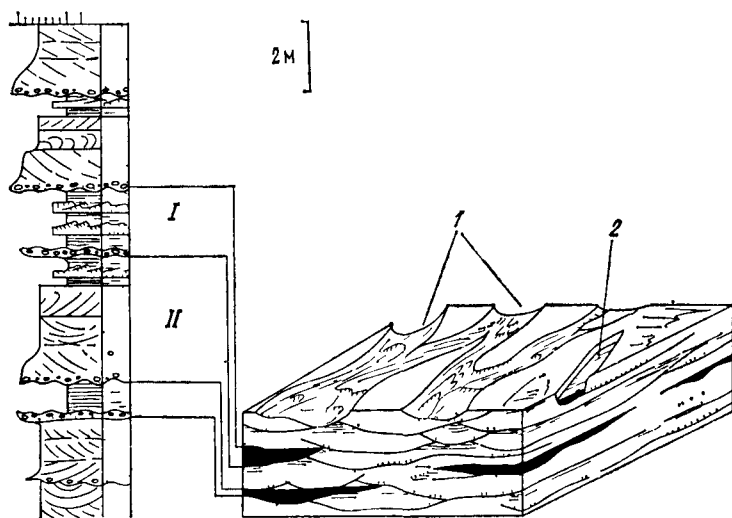


РИС 20 Геофантасмограмма, иллюстрирующая субобстановки и осадочный разрез зандровой равнины с ветвящимися реками

I — серия отмершего русла *II* — серия активного русла 1 — песчаные отложения активных ветвящихся русел 2 — илстые отложения отмершего русла

лах Они формируются при закупорке и отклонении русел, а также при речных перехватах в результате быстрой поступательной русловой эрозии в нижней части склона конуса Там, где мертвое русло все еще сохраняет связь с активным руслом ниже по течению реки, могут формироваться своего рода ловушки для глинистых песков и глин, приносимых обратно направленными завихрениями из главного русла Таким образом, тонкозернистые осадки образуют шнуровидные тела в соответствии с первоначальной формой русла Анализ процессов в современных системах ветвящихся русел свидетельствует, что, несмотря на возможность формирования здесь обоих типов последовательности (вверх по разрезу размер частиц может как уменьшаться, так и увеличиваться), по видимому, строение подавляющего большинства таких субфаций бессистемно Возникающая формация обычно включает в себя углестые пески ветвящихся русел и гравий с редкими шнуровидными телами глинистых сланцев мертвых брошенных русел (рис 20) Это заметно контрастирует с более правильным распределением субфаций в системах меандрирующих рек, характеризующихся горизонтально выдержанными пойменными глинистыми фациями Рассмотрим два примера древнего аллювия в первом случае речь пойдет об осадках ветвящихся русел, а во втором упор будет сделан на отложения меандрирующих рек

ТОРРИДОНСКАЯ ГРУППА (ДОКЕМБРИЙ) **СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ШОТЛАНДИИ** **ОПИСАНИЕ И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ**

Породы торридонской группы обнажаются вдоль северо западного побережья Шотландии и на соседних Гибридных островах (рис 21) Эти породы особо интересны тем, что они отражают практически все обстановки осадкообразования и климаты, известные на Земле Одно время их считали внеземными образованиями (предполагалось, что они попали на Землю с Луны) Однако обратимся к фактам Данные осадочные породы залегают с иррегулярным несогласием на гнейсах льюнса, будучи, в свою очередь, отделены (вверху) плоскостным стратиграфическим несогласием от перекрывающих их песчаников и известняков нижнекембрийского возраста

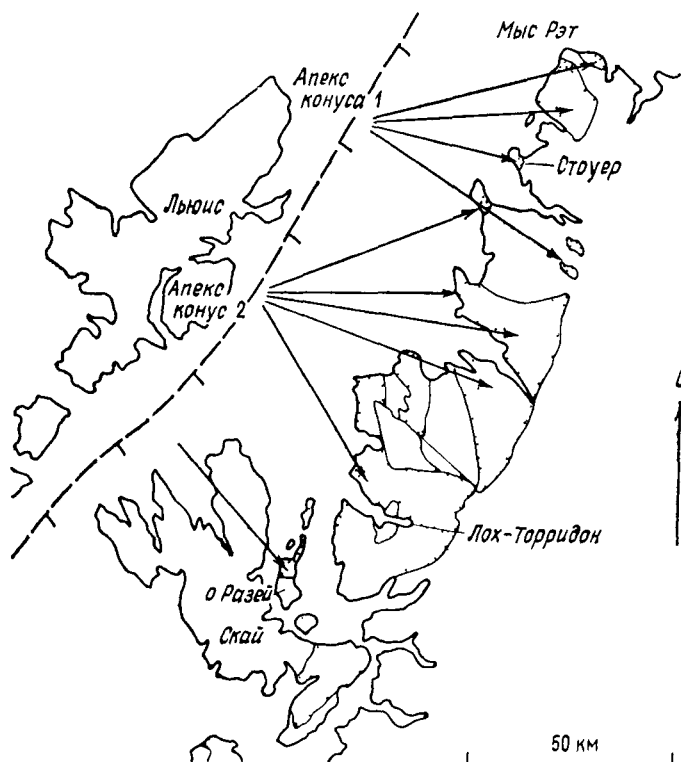


РИС 21 Распространение торридонских (докембрий) осадочных пород в северо-западной Шотландии Модифицировано по Williams (1969) рис 12 с разрешения *Journal of Geology*

Стрелками показаны палеотечения красной фации Следует обратить внимание на то, как они очерчивают два радиальных конуса вершины которых приурочены к разлому Минч
 1 — линия предполагаемого разлома Минч

Торридонские породы делятся на две группы несогласием, которое проходит между наклоненными к западу красноцветными песчаниками и сланцами группы Стеуер и перекрывающими их субгоризонтальными породами собственно торридонской группы. Последняя представляет собой толщу переслаивающихся красных конгломератов, песчаников и сланцев мощностью приблизительно 3 км. На севере эти осадочные породы отделены от гнейсов льюнсской ровной поверхностью выветривания доторридонского возраста. На юге они перекрывают породы группы Стеуер. Еще южнее, вблизи типовой области Лох-Торридон, эти осадочные породы перекрывают и выполняют расчлененный, с перепадом высот в несколько сотен метров, рельеф, выработанный в гнейсовом фундаменте. В понижениях этой поверхности брекчия, слагающая уступы у флангов гор доторридонского возраста, переходит по горизонтали в серые сланцы и песчаники.

Аналогичную картину можно наблюдать на о. Разей; рассмотрим осадочные породы торридонской группы. Они подразделяются на три главные фации.

1. Базальная фация: красная и серая брекчия и грубозернистые песчаники облекают погребенный рельеф гнейсов.

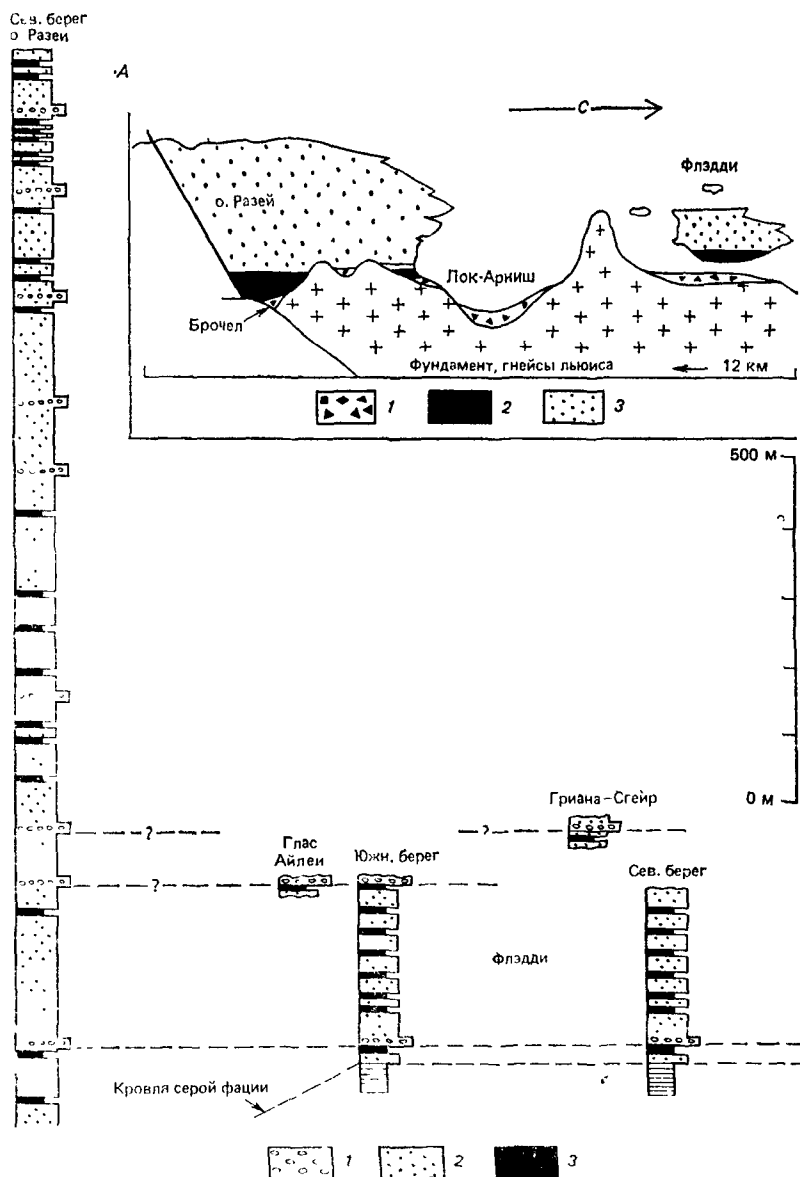
2. Серая фация: серые песчаники и сланцы, представляющая собой фациальный эквивалент базальной фации.

3. Красная фация: красные грубозернистые галечные песчаники и алевролиты, залегающие поверх двух предшествующих фаций.

Региональное распределение всех трех фаций показано на рис. 22. Проанализируем каждую фацию и рассмотрим обстановку их накопления.

Базальная фация: описание. На о. Разей подторридонское несогласие (с учетом более позднего тектонического наклона) представляет собой расчлененное плато с резким, обращенным к западу уступом высотой около 60 м. Этот рельеф в значительной мере свободен от торридонской покрывки. Однако отложения базальной фации заполняют расселины на бровке уступа и формируют конусовидные осадочные тела, примыкающие к нижним частям его склона. Эти осадочные образования представлены базальными валунниками, брекчией и грубозернистыми песчаниками, причем отдельные валуны достигают в диаметре 2 м (рис. 23). Состав валунов и аркозная природа грубозернистых песчаников не оставляют никаких сомнений в том, что они обязаны своим происхождением локально развитым гнейсам льюнсской. Эти отложения характеризуются очень плохой сортированностью; обычно они массивны или обнаруживают неясно выраженную слоистость.

Введя поправку на региональный тектонический наклон (с помощью стереографической сетки), можно установить, что напластование этой фации имеет значительный первичный наклон. Базальной фации (на востоке от Лох-Арнш) свойственны наклоны, идущие радиально от долин, выработанных в льюнских гнейсах (рис. 24). Эти стратиграфически самые нижние отложения базаль-



РНС 22. Задокументированные разрезы и распределение фаций осадочных пород торридонской группы на о. Разей (Внутренние Гибридные острова, Атлантический океан). По [78], с разрешения *Scottish Journal of Geology*.

А — фации 1 — базальная, 2 — серая, 3 — красная (соотношение фаций торридона дано не в реальном масштабе); Б — субфации 1 — грубо-зернистая, 2 — среднезернистая, 3 — тонкозернистая (мощность грубо- и тонкозернистой субфаций преувеличена)



РИС. 23. Валуны гнейсов льюиса в конгломератах базальной фации западного побережья о. Разей, напротив о. Флэдди По R Selley (1965), *Journal of Sedimentary Petrology*, с разрешения Общества палеонтологов и минералогов

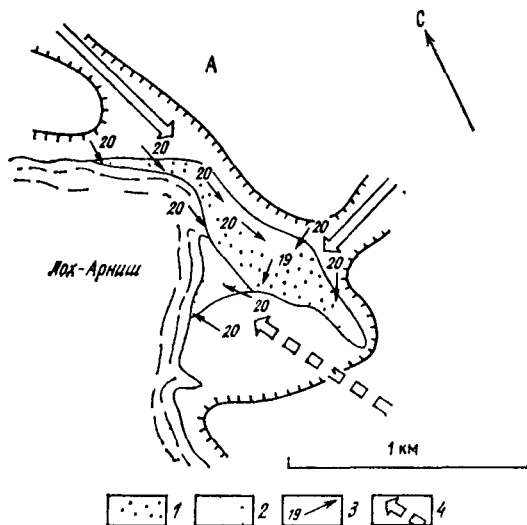


РИС. 24 Распространение красной базальной фации останца Торрэн, северная часть о. Разей. По R Selley (1965).

А — вскрытый доторридонский уступ, выработанный в гнейсах Льюиса
1 — конгломераты, 2 — галечниково-гравийные отложения 3 — направление и угол (цифры) наклона осадков с учетом тектонического наклона, 4 — предполагаемое смещение осыпей по бортам доторридонских долин, прорезанных в гнейсах Льюиса
Первичные долины, породившие верхние гравийники отсутствуют однако наличие более тонкого материала предполагает наличие более удаленный источник

ной фации имеют красный цвет за счет матрикса, содержащего Fe_2O_3 . Выше по напластованию, там, где базальная фация латерально переходит в серую фацию, она содержит хлоритовый цемент серо-зеленого цвета. Еще выше, там, где базальная фация выполняет расщелины на бровке плато, сложенного гнейсами льюиса, осадочные породы опять приобретают красный цвет, аналогично той фации, латеральный эквивалент которой они представляют.

Базальная фация: интерпретация Грубозернистость, угловатость зерен, плохая сортировка и петрографические особенности отложений базальной фации свидетельствуют о ее локальной природе и о связи ее происхождения с гнейсами льюиса. Ее геометрия и радиально расходящиеся наклоны без сомнения указывают, что она отвечает древнему предгорному конусу выноса. Накопление отложений этой фации, вероятно, было связано с оползнями, селевыми потоками и плоскостным смывом — процессами, аналогичными тем, которые происходят на крутых склонах вблизи вершин современных конусов выноса.

Серая фация: описание В разрезе у Брочела и на побережье о Разей, обращенном к о Флэдди, базальная фация по латерали переходит в серую фацию мощностью свыше 130 м. Она состоит из трех переслаивающихся типов пород: толстых слоев крупнозернистого песчаника, тонких прослоев средне- и тонкозернистого песчаника и сланцев.

Глинистые сланцы — наиболее широко распространенный тип пород этой фации, они составляют около 80 % пород в разрезе Флэдди и около 50 % у Брочела. Они представлены плохо сортированными сланцеватыми алевролитами серого цвета, пластинчатыми образованиями с частыми пропластками тонкой глины и песка, а также с высоким содержанием глинистых и слюдистых частиц. В этих сланцах имеются линзы и изолированные включения очень тонких песков с микрокосослонистостью. Довольно широко распространены трещины высыхания, заполненные красными среднезернистыми с хорошей окатанностью частиц песками (эоловыми?) Сланцы чередуются со слоями средне- и тонкозернистых песчаников мощностью 10—15 см, представленных двумя типами в разрезе Флэдди — хорошо отмытыми аркозовыми песчаниками с косой микрослонистостью по всему разрезу, у Брочела — в основном плохо отсортированными в вертикальном разрезе граувакками. Базальные слои последних часто имеют эрозионный характер и перекрыты тонким слоем грубого песка или обломков глинистого сланца. Породы эти, как правило, массивны или имеют невыдержанно-волнистую (конволютную) слоистость. В противоположность эквивалентным слоям в разрезе Флэдди, косая микрослонистость отмечается здесь лишь в верхних 2—3 см этих образований (рис. 25).

В разрезе у Брочела с алевролитами и граувакками переслаиваются серые крупнозернистые косослонистые аркозовые песчаники.

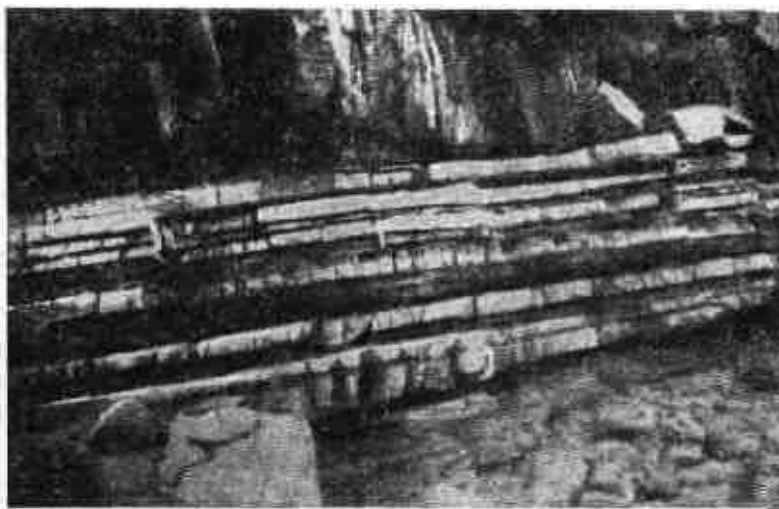


РИС. 25. Переслаивающиеся сортированные граувакки (турбидиты?) и сланцы с трещинами высыхания, перекрытые грубозернистыми косослоистыми русловыми песчаниками Серая фация, прибойная зона у Брочела, восточная часть о. Разей. По Selley (1965)

русловой фации. За исключением цвета, они аналогичны песчаникам вышележащей красной фации.

Серая фация: интерпретация. Обилие пластинчатого серого сланца указывает на то, что накопление этой фации протекало в обстановке с низким энергетическим уровнем, способствующей осаждению тонкозернистого материала из суспензии. Наличие трещин высыхания свидетельствует, что осадкообразование шло на мелководье в условиях периодического отступления или испарения воды. Перемежающимся высокоэнергетическим условиям отвечают средне- и тонкозернистые песчаники. Хорошо сортированные микрослоистые песчаники разреза у Флэдди накапливались, по-видимому, под воздействием слабых волокущих течений. Однако плохосортированные граувакки в разрезе у Брочела обнаруживают типичные черты турбидитов (см. с. 107).

Крупнозернистые косослоистые русловые пески в разрезе у Брочела свидетельствуют о продвижении аллювия вышележащей красной фации, а поскольку они внедряются в серую фацию, речь, вероятно, должна идти о турбидитах. Поэтому в целом можно считать, что серая фация отлагалась в условиях спокойного мелководья с периодическими отступлениями или испарением воды.

Пески, отложенные волокущими течениями и мутьевыми потоками, отвечают среде с высоким энергетическим уровнем; судя по погребению красной фации, она была доминирующей в рассматриваемой области. Однако при интерпретации генезиса серой фации трудно достаточно определенно решить, идет ли речь о замкнутых озерных бассейнах или же о заливах сильно изрезанного

побережья. Применительно к породам фанерозоя эта трудность легко устраняется с помощью методов палеонтологии. Что же касается рассматриваемого случая, то, хотя серая фация и содержит микрофоссилии, их палеогеографическое значение весьма неопределенно. Неоднозначны и седиментологические признаки. Трещины высыхания могут возникнуть как в условиях приливно-отливной отмели, так и в пересыхающих озерах. Мутьевые потоки зарегистрированы и в современных озерах, и в фиордах (с. 234). Палеотечения, устанавливаемые в серой фации, однополярны, но наличие биополярных палеотечений, если бы они были обнаружены, не может служить решающим критерием в этом отношении. Они характерны для древних озер, однако это не позволяет считать их исключительной принадлежностью морских осадков приливно-отливной зоны (с. 236). Недостаточная обнаженность не позволяет однозначно решать, было ли накопление серой фации ограничено узкими изолированными чашеобразными понижениями в гнейсовом фундаменте или же последние вытягивались вдоль расчлененной береговой линии.

Геохимические материалы свидетельствуют о неморском происхождении этих образований: содержание бора в иллитах сланцев составляет около 100 ppm, в то время как в иллитах морских сланцев оно обычно выше в 2 раза и более.

Красная фация: описание. Серая и базальная фации торридонской группы развиты ограниченно. Наибольший объем осадочных накоплений характерен для красной фации, мощность которой на о. Разей составляет 2 км, а в материковой части Шотландии — 3 км. Красная фация в значительной мере представлена красными аркозовыми песчаниками и изредка красными сланцами. Размер зерен, как на о. Разей и соседних с ним островах, так и на материке, значительно меняется по вертикали и латерали. Красная фация о. Разей по размерам частиц может быть подразделена на три субфации: крупно-, средне- и мелкозернистую. Для каждой из них характерны свои осадочные текстуры.

Крупнозернистая субфация представлена красными грубозернистыми аркозовыми песчаниками с галькой. Они образуют покровы мощностью более чем несколько метров, которые прослеживаются латерально вкост юго-восточного палеосклона на километры (см. рис. 23). Подошвы этих покровов — волнообразные эрозийные поверхности, перекрытые тонкими интра- и экстраформационными конгломератами. Последние переходят в очень грубозернистые галечные песчаники, для которых характерна плоская слоистость, корытообразная слоистость вложения и пологонаклонная косая слоистость. Часто отмечаются постседиментационные деформации: опрокинутые передовые слои, конволютная слоистость и гигантские диапировые структуры высотой в несколько метров (рис. 26).

Основная часть разреза красной фации на о. Разей сложена среднезернистой субфацией, включающей крупно-, средне- и тонкозернистые аркозовые песчаники. Как правило, они встречаются в

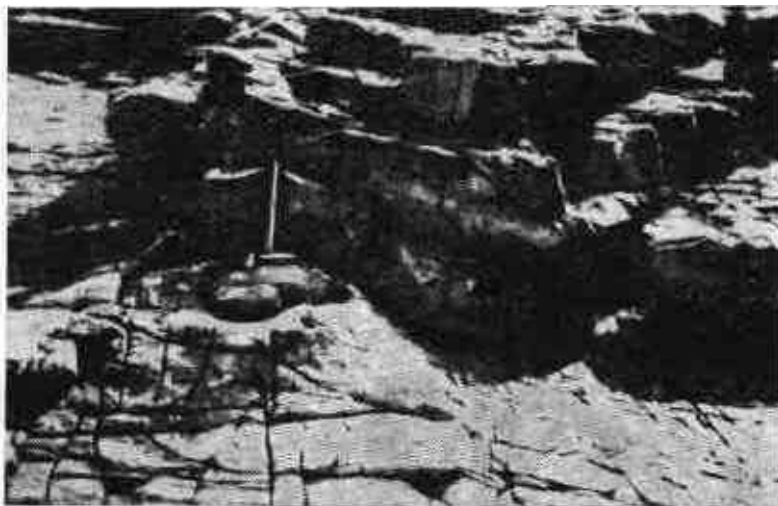


РИС. 26. Раздробленные песчаники, образовавшиеся за счет литификации зыбучих песков в красной фации. Прибойная зона, северо-западный берег о. Флэдди. Воспроизводится по Selley et al (1963), с разрешения *Geological Magazine*

виде линзообразных тел мощностью около 1 м; сверху и снизу они ограничены прослоями алевролита толщиной 1—2 см. Эти песчаники отличаются лучшей по сравнению с песчаниками предыдущей крупнозернистой субфации сортировкой материала, галька в них обычно отсутствует. Что же касается осадочных текстур, то здесь отмечается полого-наклонная косая и плоская слоистость. Породы этой субфации часто деформированы (формы деформации аналогичны описанным ранее для предыдущей субфации). Для обеих субфаций характерно присутствие прослоев тяжелых минералов, главным образом железорудных (слои эти также часто деформированы).

Тонкозернистая субфация занимает приблизительно 10 % общей мощности разреза красной фации. Она включает в себя темно-красный мягкий выветрелый сланцеватый глинистый алевролит с тонкими прослоями розоватых песчаников, которые часто деформированы за счет постседиментационных обрушений в подстилающие сланцы с образованием отпечатков нагрузки и псевдостяжений. Собственно песчаники обычно сплошь микрокосослоисты и на верхней поверхности (там, где они перекрываются алевролитами) сохраняют знаки ряби. Алевролиты также расслоены, иногда содержат отдельные пропластки песка и изолированные песчаные знаки ряби.

Тонкозернистая субфация встречается в напластованиях мощностью около 1 м, которые залегают на сильно размытых горизонтальных поверхностях, срезающих первичные напластования и текстуры течения зыбучих песков нижележащих песчаников. Контакт маркируется маломощным конгломератом с экстраформаци-

онной галькой (в основном кварцевой и галькой изверженных пород) В кровле алевролитовой толщи также отмечаются следы глубокой эрозии. Контакт с вышележащими песчаниками отвечает тонкий слой конгломерата с красной (как интра-, так и экстраформационной) сланцевой галькой (рис 27)

Палеотечения, определяемые по косой слоистости в красной фации разреза о Разей, свидетельствуют, что накопление осадков было связано с юго-восточными течениями. Отмечается очень слабый разброс значений. Однако в региональном масштабе палеотечения красной фации расходятся радиально от двух точечных источников, расположенных к западу от рассматриваемого разреза (см рис 21), причем отложения северного конуса уходят к югу под отложения южного

Красная фация: интерпретация. Характерные для этой фации грубость материала и косая слоистость свидетельствуют, что ее отложение было связано с однонаправленными волокущими течениями высокой скорости. Линзовидная форма слоев песчаника предполагает седиментацию в условиях попеременного размыва и заполнения впадины осадками. Прослой сланца между линзами песчаника указывают на значительные изменения скорости течения. Совершенно очевидно, что прослой сланцев между эрозионными поверхностями — это отложения брошенных русел. Вероятно, отложения красной фации накапливались в аллювиальной обстановке песков — за счет материала мегаряби, мигрирующей под действием сильных течений в активных руслах, сланцы обязаны своим происхождением мертвым руслам

Почти половина песчаников красной фации испытала постседиментационную деформацию. Передовые слои опрокинуты вниз по течению, первоначально плоская слоистость трансформировалась в конвolutную, слои песчаника в целом приобрели форму диапировых интрузий высотой в несколько метров, а прослой тяжелых минералов обрушились вниз в аркозовые песчаники. Доминирующий вертикальный тренд позволяет предположить, что эти образования не оползневые и вызваны не латеральным смещением, а представляют собой фоссилизированные следы течения песков за счет обезвоживания обводненных осадков. Выброс поровой воды мог быть инициирован сейсмическими колебаниями, турбулентными течениями или гидростатическим давлением, вызванным миграцией реликтовых вод к подошве палеосклона. В лабораторных экспериментах все эти процессы приводили к формированию аналогов текстур разжиженного песка. Однако есть и более веские доказательства в пользу того, что наиболее вероятным фактором движений в разжиженных песках были турбулентные течения. Деформационные текстуры, аналогичные тем, что наблюдаются в красной фации (хотя меньшие по размерам и менее обильные), встречаются повсеместно в песках, отложенных волокущими течениями во многих обстановках осадконакопления (подробнее см работу Дж. Аллена и Н. Бэнкса, 1972 г.)

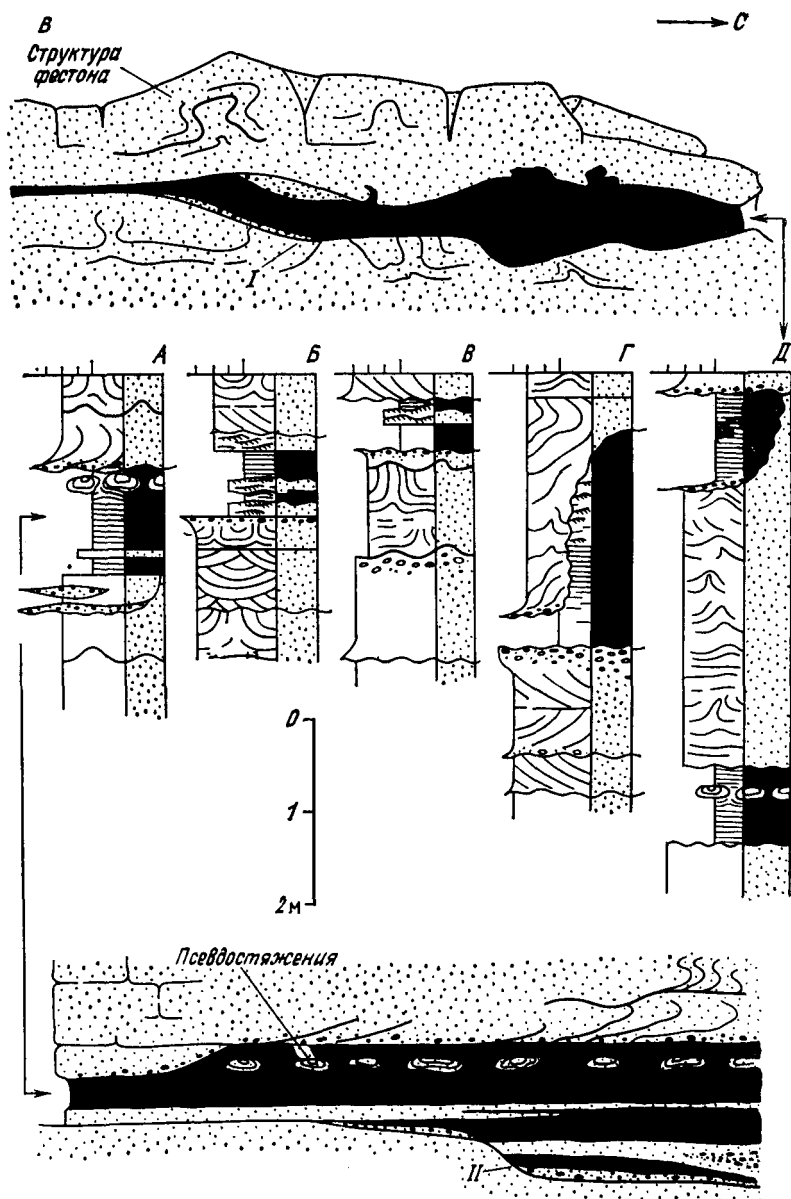


РИС. 27. Задокументированные разрезы (А—Д) и схема отмерших русел, заполненных алевритом, в песчаниках красной фации о. Разей. По R. Selley (1969), с разрешения *Scottish Journal of Geology*.

I — изрезанная эрозийная поверхность с гальками и сланцевыми пеллетами наверху, внизу — зыбучие пески; II — дно русла, выполненное галькой и сланцевыми пеллетами

Рассматривая красную фацию в целом (т. е. с учетом крупнозернистости материала, малой изменчивости палеотечений и отсутствия обширных сланцевых тел с переходными подошвами, сравнимых с паводковыми осадками), можно предположить, что скорее всего это системы слабонизви́стых ветвящихся русел, а не резко меандрирующие реки. Это представление согласуется с региональной схемой радиально расходящихся палеотечений, предполагающей отложение красной фации на предгорных конусах выноса. Интересно отметить, что вершины конусов расположены вдоль линии разлома Минч; доказательства существования этого разлома подтверждаются наличием глубокой, выпаханной ледником, в настоящее время подводной долины и горизонтальным смещением структурных зон между гнейсами льюиса Внешних Гибридов и материковой Шотландии (см. работу Р. Диенли, 1962 г.). Данная структура интерпретируется как секущий разлом, аналогичный разлому Грейт Глен. Однако можно предположить, что в позднем докембрии разлом Минч имел опущенное к востоку крыло. В этом случае предгорные конусы выноса торридонской группы могли быть порождены его уступом.

Итак, рассматриваемые осадочные образования — прекрасный пример древнего аллювия, накопление которого можно отнести за счет ветвящихся рек. На Земле известно множество других примеров такого рода обстановок [53, 74].

ДЕВОНСКИЕ ОСАДОЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЮЖНОГО УЭЛЬСА И ГОР КЭТСКИЛЛ, США: ОПИСАНИЕ И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Описание. В конце силура в результате каледонской орогении в континентальных областях, окружающих северную Атлантику, сформировались крупные горные цепи. Краевые бассейны, часто ограниченные разломами, в течение девона заполнялись мощными толщами красных конгломератов, песчаников и сланцев (эти толщи получили наименование «древних красных песчаников», или песчаников Олдрэд). С удалением от источников сноса мощность осадков этой толщи уменьшается, и они переходят в тонкозернистые морские осадки. Накопление красноцветов закончилось морской трансгрессией раннекаменноугольного периода. Красные девонские толщи детально изучались в Северной Америке, Гренландии, на островах Шпицберген и в Великобритании (рис. 28).

На основании данных по северо-востоку США и Южному Уэльсу (Великобритания) выделены четыре главные девонские фации (табл. 5). На рис. 29 в обобщенном виде представлена их стратиграфия, а на рис. 30 и 31 показаны выходы пород.

Рассмотрим фацию Кэтскилл, а также изложим факты, позволяющие считать ее аллювием меандрирующих рек. В типовой области — горах Кэтскилл — фация имеет форму призмы, утончающейся к северо-западу при максимальной мощности около 600 м. Западнее она перекрывается диахронной фацией Поконо, а сама,



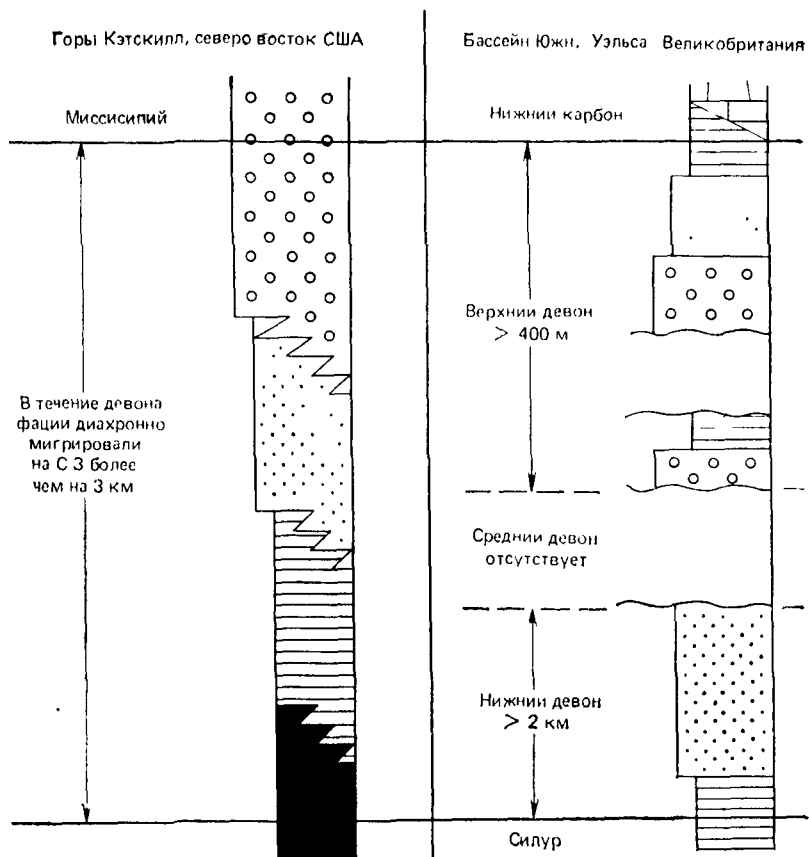
РИС 28 Общий вид древнего девонского континентального песчаника Олдрэд. Фиорд короля Оскара, Восточная Гренландия

Т а б л и ц а 5

**Сравнительное рассмотрение девонских фаций Южного Уэльса
и штатов Пенсильвания и Нью-Йорк (США)**

Номенклатура (фаций)		Седиментология	Фауна	Обстановка
<i>Северо-восток США</i>	<i>Южный Уэльс</i>			
Поконо	Фация А	Красные крупнозернистые песчаники с галькон, изредка сланцы	Обычно немые	Аллювиальная ветвящиеся реки
Кэтскилл	Фация В	Переслаивающиеся красные среднезернистые песчаники и сланцы	Рыбы, пластинчатожаберные, растения	Аллювиальная меандрирующие реки
Чемунг	Фация С	Переслаивающиеся тонкие серые песчаники и сланцы, изредка угли	Фрагменты растений, пластинчатожаберные, брахиоподы, следы жизнедеятельности	Морская береговая линия
Портейдж	—	Пластинчатые темные пиритовые сланцы, изредка темные кальцилиты и граувакки	Аммониты, пластинчатожаберные	Открытое море

также диахронно, залегает на фации Чемунг. Аналогичные отложения фации «В» в Южном Уэльсе отличаются сравнительно большим количеством эрратических валунов; распределение отложений фации определено менее точно. Они занимают два стратиграфических уровня, будучи ограничены по вертикали несогла-



Кэтскилл	Южн Уэльс	Обстановка
	Фация А	Ветвящиеся реки
	Фация В	Меандрирующие реки
	Фация С	Прибрежная зона
	Отсутствует	Открытое море

РИС. 29. Сравнение обобщенных разрезов Кэтскилл (США) и девонских разрезов Южного Уэльса

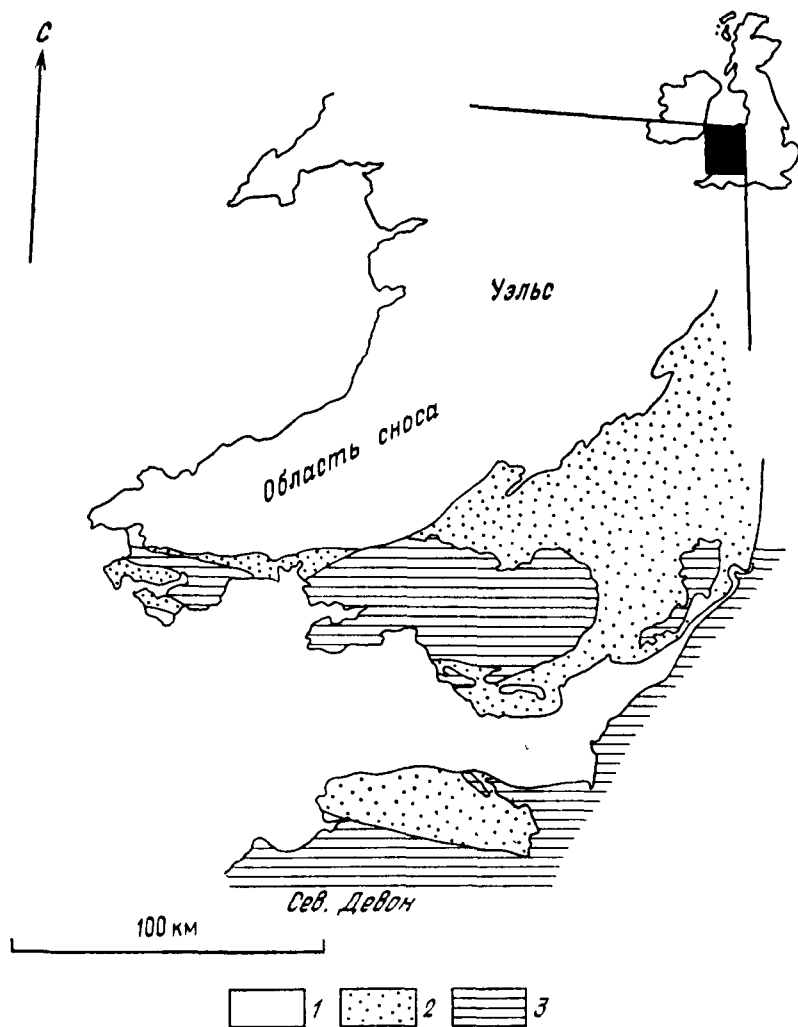


РИС 30. Карта Южного Уэльса и прилегающих территорий, показывающая область выходов девонских отложений.

Континентальная фация Южного Уэльса (песчанники Олдрэд) к югу почти полностью переходит в переслаивающиеся морские и континентальные отложения Северного Девона. Породы 1 — нижнепалеозойские, 2 — девонские, 3 — последевонские

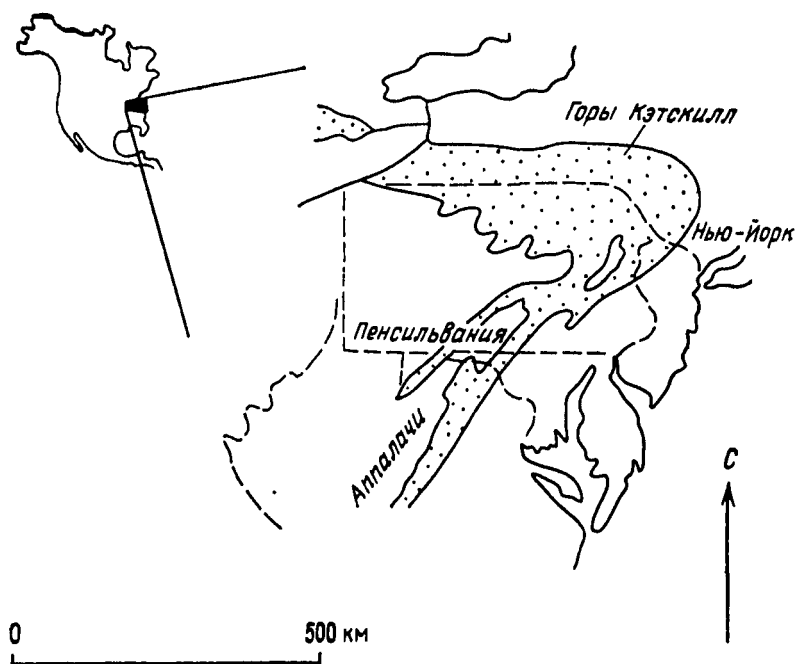


РИС 31. Выходы пород девонского возраста (северо-восточная часть США)

сиями и переходами в осадки Поконо и Чемунг (см. рис. 29). Мощность конгломератов, образующих линзообразные тела, здесь очень незначительна — редко более нескольких дециметров. Они состоят из экстраформационной гальки жильного кварца и обломков пород, а также включают в себя интраформационную сланцевую гальку местного постседиментационного происхождения.

Песчаники различаются и по структуре, и по составу; как правило, они средне- и тонкозернистые, изредка хорошо сортированы. Иногда присутствует рыхлый глинистый матрикс. Петрографически песчаники варьируют от литических до субграувакк. В Южном Уэльсе они имеют красный цвет за счет содержащихся в матриксе красных оксидов железа. В районе Кэтскилл они обычно блекло-красные или пятнистые.

Сланцы, с которыми эти песчаники переслаиваются, представляют собой глинисто-песчаные алевролиты с прослоями тонкого песка. Они преимущественно красные, хотя среди них встречаются и блеклые, и пятнистые. Местами сланцы содержат тонкие пропластки желвакового микрокристаллического известняка и доломита. Изредка в конгломератах встречается галька того же петрографического состава.

Для отложений фации Кэтскилл характерна такая литологическая последовательность (с измельчением вверх по разрезу):

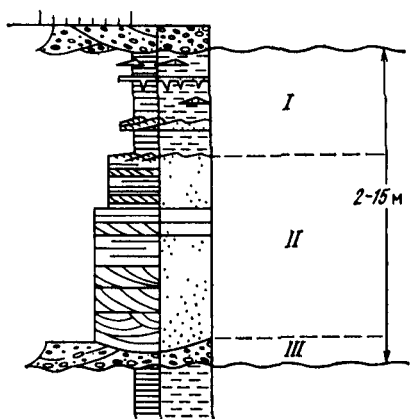


РИС. 32. Обобщенный разрез фации Кэтскилл, девон США и Южн. Уэльса (в толще обнаруживается измельчение материала вверх по разрезу):

I — паводковые осадки поймы; *II* — отложения песчаных кос, *III* — дно русла

конгломераты, песчаники, сланцы; в соответствии с этим распределяются по вертикали и осадочные текстуры (рис. 32).

Каждая последовательность начинается эрозионной, размытой и часто глубоко эродированной поверхностью, выработанной в нижележащих сланцах. На ней залегает, хотя местами он и отсутствует, тонкий слой конгломератов. Как правило, конгломераты массивные, иногда слабостратифицированные с субпараллельными краям впадины поверхностями напластования.

Песчаники, залегающие над конгломератами, обычно среднезернистые: косослоистые в нижней части, вверх по разрезу они плавно переходят в тонкозернистые плоско- и микрослоистые. Геометрия песчаных тел устанавливается с большим трудом из-за их слабой обнаженности. Однако иногда удается определить, что они представлены либо изолированными выполнениями русел, либо латерально выдержанными покровами, образованными осадками сливающихся русел. В отдельных случаях можно наблюдать, что главные поверхности напластования имеют наклон к оси русла. Между главными поверхностями напластования видна косая слоистость с наклоном вниз по течению. Таким образом, здесь мы встречаемся с отложениями первого структурного типа, рассмотренного в гл. I. Песчаники постепенно переходят в сланцы. Последние, как правило, пластинчатые и содержат тонкие прослои песчаника, гальку, знаки ряби, заполненные песком трещины усыхания, а также горизонты с карбонатными конкрециями. Мощность напластований, характеризующихся измельчением материала снизу вверх (от конгломератов через песчаники к сланцам), — от 2 до 15 м.

Направление наклонов косой слоистости на разных участках варьирует в широких пределах. Однако при сопоставлении в региональном масштабе обычно выявляется преобладающий тренд, по-видимому соответствующий палеосклону: в бассейне Уэльса он направлен к югу, а в бассейне Кэтскилл — к северо-западу.

Фоссилии в этой фации обнаруживаются с трудом. В сланцах иногда содержатся фрагменты растений и имеются корненошные

горизонты. Местами в песчаниках встречаются неопределимые пластинки и шипы примитивных рыб, таких, как птераспиды, а в Южном Уэльсе — часто двустворчатые симметричные раковины пелеципод, так называемых *Archanodon jukesi*. В песчаниках и конгломератах иногда присутствуют остатки растений.

Интерпретация. Повторяющееся в данной фации измельчение материала снизу вверх предполагает, что накопление ее связано с течениями, которые внезапно возникали в той или иной части бассейна, а со временем медленно теряли свою скорость. Таким образом, конгломераты, покрывающие эрозионные поверхности, отвечают турбулентным течениям, в то время как перекрывающие их песчаники — более низким скоростям однонаправленных волокущих течений, с которыми связано отложение косослоистых осадков из материала мигрирующей мегаряби. Постепенное измельчение материала (до алевролитов) свидетельствует, что скорость течений уменьшалась до таких значений, когда могло происходить выпадение из суспензии тонких частиц. Русловая природа песчаников и характер падения главных поверхностей напластования в сторону оси русла наводят на мысль о возможности сравнения их с песчаными косами современных меандрирующих рек.

Переслаивание сланцев с косослоистыми тонкозернистыми песчаниками и наличие трещин высыхания подразумевают, что сланцы накапливались в обстановке, при которой осаждение тонкого материала из суспензии и действие низкоскоростных волокущих течений чередовалось с периодами субаэрального развития. Желваковые псевдокристаллические карбонаты — аналоги современных почвенных горизонтов каличе. Наиболее вероятно, что тонкозернистая субфация накапливалась на затопливаемой пойме, по которой меандрировали речные русла (см. рис. 19).

Считают, что фауна, найденная здесь, является пресноводной. Подобные выводы в значительной мере носят характер «замкнутого, или порочного круга», так как строятся следующим образом: поскольку вмещающие фауну отложения представляют собой континентальные образования, то найденные в них ископаемые являются неморскими. Тем не менее важно, что такие несомненно морские организмы, как брахиоподы, иглокожие и трилобиты, здесь отсутствуют. Аналогичным образом наличие остатков растений и корненошных горизонтов позволяют предположить, что обстановка накопления осадков если и не была континентальной, то во всяком случае была приурочена к прибрежной, периодически затопляемой зоне.

Все вместе взятые факты приводят к заключению, что осадки фации Кэтскилл накапливались в континентальных условиях. Вертикальная последовательность в изменении литологии и характере осадочных текстур хорошо сравнима с той, что наблюдается в осадках современных меандрирующих рек; размытые поверхности, выполненные конгломератом, образуются на дне русла, а сilt — на затопляемой пойме [2, 101].

Цикл такого типа — с измельчением материала снизу вверх — свойствен многим древним аллювиальным отложениям. До того, как этому явлению было дано простое объяснение, выдвигалось несколько предположений. Сюда относятся эвстатические изменения уровня моря, которые могли воздействовать на базис эрозии (и аккумуляции) и профиль равновесия реки; тектоническое поднятие истоков, приводившее к увеличению поступления материала; климатические изменения и соответственно, изменения в количестве осадков, величины стока и скорости течения.

Следовательно, миграция реки по своей пойме может служить адекватным объяснением аллювиальных циклов, когда этот процесс накладывается на постепенное тектоническое погружение. Конечно, это не исключает воздействие иных процессов на осадконакопление, но если они и воздействуют, то их эффект должен накладываться на существующий циклический механизм формирования затопляемой поймы. Несомненно, крупномасштабные вариации фаций и несогласия, наблюдаемые в бассейне Южного Уэльса, свидетельствуют о приложении иных сил, кроме тех, которые генерирует меандрирующая река. На основании статистического изучения циклотем в Пембрукшире (Великобритания, Южный Уэльс) Р. Аллен показал, что они бывают двух типов: локализованные в пространстве и обладающие достаточной латеральной выдержанностью. Первые были отнесены к аутоциклическим процессам (например, миграция меандрирующих русел), а последние связаны с аллоциклическими процессами регионального масштаба.

В плейстоценовых и современных аллювиальных осадках долины р. Миссисипи выделяют пять серий, в каждой из которых обнаруживается измельчение материала снизу вверх. Как предполагают У. Тенбулл, Е. С. Кринитски и Л. Джонсон (1950 г.), их накопление может быть соотнесено с изменениями уровня моря в ледниковую эпоху. Происхождение циклов в аллювиальных толщах подробнее рассмотрено в работах [2, 3, 22, 10 и др.].

ДИСКУССИЯ

Большие объемы пород разного возраста — от докембрийских до современных — во многих районах Земли соотносятся с аллювиальными обстановками. В целом их можно подразделить на четыре типа:

- 1) призмы осадочных пород мощностью в сотни метров, отлагавшиеся в пред- и межгорных впадинах;
- 2) толщи мощностью в несколько сотен метров, накопление которых происходило в ограниченных разломами узких прогибах в пределах континентальных щитов;
- 3) обширные аллювиальные покровы, сложенные грубыми осадками ветвящихся рек; в пределах континентальных щитов их мощность обычно составляет несколько десятков метров;
- 4) тонкие аллювиальные покровы под трансгрессивными морскими осадками.

Первый тип аллювиальных отложений, представленный фацией Кэтскилл Северной Америки и отложениями песчаника Олдрэд Южного Уэльса, уже рассмотрен. К нему относят верхнемеловые отложения к востоку от Скалистых гор (гл. VI), третичные молассы Швейцарии и сиваликские серии на юге Гималаев. Всем им присущи следующие отличительные признаки: их накопление происходило в бассейнах вдоль краев воздымающихся горных цепей; вблизи гор, откуда поступал материал, их мощность достигает нескольких сотен метров; с удалением от источников сноса мощность уменьшается, а слагающий их материал становится более тонким. Фациальный анализ этих осадочных толщ показал, что обстановки их накопления менялись: вблизи источников сноса — это аллювий ветвящихся рек, затем — аллювий меандрирующих рек, береговые отложения и, наконец, осадки открытого моря.

Второй тип аллювиальных отложений встречается в ограниченных разломами впадинах, часто отделенных от моря, расположенных либо в пределах горных цепей, либо на континентальных щитах. Эти осадочные накопления, имеющие мощность сотни метров, обычно представлены грубым аллювием протоков и материалом, поступавшим из конусов выноса на уступы краевых разломов. По латерали они могут переходить в аллювий меандрирующих русел или же непосредственно в озерные отложения центральной части впадины. Нередко они переслаиваются с вулканическими породами, поступавшими по краевым разломам. Примером могут служить триасовые отложения Ньюарка — комплекс Коннектикутского прогиба в Северной Америке, девонские отложения долины Мидленд в Шотландии, докембрийские песчаники Скандинавии и, вероятно, породы торридона (верхнего докембрия) Шотландии.

Аллювиальные породы третьего типа — грубозернистые покровные песчаники с галькой мощностью до ста метров. Они занимают площадь в несколько сотен квадратных километров. В их основании на плоской поверхности несогласия залегают конгломераты, хотя местами эта поверхность глубоко эродирована врезами или образует бугры и рытвины. Хорошо развитые осадки этого типа встречаются в краевых зонах щита Сахары и Аравийского щита. Их возрастной диапазон весьма широк: от кембрия до настоящего времени. В широком понимании — это отложения так называемой нубийской фации (нубийский тип имеет меловой возраст). Седиментологически данные породы хорошо сопоставимы с аллювием ветвящихся рек красной торридонской фации. Однако трудно понять, насколько необходимы большие градиенты и высокие скорости течения, чтобы ветвящиеся реки могли сохраняться в нижнем течении на протяжении сотен километров. Скорее можно ожидать, что осадки очень быстро должны были достигнуть уровня равновесия, в результате чего скорость течения снизилась бы и произошло отложение тонкого аллювия меандрирующих рек.

Эту трудность преодолел в своей работе У. Стоукс (1950 г.), исследуя формацию Шинарампа и другие аналогичные ей формации плато Колорадо. Здесь на плоской поверхности несогласия за-



РИС. 33. Педимент, выработанный в докембрийских изверженных породах фундамента (темноокрашенные породы), выше него залегает кембро-ордовикский аллювий ветвящихся русел (формации Салеб и Ишрин).

На переднем плане современный аллювий, конус выноса с ветвящимися руслами Вади-Рум, Иордания

легают несколько покровов крупнозернистых песчаников и конгломератов; мощность каждого из них менее 100 м. Поскольку породы содержат континентальную фауну, едва ли они могли быть отложены морем, наступавшим на пенеплен. Более вероятно, что эти песчаные покровы отлагались на предгорных конусах выноса, выходявших с уступов, которые отступали все далее и далее по мере расширения (отступления задней стенки) педиплена. Аналогичное объяснение было предложено в 1969 г. П. Уилльямсом в отношении конусов выноса торридонского возраста.

Данная концепция применима и в случае нубийской фации Сахары и Аравийского щита. Типичным примером могут служить осадочные породы Южной пустыни Иордании (рис. 33). Докембрийский фундамент, сложенный изверженными породами, перекрыт мощной 700-метровой толщей крупнозернистых косослоистых галечных песчаников, отвечающих, согласно исследованиям автора, обстановке ветвящихся рек. Аллювиальная фация подразделяется здесь на три формации (рис. 34). Несогласный контакт с докембрийским фундаментом южнее Вади-Рум представлен плоской постседиментационно выветрелой поверхностью. Севернее и ниже по течению останцы этих песчаников внедряются на 35 м в вышележащую формацию Салеб, мощность которой увеличивается от 30 м южнее Вади-Рум приблизительно до 60 м в 30 км к северу. Подошва перекрывающей ее формации Ишрин маркируется огромными русловыми комплексами, днища которых выполнены чешуйчатыми пластинами алевролитов размером более 1 м. Можно предполагать, что их образование связано с переработкой нижележащей формации Салеб. Мощность формации Ишрин около 300 м (с небольшим региональным утонением на площади в сотни квадратных километров). Кровля этой формации изрезана ложбинами глубиной до 5 м, местами их заполняют пластины алевролита. Эти ложбины маркируют подошву формации Дизин, которая, подобно формации Ишрин, имеет мощность около 300 м и на пло-

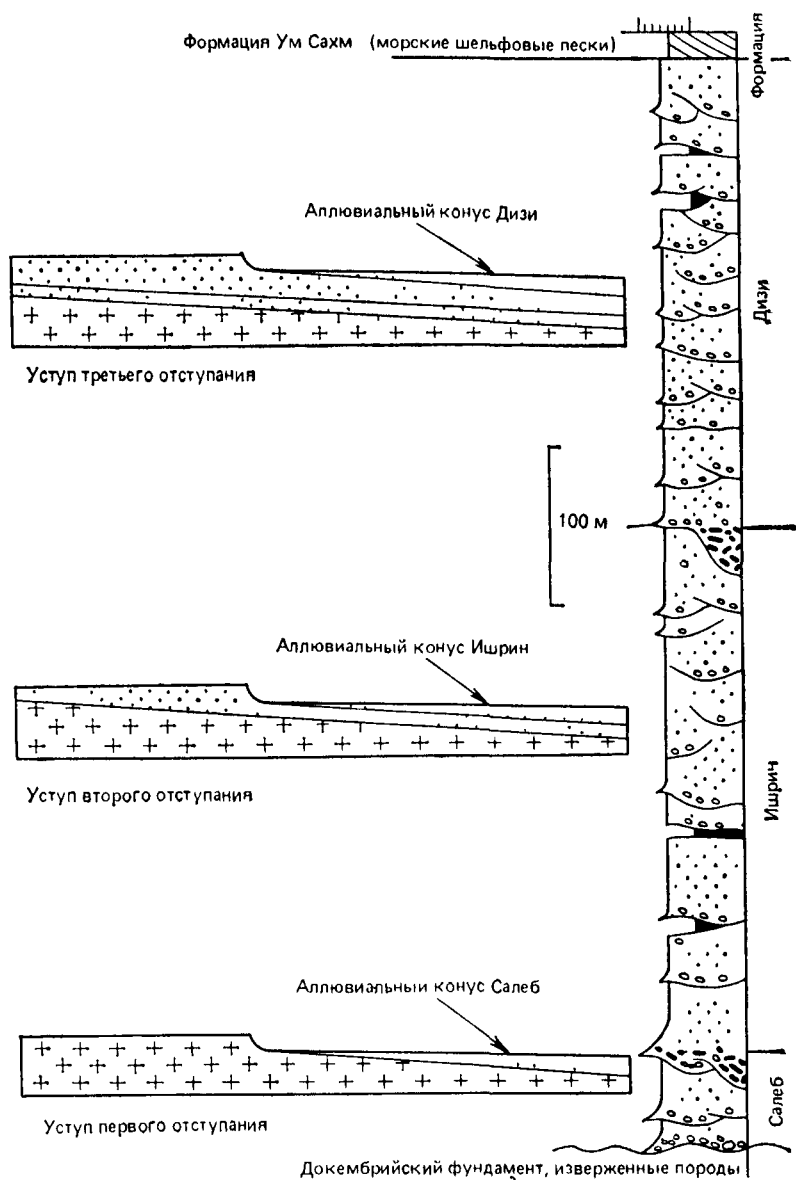


РИС. 34. Разрез кембро ордовикских песчаников аллювиального генезиса (аллювий ветвящихся русел) в Южной пустыне, Иордания.

Диаграмма наглядно показывает возможный механизм накопления осадков за счет повторяющихся поднятий и педиментации

щади в сотни квадратных километров обнаруживает лишь небольшие изменения мощности. Формация Дизи резко (но без следов эрозии) переходит в вышележащую толщу шельфовых песчаников формации Ум-Сахм.

Наиболее привлекательное объяснение возникновения этих образований несомненно связано с их накоплением в ветвящихся конусах, выходящих от последовательно отступающего крутого уступа. Согласно этим представлениям, Аравийский щит трижды испытывал поднятие: каждая фаза обновления рельефа вызывала перемещение уступа внутрь щита. Первый из уступов, по-видимому, прорезал педимент в фундаменте, на котором отлагался аллювий формации Салев. Следующая фаза поднятия заставила второй уступ прорезать в осадках формации Салев новый педимент, погребенный затем аллювием формации Ишрин. Третье повторение этого процесса привело к накоплению формации Дизи (см. рис. 34).

Четвертый тип аллювиальных осадков, образующих тонкие покровы под осадками морских трансгрессий, генетически связан с морскими береговыми линиями, поэтому он будет рассмотрен в гл. VI.

ЭКОНОМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ

Аллювиальные отложения представляют интерес для поисков нефти, урана, руд различных металлов, угля. Аллювиальные отложения могут служить хорошими нефтяными ловушками, если они соседствуют с нефтематеринскими слоями. Поскольку последние могут отсутствовать, в частности в континентальных аридных бассейнах, аллювиальные залежи нефти обычно бывают отделены от своих материнских пород несогласием. Основное различие должно проводиться между перспективными с точки зрения накопления нефти песчаными покровами систем ветвящихся рек и песчаниками изолированных русел поясов меандрирования: если первые способствуют формированию гигантских структурно обусловленных полей, то вторые вмещают лишь небольшие стратиграфически замкнутые залежи.

В системах ветвящихся рек могут аккумулироваться мощные покровы пористых песков с высокой проницаемостью, имеющие несколько прослоев непроницаемых сланцев. В своем развитии район может испытывать погружение, сопровождающееся образованием разломов, и может быть захвачен морской трансгрессией, что приведет к отложению илов с большим содержанием органики. После погребения нефть мигрирует из сланцев и накапливается в аллювиальных песчаниках ветвящихся русел — в замке антиклиналей или наклонных за счет движений по разломам блоках (рис. 35). Такая последовательность событий приводит к формированию гигантских нефтяных полей, таких как Прюдо-Бэй на Аляске, Хасси-Месауд в Алжире и месторождений Сарир и Месла в Ливии.

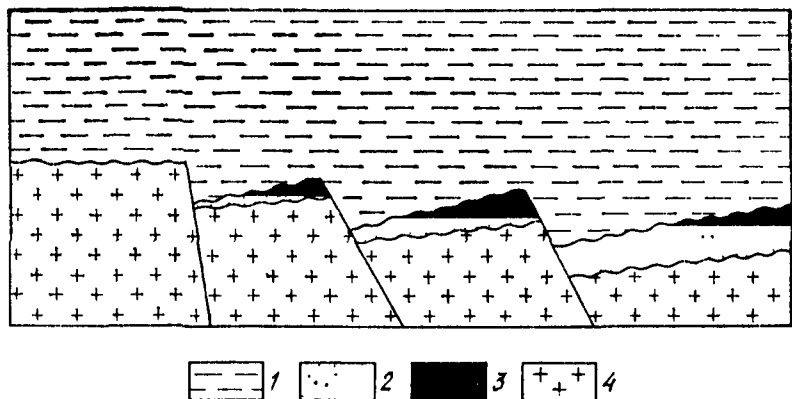


РИС. 35. Схема, показывающая образование крупных нефтяных ловушек в покровных песчаниках ветвящихся русел в случае их приуроченности к ограниченному разломами наклонным блокам фундамента и трансгрессивного перекрытия сланцами с большим содержанием органики:

1 — трансгрессивные сланцы (материнские породы и толща запечатывания), 2 — покровные песчаники ветвящихся русел, 3 — нефтяные залежи в покровных песчаниках, 4 — фундамент

Из-за высокого значения песчано-глинистого коэффициента (sand-shale ratio) аллювий древних пойм с меандрирующими руслами лишь изредка становился местом формирования крупных структурных залежей нефти. Для этих осадочных образований характерны более мелкие стратиграфические аккумуляции углеводородов. Границы такого рода залежи совпадают по очертаниям с границами выполненных песчаником русел. Однако обычно наблюдают некоторые расхождения за счет регионального наклона. На рис. 36 представлены четыре типа залежей, связанные с аллювиальными пойменными отложениями.

Иногда заполненные песчаными осадками меандрирующие русла наклонены в направлении палеопростираания. Нефть, мигрирующая вверх по восстанию, в этом случае может накапливаться в верхах отмелевых песчаников, т. е. там, где они латерально запечатаны перекрывающими сланцами (см. рис. 36). Примером такого рода служит месторождение Реклюз в шт. Вайоминг.

Необходимо помнить, что русло — это обстановка, в которой происходит транспортировка песка, но отнюдь не всегда та обстановка, где песок откладывается. Некоторые русла теряют активность и омертвляются, и в них образуется глиняная пробка. Следовательно, бывают случаи, когда сланцы в отмершем русле запечатывают залежь сверху, препятствуя миграции нефти (см. рис. 36). Примеры ловушек такого типа — нефтяные месторождения Койот-Крик и Миллер-Крик в шт. Вайоминг.

В том случае, когда наклон направлен соответственно палеопадению, нефть может мигрировать далеко вверх по выполненному песком руслу, и ловушка образуется там, где слой песчаника будет выклиниваться между двумя непроницаемыми слоями (см.

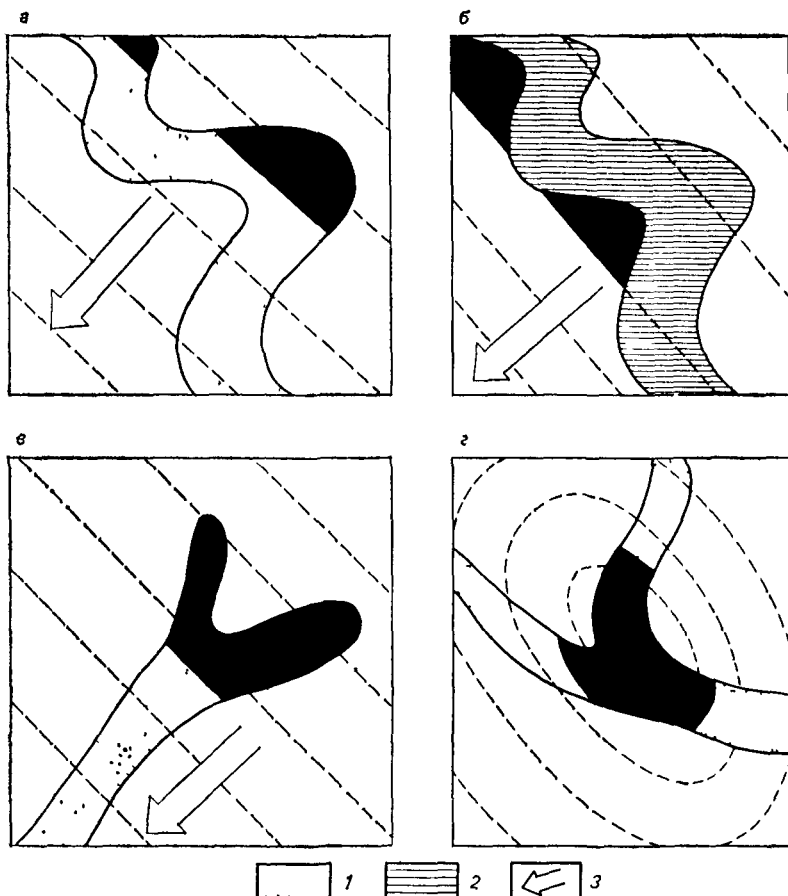


РИС 36 Схема возможного формирования нефтяных ловушек в пойменных отложениях

Следует обратить внимание что хотя в большинстве случаев в руслах залежь приурочена к песчаникам, в случае б мертвое русло заполнено глиной (черное) которая запечатывает нефтяную залежь (примеры рассмотрения нефтяных ловушек разного типа см в тексте)
1 — русловой аллювий, 2 — глинистая закупорка мертвого русла 3 — региональный наклон

рис 36). Именно к этому типу относятся месторождения Кларетон и Фидлер-Крик в шт Вайоминг

Наконец, русла могут пересекать антиклинали, что приводит к формированию весьма трудно уловимых аккумуляций (см рис 36) Месторождение Пайкс-Пик в шт Саскачеван служит иллюстрацией такого типа залежей [57]

Кроме нефти и газа, аллювиальные отложения могут содержать руды металлов Характерный пример — золотоносные отложения Витватерсранд в Южной Африке Они широко исследованы и рассмотрены в специальной литературе Впадина Рэнд, протягивающаяся на 250 км с северо-востока на юго-запад и на 170 км

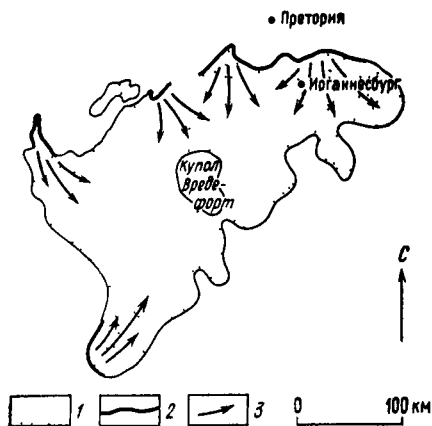


РИС 37 Карта бассейна Витватерсранд (докембрий, Южная Африка) демонстрирует приуроченность золотоносных осадков к вершинам аллювиальных конусов

1 — бассейн Витватерсранд, 2 — главные участки золотоносной минерализации, 3 — направления палеотечений

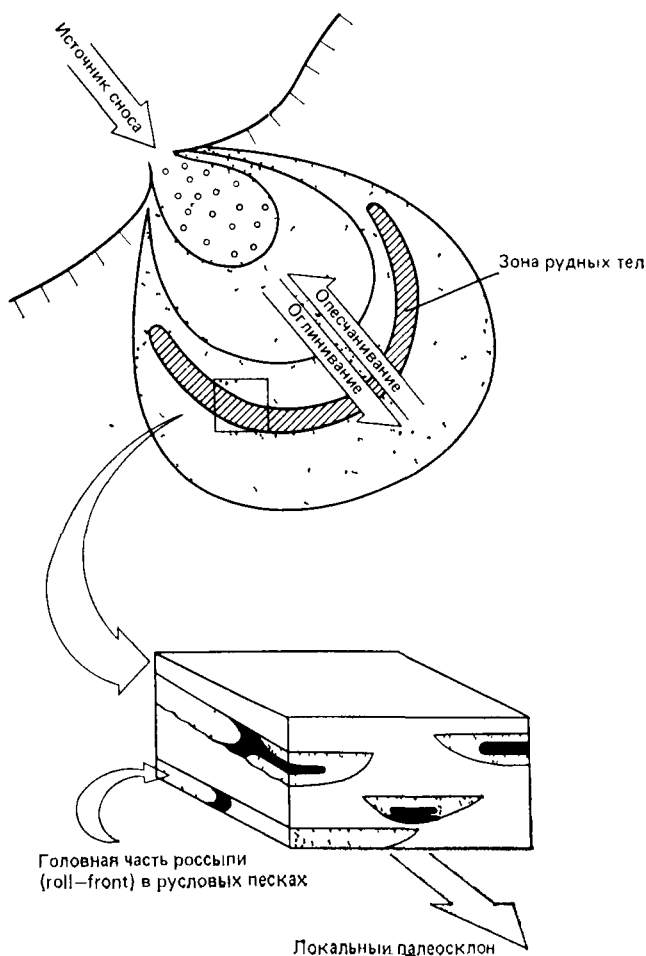


РИС 38 Схема, поясняющая седиментологический контроль урановой минерализации в аллювиальных конусах

с северо-запада на юго-восток, располагается на докембрийском фундаменте Южной Африки. Ее заполняют докембрийские класто-генные осадки мощностью более 8 км, для которых характерно укрупнение материала вверх по разрезу и к северо-западу, в направлении предполагаемого источника сноса. Относительно условий накопления отложений Витватерсранд (и генезиса содержащихся в них золота и урана) велись длительные дискуссии. Прослеживание по площади размеров гальки и направлений палеотечений показало, что накопление осадков происходило в конусах, которые опускались в бассейн, радиально расходясь от нескольких точек на его западной окраине (рис. 37). В настоящее время мнение специалистов склоняется в пользу того, что накопление осадков протекало в условиях аллювиальной зандровой равнины с ветвящимися руслами. Независимо от того, признано происхождение рудных компонентов россыпным или сингенетическим, не вызывает сомнений факт тесной корреляции их распределения с осадочными фациями. В региональном масштабе наибольшее содержание полезного компонента отвечает вершинам конусов, по локальные концентрации связаны с заполненными конгломератами ложбинами шириной около 600 м и глубиной 60 м.

Урановая минерализация встречается в аллювии триасово-юрского возраста плато Колорадо и эоценовом аллювии Вайоминга (США). Относительно ее происхождения также существуют разногласия, однако наличие тесной корреляции между минерализацией и осадочными фациями ни у кого сомнений не вызывает. В региональном масштабе рудные тела приурочены к дугообразным зонам в средней части древних аллювиальных конусов. По-видимому, именно здесь достигается то критическое соотношение песчаников с их хорошей проницаемостью и непроницаемых сланцев, которое было благоприятно для накопления минерала. Аналогичная закономерность была выявлена, например, в рудном поясе Уравен в пределах конуса Моррисон (шт. Колорадо) и в конусе Паддл-Спрингз (шт. Вайоминг, США). Что же касается локального положения рудных тел, то они приурочены к менискообразным телам, именуемым «ролловые фронты» (roll fronts) в пределах русел. Осаждение рудного минерала, вероятно, происходило у поверхности смещения реликтовой и вторично обогащенной ураном атмосферной воды (рис. 38).

В древних аллювиальных отложениях встречаются также угли. Для удобства интерпретация условий накопления углей будет дана в гл. V, посвященной дельтам.

ПОДПОВЕРХНОСТНАЯ ДИАГНОСТИКА АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Аллювиальные отложения часто встречаются в погребенном состоянии, а поскольку они иногда перспективны с точки зрения месторождений полезных ископаемых, их выявление имеет большое значение. Так как отложения ветвящихся рек и меандрирую-

ших русловых систем в этом отношении различаются, целесообразнее их рассматривать раздельно по всем пяти параметрам: геометрии, литологии, осадочным текстурам, палеотечениям (т. е. характеру наклонов) и палеонтологии.

Подповерхностная диагностика отложений ветвящихся рек. Отложения ветвящихся рек обычно накапливаются в виде покровообразных, значительных по мощности и протяженности толщ, нередко перекрывающих неправильные или в форме педиментов поверхности несогласия. Верхняя и нижняя границы таких отложений могут быть сейсмическими рефлекторами, поскольку на их контактах с вмещающими породами наблюдаются значительные контрасты скорости прохождения волн. Покровная или конусообразная геометрия таких осадков поддается картированию. Из-за однородной песчаной природы отложений ветвящихся рек внутри толщи скорость меняется мало и внутренние отражающие горизонты обнаруживаются в них редко.

Литологически такие отложения почти всегда представлены конгломератами и грубозернистыми песчаниками с весьма малым (около 10 %) количеством тонких песчаников и алевролитов. Естественно, в них отсутствует глауконит, но в них нет и углистого органического материала, что связано с их накоплением в окислительной среде. Эти осадки имеют обычно красный цвет за счет присутствия в цементе красного оксида железа. Красный цвет обусловлен процессами диагенеза, рассмотрение которых выходит за рамки данной книги [98]. Однако общепринято, что ранний диагенез осадков, которые отлагались выше уровня грунтовых вод, происходит в окислительной среде. Органический материал при этом разрушается, а железо сохраняется в виде красного оксида железа. Те осадки, которые накапливаются ниже водного зеркала, испытывают ранний диагенез в восстановительной среде. В этом случае органический материал может сохраниться, а железо будет представлено в виде блекло окрашенных оксидов или пирита (рис. 39).

Таким образом, аллювиальные песчаники ветвящихся рек обычно окрашены в красный цвет, подобно некоторым другим осадочным породам аридных или семиаридных обстановок. Естественно, что из этого общего правила есть исключения. В частности, некоторые глубоководные илы* тоже бывают красного цвета (с. 135), причем вторичная красная окраска существует ниже несогласия. Красные слои могут приобретать серо-зеленый цвет, если они испытывают подтопление за счет реликтовых вод с сильно выраженными восстановительными свойствами. Это явление особенно часто наблюдается в местах аккумуляции углеводородов.

Для отложений ветвящихся русел типично наличие русловых врезов, хотя они могут быть и не обнаружены в отдельной буровой колонке или на каротажной кривой. Русловые врезы бывают за-

* В советской литературе в этом случае чаще используется термин «глубоководные красные глины».

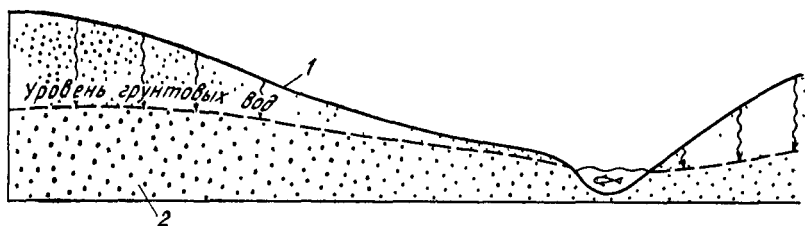


РИС. 39 Ранний диагенез соединений железа в соотношении с уровнем грунтовых вод

1 — вадозная зона окислительная среда, органический материал разрушается, образуются красноватые оксиды железа, 2 — фреатическая зона среда с восстановительными свойствами, железо сохраняется в виде слабоокрашенных оксидов и пирита

полнены косо- или плоскостойкими песками, местами с отдельными опрокинутыми передовыми слоями и нарушенной слоистостью

Наиболее характерная особенность, различаемая в буровых колонках, — двойная эрозионная поверхность (выше и ниже прослоев сланца). Эти отложения мертвых русел служат диагностическим признаком осадков ветвящихся рек. Распознавание их весьма важно, поскольку можно предположить, что сланцы имеют шнурковую геометрию и не препятствуют миграции флюидов и формированию залежей углеводородов и водоносных горизонтов.

Рисунок записи наклонов для этих отложений весьма сложен. Для сланцев брошенных русел характерен «зеленый мотив» структурных наклонов, «мешок с гвоздями» нередко обнаруживается для русловых конгломератов и песчаников; в последнем случае наклон передовых слоев по направлению течения может достигать 25° .

Косая слоистость в осадках ветвящихся русел отличается четко выделяющимися направлениями вниз по течению [89]. Средние направления наклонов, как правило, сильно меняются от русла к руслу.

Аллювий ветвящихся русел обычно не содержит палеонтологических остатков, так как для его накопления характерны окислительные условия. Лишь изредка в них находят ископаемые следы позвоночных, а также следы движения червей, моллюсков и... веселящихся в сексуальном восторге динозавров.

Вот те пять критериев, которые необходимо учитывать при диагностике отложений ветвящихся русел по данным бурения и геофизическим исследованиям. На рис. 40 приведены графики гамма-каротажа, глубинного наклономерного каротажа и характеристики буровой колонки, которые должны быть получены при бурении скважины в породах такой фации.

Подповерхностная диагностика отложений меандрирующих рек. При переходе ветвящихся русел в меандрирующие в осадках также обнаруживается постепенный переход. Собственно пойменные осадки меандрирующих рек принципиально отличаются от ал-

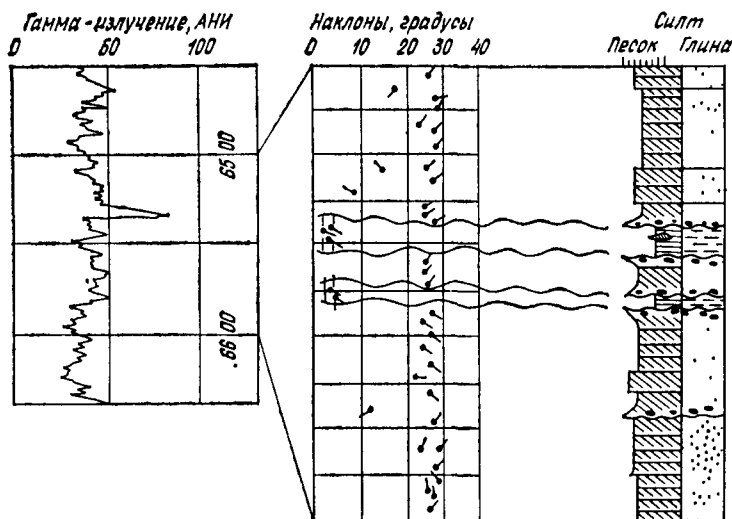


РИС. 40. Виды коротажных записей (мотивов) и разрез по скважине, вскрывшей аллювий ветвящихся русел.

Данные гамма коротажа свидетельствуют о более или менее однообразной толще песчанников с отдельными прослоями сланцев. Наклономерный коротаж выявляет «зеленый мотив» в сланцах и крутое падение передовых слоев в русловых песчанниках. Бурением обнаружены главным образом косослоистые песчанники со сланцами мертвого русла, залегающими между двумя эрозионными поверхностями.

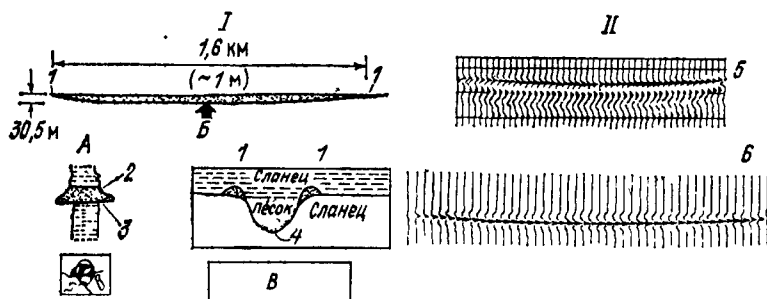


РИС. 41. Геологическая модель (I) и сейсмическая запись (II) для русловых осадков, демонстрирующих измельчение вверх по разрезу. По М Шрамму и др (1977), с разрешения Американской ассоциации геологов-нефтяников.

А — коротаж по естественным потенциалам, Б — истинная вогнутая линза, В — русловые пески, дельтовый марш, 1 — намывы (прирусловые валы), 2 — постепенный верхний контакт; 3 — резкий нижний контакт, 4 — несогласие, 5 — запись типа слабой морской волны, 6 — модельная откорректированная запись.



РИС. 42. Трехмерная сейсмическая съемка, позволяющая выявить меандру на аллювиальной равнине (Таиландский залив). По А. Брауну и др. (1982), с разрешения Американской ассоциации геологов-нефтяников

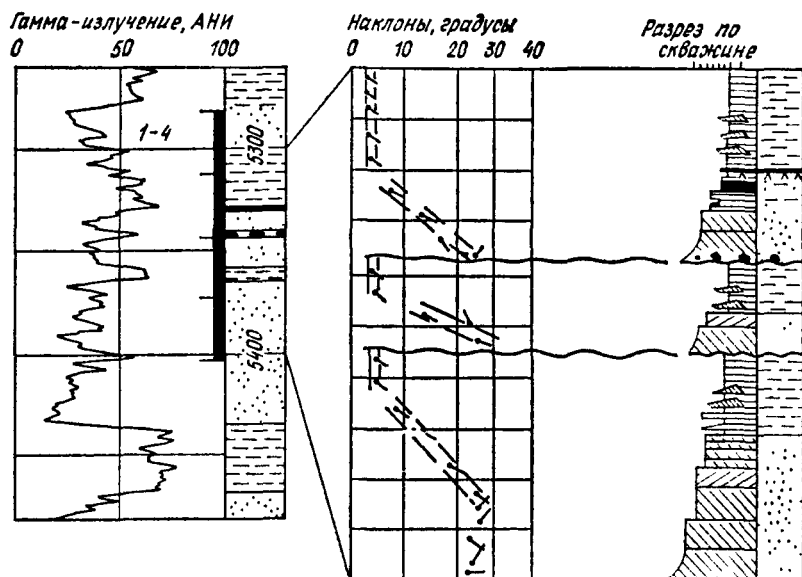


РИС. 43. Типы каротажных записей для скважины, пройденной в аллювии меандрирующей реки.

Закономерное измельчение материала вверх по разрезу на графике гамма каротажа устанавливается недостаточно очевидно, однако высокое значение песчано-глинистого коэффициента отличает эти отложения от континентальных толщ ветвящихся русел или золотых осадков. Следует обратить внимание, что для сланцев характерен «зеленый мотив» записи наклонов, а для русловых песчаников — «красный». По колонке легко устанавливается измельчение материала вверх по разрезу.
1—4 — номера образцов керна

лювия зандровых равнин значением песчано-глинистого коэффициента. Если отложения зандровых равнин представлены почти исключительно песками и гравием, то аллювий пойм меандрирующих рек содержит приблизительно равные количества руслового песка и пойменного ила. Отложения того и другого типа при сходстве их внешней геометрии резко отличаются внутренними особенностями. Русловой природой пойменных отложений обусловлено существование целой серии неустойчивых сейсмических рефлекторов. Для русел характерны, как правило, эрозионные подошвы и постепенные изменения вверх по разрезу, поэтому сигналы отражаются от их днища (рис. 41). Трехмерная сейсмическая съемка позволяет оконтурить весь пояс меандрирования, дифференцируя при этом русловые и старичные отложения от пойменных илов (рис. 42). Что касается литологии, то аллювий меандрирующих рек более тонкозернистый и характеризуется соотношением песка и глины 50:50. Конгломераты, за исключением имеющих интраформационное происхождение, здесь редки. Песчаники, как правило, относительно тонкозернисты. Аллювиальные отложения такого типа семиаридных областей могут быть окрашены в красный цвет и ассоциировать с горизонтом желваковых карбонатных каличе. Вместе с тем, встречаются песчаники и сланцы, окрашенные в блеклые тона. Они отвечают заболоченным аллювиальным равнинам и часто ассоциируют с прослоями углей, которые служат источником углистого детрита песчаников и сланцев.

Стратиграфические интервалы в буровых колонках обнаруживают серии осадочных текстур, присущих толщам, характеризующимся измельчением материала вверх по разрезу; они были рассмотрены нами ранее. На эрозионной поверхности речного дна могут залегать косослоистые отмелевые песчаники, которые постепенно переходят в более тонкие косослоистые песчаники, а затем в пойменные сланцы с трещинами высыхания.

Отмечают два вида графиков глубинного наклономерного каротажа: «зеленый мотив» соответствует сланцам, «красный мотив» — русловым песчаникам. Детальный анализ последних позволяет иногда выявлять их бимодальный характер: один вид записи отражает главные поверхности напластования песчаных баров, чему отвечают наклоны в сторону оси русла; другой вид записи — косую слоистость, под углом 90° к первому виду и вниз по течению. Более подробно такие графики будут рассмотрены в разделе, посвященном дельтовым рукавам, аналогом которых эти отложения являются. Отложения меандрирующих рек могут содержать пыльцу и споры наземных растений.

На рис. 43 представлены каротажные кривые и колонка, которые можно ожидать в скважинах, пробуренных в отложениях меандрирующих речных систем. На рис. 44 приведен разрез толщи с несколькими инкрементами русловых песчаников, пойменными углями и сланцами, полученный при бурении скважины в Северном море.

Литература [3, 22, 53, 57, 65, 68, 74, 79, 89, 98].

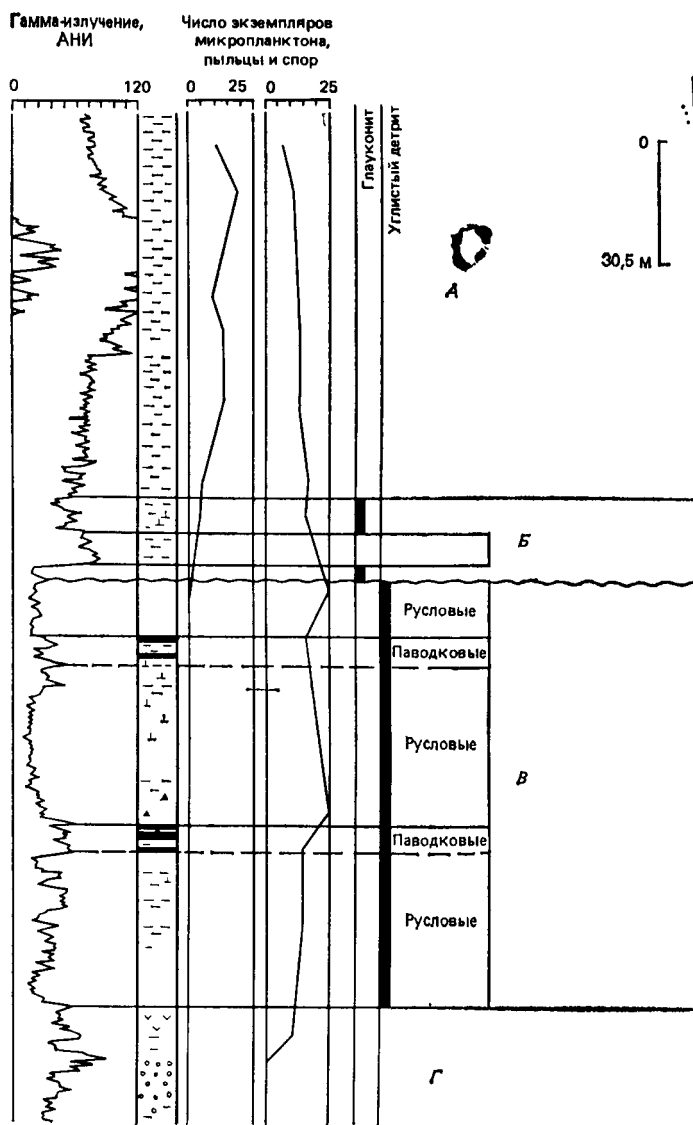


РИС. 44 Данные по одной из скважин, пробуренной в Северном море и вскрывшей аллювиальные отложения, несогласно перекрытые морскими сланцами. По [79], с разрешения Американской ассоциации геологов-нефтяников

На графике гаммакаротажа видно несколько циклов в которых песчаники с резкими эрозийными подошвами (и при постоянном или приобретающем вверх по разрезу характерный «сланцевый» вид рисунка кривой) переходят в паводковые сланцы и угли. **А** — аргиллит темно серый алевроитовый морские условия, ниже уровня волнового воздействия, **Б** — песчаник переходной зоны, белый, тонкозернистый, алевроитистый, глауконитовый морское мелководье, **В** — песчаники белые, отмытые от грубых до очень тонких, аргиллитизированные, углистые с прослоями черного углистого аргиллита и угля речная пойма с меандрирующими руслами, **Г** — песчаник красно-коричневый очень грубый и конгломерат с обломками вулканитов, переслаивающиеся с тонкими красно-коричневыми алевроитистыми аргиллитами речная задровая равнина с ветвящимися руслами

ГЛАВА III

ЭОЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Древние осадочные породы эолового генезиса часто очень трудно отличить от отложений текучих вод. Однако существует целый ряд признаков, которые позволяют успешно проводить такое различие. Некоторые из этих признаков, будучи использованы изолированно, не дают однозначных решений. Окончательный вывод об эоловом происхождении той или иной осадочной породы требует критической оценки всего комплекса доступных данных. Помогает в решении вопроса и изучение современных эоловых отложений [51, 68, 74 и др.]

Как уже отмечалось, неморские обстановки в основном являются эрозионными. Большинство пустынь представляет собой равновесные обстановки. Иными словами на Земле есть такие районы, где не происходит ни эрозии, ни накопления осадков, хотя к ним может быть приурочено значительное количество осадочных образований — переотложенных и перемещенных по пустынным поверхностям. К сожалению, кинематографисты, изображающие пустыни как области, покрытые песчаными дюнами, грешат против истины: всего лишь около 25 % пустынь занято песчаными дюнами, в большинстве же своем пустыни представляют собой плоские равнины, покрытые песком и гравием или с выходами коренных пород.

СОВРЕМЕННЫЕ ЭОЛОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Когда в пустыне дует ветер, пыль и глинистые частицы поднимаются в атмосферу и могут быть перенесены на очень большие расстояния, прежде чем попадут в море. Пыль, заново осевшая в пустыне, в перигляциальных областях может участвовать в формировании слоев лесса или же выноситься водными потоками в эфемерические озера пустынь. Напротив, перенос песка происходит в приповерхностном слое, главным образом за счет его скачкообразного перемещения (сальтации). К счастью, скорость ветра лишь иногда бывает столь высокой, чтобы перемещать гравий. Поверхности, по которым переносится песок, — это асимметричные небольшие и крупные песчаные волны (рябь), по форме напоминающие подводную рябь. Физическая сущность (перемещение гранул твердого вещества во флюиде) эолового и водного переноса весьма сходна. По видимому, этим объясняется главная причина того, что эоловая обстановка очень трудно распознается в погребенном состоянии.

Существует много различных типов дюн. Условно среди них могут быть выделены четыре типа, имеющие в свою очередь переходные разновидности и подтипы (рис. 45). Одним из наиболее хорошо изученных типов дюн являются барханы, или серповидные песчаные дюны. Как и большинство других дюн, они имеют

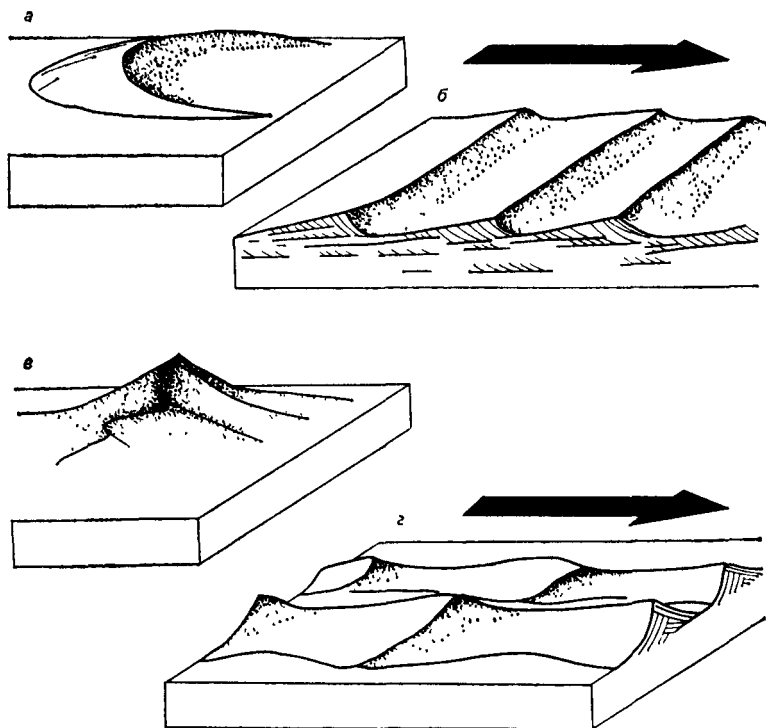


РИС. 45. Схематическое изображение основных типов дюн современных пустынь. По [80], с разрешения Академик Пресс.

Значительное накопление песчаного материала связано, очевидно, лишь с поперечными дюнами, три других типа отражают формы переработки песка и переноса его по равновесным поверхностям. Дюны: а — серповидная, или бархан, б — поперечная, в — звездчатая, г — копьевидная, или продольная; стрелками показано направление ветра

пологий наветренный склон и крутые аккреционные передовые слон с подветренной стороны. Для барханов характерны два рога — выступающие далеко вперед и направленные по ветру заостренные концы. Барханы хорошо получаются на фотоснимках, поэтому они приводятся во многих учебниках. Достаточно подробно изучена и их внутренняя структура. Однако, что касается исследования древних образований, то такие попытки в значительной мере излишни, поскольку маловероятно, что древние барханные дюны сохранились.

К барханам относятся и отдельные дюнные образования, выходящие далеко за пределы обширных песчаных морей. Как правило, они перемещаются по плоским равновесным поверхностям, сложенным коренными породами или покрытым гравием и песком. Бархан нетрудно объехать на машине, сделать несколько фотографий, пройти 1—2 шурфа, суммировать все данные, сделать соответствующие выводы и напечатать статью в ученый журнал.

Второй тип дюн — пирамидальные стеллы, или пики, напоминающие своей формой вершину Маттерхорн (в Пеннинских Аль-

пах). Очень интересно рассматривать такие дюны, особенно когда они достигают несколько десятков метров в высоту. Стеллообразные дюны относительно редки и встречаются хаотически в пределах песчаных морей или за их пределами, вблизи холмов (джебелей) или крутых уступов.

К третьему типу относят продольные, или копьевидные дюны. Обычно они встречаются в виде скоплений множества таких длинных узких дюн, вытянутых параллельно одна другой по преобладающему направлению ветра. При более детальном исследовании часто оказывается, что копьевидные дюны имеют сложную форму ложа: продольная подошва венчается серией барханоидов и пирамидальных образований. Тем не менее, копьевидные дюны напоминают барханы тем, что и те и другие располагаются на плоских пустынных поверхностях. Эти поверхности представляют собой такие формы ложа, где песок подвергается переработке и переносу; собственно осадконакопление здесь незначительно.

Четвертая разновидность — поперечные дюны. Они редко рассматриваются в литературе, однако относятся к наиболее важному типу таких образований. Они не мигрируют по плоским поверхностям в одиночку, а встречаются в виде целых полей. Перемещаются подобные скопления за счет перевеивания песка с наветренной стороны каждой дюны на подветренную. Именно с поперечными дюнами связано накопление песков, которые впоследствии могут быть погребены и сохраниться в стратиграфическом разрезе. Они мало описаны в литературе, поскольку очень нелегко проникнуть внутрь песчаного моря и вечером вернуться к холодному пиву в лагерь *. По существу, поперечные дюны напоминают мегарябь с узким прямым гребнем, характерную для подводных аккумуляций косослонных песков.

Междюнное пространство, согласно определениям, представляет собой геоморфологическую поверхность, замкнутую или частично ограниченную дюнами или другими эоловыми накоплениями, например песчаными покровами [68]. Как уже отмечалось, большинство междюнных пространств — это равновесные обстановки, где обнажаются коренные породы или на них непосредственно лежит остаточный гравий. Однако в отдельных случаях в междюнных пространствах происходит и осадконакопление [68]. Различают три типа междюнных образований: сухие, мокрые и эвапоритовые.

Сухие междюнные накопления состоят из массивных или плоскостных песков и гранул, которые в большинстве своем более грубы, чем материал, слагающий соседние дюны, и имеют бимодальную сортировку. Мокрые междюнные накопления довольно разнообразны; они содержат больше глины и алевролита, поскольку частицы такой размерности могут прилипать к влажному субстрату. Аналогично этому пески, перевеиваемые по междюнному

* Советскими исследователями такие дюны, как и другие типы дюнных образований, еще в 30-е годы изучены в пустынях Каракум и Кызылкум.

пространству, могут формировать адгезийную рябь (рябь прилипания). Следы позвоночных и следы ползания беспозвоночных организмов могут сохраняться вместе с ризоконкрециями. Междюнные образования эвапоритового типа возникают там, где песчаные моря соседствуют с себхами. Конкреции, прослои и интергранулярный цемент эвапоритов ассоциируют с терригенными осадками. Для них характерны адгезийная рябь и многоугольники высыхания.

Междюнные пространства интересны с двух точек зрения: во-первых, они могут образовывать барьеры проницаемости, которые способны замедлить, если не полностью задержать движение флюидов в эоловых песках, а во-вторых, в современных междюнных эвапоритовых образованиях установлены значительные количества органики; считается, что они могут служить источниками нефти.

Древние породы, которые относят к эоловым образованиям, в общем объеме осадочных пород количественно незначительны, хотя они весьма распространены, а по своему возрасту варьируют от докембрийских до современных. Некоторые из наиболее хорошо изученных комплексов древних осадочных пород эолового генезиса распространены на западе США. Рассмотрим их и обсудим те данные, которые позволяют утверждать, что их накопление обязано действию ветра.

ЭОЛОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ЗАПАДА США: ОПИСАНИЕ И ОБСУЖДЕНИЕ

Описание. Плато Колорадо, расположенное в западной части США, включает в себя часть территории штатов Колорадо, Аризона, Юта и Нью-Мексико (рис. 46). Этот район был важным местом периодического эолового осадкообразования на протяжении приблизительно 150 млн лет — от пенсильвания (верхнекаменноугольный период) * до верхней юры. Региональная геология здесь отличается сложностью, но часто легко поддается интерпретации благодаря хорошей обнаженности в сочетании с сильно расчлененным рельефом (рис. 47). На протяжении большей части указанного периода располагавшаяся западнее геосинклиналь Кордильер служила областью накопления морских осадков. Современное плато Колорадо представляло собой тогда нестабильный шельф. Осадконакопление происходило во множестве отдельных бассейнов, которые периодически бывали связаны друг с другом и с морем. К ним относятся бассейны Парадокс, Сан-Хуан, Кайнарцитс и Блэк-Меза. Поэтому так сложна стратиграфия этого рай-

* Пенсильваний — период палеозойской эры (после миссисипского, но до пермского периода), интервал времени приблизительно от 320 до 280 млн лет. Название происходит от шт. Пенсильвания, где отложения этого возраста угленосны, приблизительно эквивалентен верхнему карбону Западной Европы

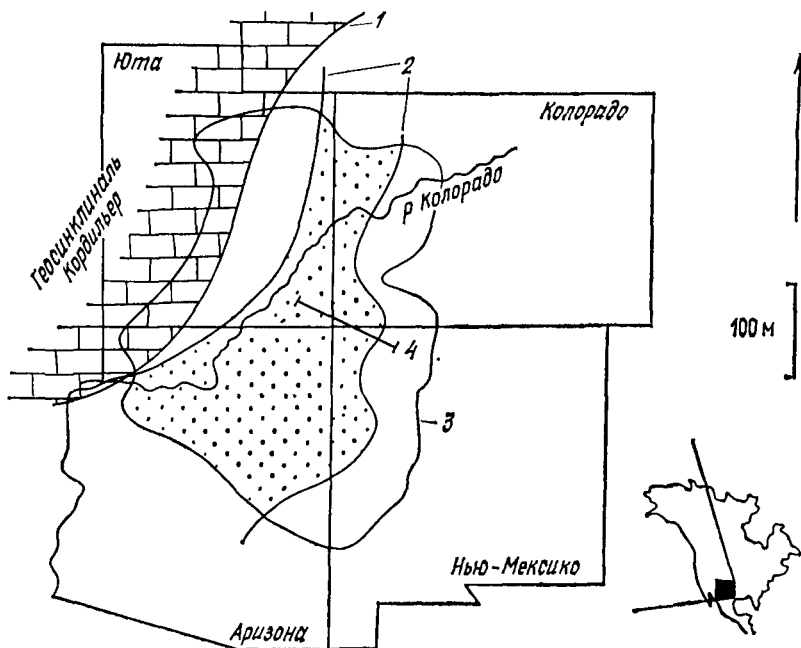


РИС. 46. Распространение древних эоловых песчаников в пределах плато Колорадо (США).

Приблизительные границы распространения 1 — восточная, преимущественно морских осадков, 2 — эоловых осадков, 3 — плато Колорадо, 4 — разрез, приведенный на рис. 49

она, характеризующаяся быстрыми вертикальными и латеральными изменениями фаций, обусловленными тектоникой и особенностями осадконакопления. В породах плато Колорадо (от пенсильвания до юры включительно) можно выделить три главные фации: 1) утончающиеся к востоку покровы известняков, сланцев, доломитов и эвапоритов (предположительно морских); 2) клинья и конусы красных песчаников, алевролитов и конгломератов, в целом более хорошо развитые на востоке, т. е. породы формаций Моенкопи и Моррисон (предположительно аллювиальные); 3) красные и белые песчаники с неправильной покровной геометрией, т. е. породы формаций Энтрада, Навахо, Уингейт, Уэбер, Де Шелли и Коконино (предположительно эоловые).

Песчаники, которые относят к эоловым образованиям, переслаиваются с породами двух других фаций с языковидным выклиниванием, но в общем границы между ними довольно резкие. Эти песчаники в плане имеют неправильную форму, мощность их редко превышает 60 м, хотя в отдельных случаях (например, в песчаниках Навахо) она может достигать 300 м. Осадочные породы представлены исключительно осадками песчаной размерности; петрографически это протокварциты с небольшим количеством

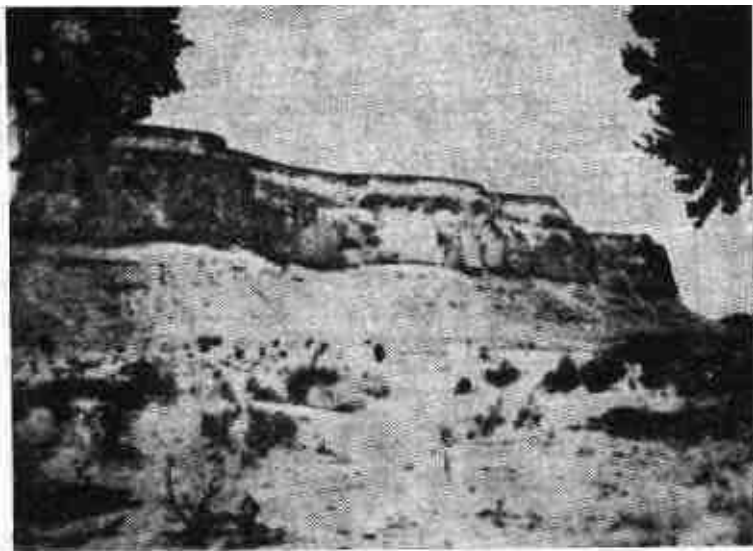


РИС. 47. Изолированный останец (бьютт), иллюстрирующий разрез плато Колорадо, Моньюмент-Вэлли, Аризона. Фото предоставлено У. Ф. Таннером.

Массивные золотые песчаники Уингейт (триас-юрские) образуют здесь крутой уступ (клиф) над осыпным склоном с выходами аллювиальных песчаников Чинл и сланцев (триас)



РИС 48. Косая слоистость в золотых песчаниках формации Энтрада (юра), Черч-Рок, шт. Нью-Мексико. Фото предоставлено У. Ф. Таннером

полевого шпата, слюды, кремня и красной железистой глины. Цементация осуществляется за счет кварца и кальцита. В одном или двух случаях, представляющих исключение (верхняя часть формации Тодилто), встречаются гипсовые золотые песчаники. По размерности зерен песчаники варьируют от очень тонких до крупнозернистых, однако преимущественно пользуются тонкозернистыми. Сортированность от средней до хорошей, в отдельных случаях бимодальная: в тонких песчаниках присутствуют крупные зерна. Степень окатанности — от средней до хорошей. Для этих пород (рис. 48) характерна косая слоистость — как полого-наклонная, так и корытообразная слоистость вложения. Мощности пачек варьируют от 1 до 60 м при ширине фестона 1—60 м. Отдельные передовые слои имеют угол падения 20—30° и, как правило, у подошвы изогнуты. Встречаются и слабонаклоненные обратные слои, которые могут быть субпараллельны эрозионным поверхностям. Иногда отмечается постседиментационная деформация слоев. Некоторые из тонкозернистых песчаников обнаруживают асимметричные знаки низкоамплитудной ряби — с индексом ряби 20—50 (индекс ряби ИР — частное от деления длины волны на ее амплитуду).

Направления наклонов косой слоистости дают большой разброс значений даже в пределах одного обнажения. Для большей части рассматриваемого периода времени (от пенсильвания до верхней юры включительно) характерен перенос материала к югу с отдельными вариациями направлений — на юго-восток и юго-запад. Эти песчаники лишены фоссилий, за исключением отдельных отпечатков лап наземных четвероногих и двуногих, преимущественно динозавров.

Обсуждение. Существуют две главные линии доказательств в пользу золотой природы этих песчаников. Одни из аргументов носят характер отрицания и свидетельствуют, что эти образования не связаны с действием воды; другие являются позитивными, подтверждая их золотой генезис.

Рассматриваемые образования едва ли формировались в водной среде, поскольку в них отсутствует галька (действительно, обычно она слишком тяжела с точки зрения золотого воздействия) и глинистые частицы (слишком легкие, чтобы они могли задержаться на продуваемой ветром поверхности). Нет здесь никаких признаков какой-либо водной биоты — морской или неморской. Отсутствуют и выполненные конгломератами русла, которые свидетельствовали бы о действии текучих вод.

На золотое происхождение песчаников указывает их близкое сходство с дюнами современных пустынь. Общим для тех и других является преобладание осадков песчаной размерности, обычно хорошо сортированных, а также отсутствие матрикса и высокая степень окатанности зерен. Косая слоистость с таким большим размахом высоты слоев не известна в современных водных осадках, но зато типична для современных наземных дюн. Индекс ряби бо-

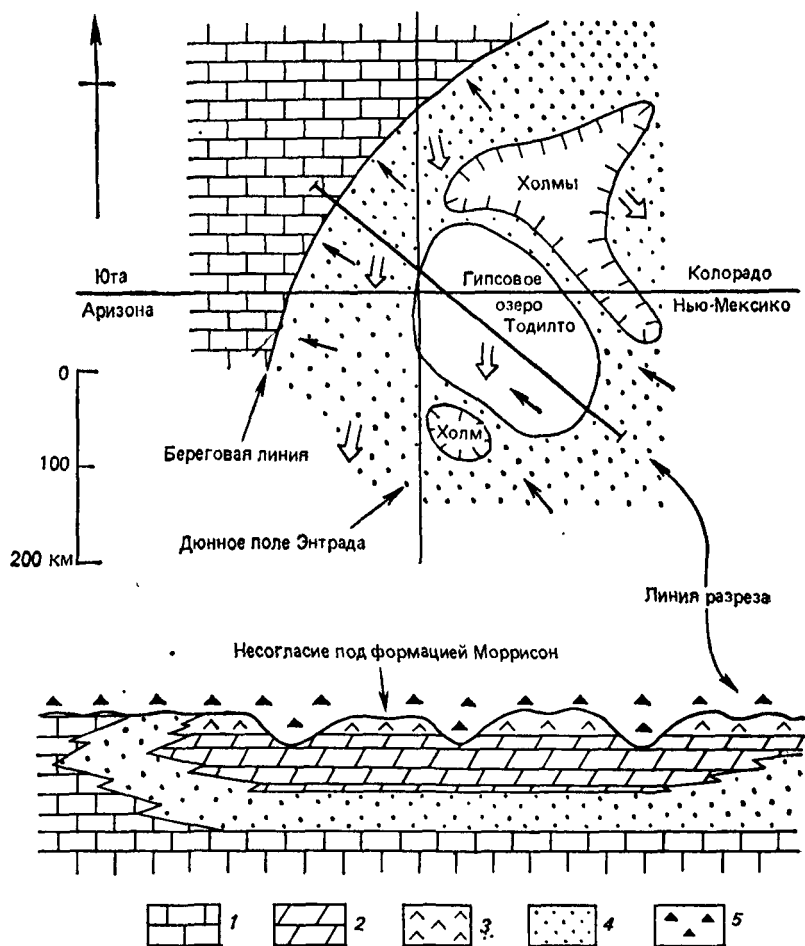


РИС. 49. Реконструкция палеогеографических условий накопления песчаников формации Энтрада. По У. Ф. Таннеру (1965), с разрешения Ассоциации геологов-палеонтологов и специалистов по геологии полезных ископаемых, модифицировано.

Мощность разреза около 100 м; тонкими стрелками показан склон, контролировавший речные палеотечения в сторону моря; толстыми стрелками показан склон независимых воздушных потоков.

1 — морские известняки формации Кармел; 2 — доломиты формации оз. Тодилто; 3 — гипсы формации Тодилто; 4 — золотые песчаники формации Энтрада, 5 — аллювиальные песчаники, конгломераты и алевролиты формации Моррисон

лее 15 зарегистрирован в современных золотых накоплениях, в то время как для современной водной ряби он меньше 15 [94]. Области развития современных дюн обычно безжизненны: остатки растений и животных, живших или погибших здесь, иссушаются и разрушаются движущимися песками. Постоянное направление переноса песка (на юг) перпендикулярно генеральному палео-

склону плато Колорадо, обращенному к западу, и, как можно видеть местами, находится под косым углом к контролируемому склоном палеотечениям соответствующих красных аллювиальных толщ (рис. 49).

В отношении эолового происхождения этих песчаников высказывался и ряд сомнений (см. работы К. Стэнли с соавторами, У. Фримана и Г. Више). Так отмечалось, что крупномасштабная косая слоистость, хорошая окатанность, отсортированность и штриховатая поверхность зерен, присущие этим осадочным породам, могли бы также отвечать условиям морского шельфа. Вероятностные кривые сортированных песков сравнимы с таковыми для современных фаций приливно-отливных течений. Зеленые пеллеты, обнаруженные в рассматриваемых отложениях, интерпретировались как глауконит морского генезиса.

Участвовать в этой полемике, тем более не имея опыта собственных полевых исследований рассматриваемых пород, трудно. Однако здесь можно отметить два момента: во-первых, само существование такой дилеммы свидетельствует об отсутствии ясных критериев распознавания пород эолового генезиса, а во-вторых, на обширных шельфах, где приливно-отливное мелководное море периодически заливало пустыню, эоловые пески могли наследовать текстурные особенности, созданные под действием воды, и наоборот.

Благодаря изобилию имеющихся в нашем распоряжении стратиграфических и седиментологических данных палеогеографические условия древнего плато Колорадо могут быть реконструированы достаточно детально. В пенсильвании и ранней перми дюны периодически распространялись по прибрежной равнине, отделяющей моря геосинклинали Скалистых гор от аллювиальных предгорных конусов, спускавшихся к востоку. Эоловые песчаники, имеющие возраст от поздней перми до среднего триаса, не известны.

В позднем триасе и в ранней юре поля дюн развивались во внутренних бассейнах на удалении от моря. Среднеюрские эоловые песчаники не известны. В поздней юре формировались как прибрежные дюны, так и поля дюн внутренних бассейнов (рис. 50). У. Таннер в 1965 г. опубликовал результаты исследования верхнеюрской палеогеографической обстановки района Фо-Корнер («Четыре страны света») на плато Колорадо. Морские осадки, образование которых связано с направленными к юго-западу вдольбереговыми палеотечениями, фациально переходят к востоку в породы формации Энтрада. Накопление песчаника формации Энтрада связано с комплексом мигрирующих к юго-востоку береговых дюн, которые в какие-то периоды времени отделяли открытое море от осадков формации гиперсоленого оз. Тодилто. Языки аллювиальных отложений в толще эолового песчаника Энтрада имеют косую слоистость, направленную к северо-западу. Таким образом они маркируют направление палеосклона, по которому реки текли в море (см. рис. 49).

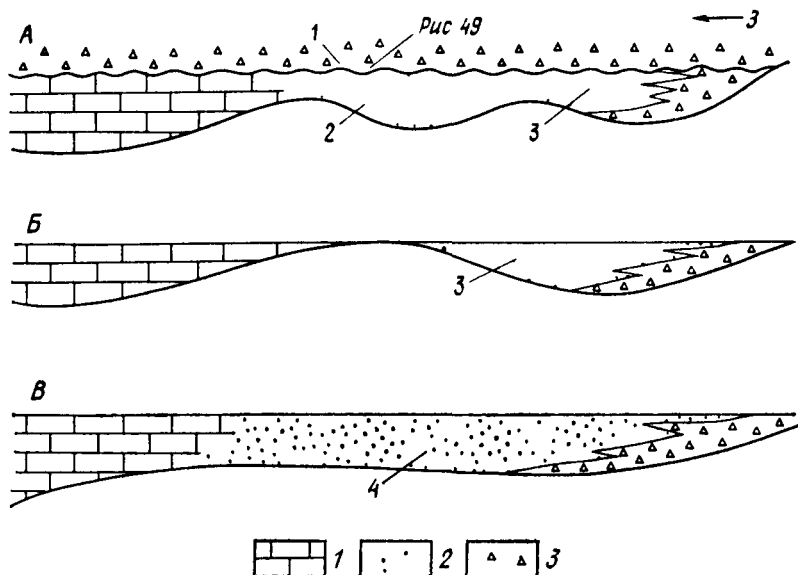


РИС* 50 Схематические разрезы, иллюстрирующие условия накопления эоловых песчаников плато Колорадо.

А — поздняя юра, Б — поздний триас — ранняя юра, В — поздний пенсильваний — пермь, 1 — несогласие под формацией Моррисон, 2 — пояс береговых дюн, 3 — поле внутриконтинентальных дюн, 4 — поля береговых и внутриконтинентальных дюн, 1 — морские известняки, доломиты и эвапориты, 2 — эоловые песчаники, 3 — аллювиальные песчаники конгломераты и алевролиты

ДИСКУССИЯ

Ввиду того, что процессы эоловой и водной седиментации очень схожи, различать отложения того и другого генезиса крайне трудно. Даже классические мезозойские песчаные образования Колорадо, как только что было показано, становились объектом реннтерпретации. Какого-либо одного критерия, позволяющего со всей определенностью устанавливать происхождение таких песчаников, не существует. Удовлетворительные результаты могут быть достигнуты только при использовании совокупности критериев, подкрепленных к тому же отсутствием позитивных признаков субаквальной обстановки. Погребенные образования и в этом случае диагностируются по пяти факторам — геометрии, литологии, осадочным текстурам, палеонтологическим материалам и характеру палеотечений.

Эоловые образования не обладают определенной геометрией. Морфология первичных дюн песчаного моря, как правило, сглаживается еще до отложения осадков последующей фации. В основном конечная форма таких образований — покров. В подобных случаях значимость могут приобрести обстановки накопления соседних фаций. Поскольку пустыни относятся к равновесным обстановкам, то песчаные дюны часто мигрируют по поверхностям

несогласия, цементированным ферро-, каль- или силкретом и перекрытым тонким слоем гальки, которая может включать трех-, четырех-, а иногда и легендарные пятигранники. Возможен латеральный переход золотых песков в аллювиальные пески задров с ветвящимися руслами, в сланцы плайевых озер и эвапориты или фанконгломераты. Из-за однообразного вещественного состава песчаников здесь отсутствуют какие-либо значимые внутренние отражающие горизонты, и, как уже указывалось, палеорельеф дюн едва ли сохраняется.

Согласно геологическому фольклору, золотые пески — это хорошо окатанные и сортированные ортокварциты с явной (под микроскопом) инеподобной штриховатостью поверхности зерен, демонстрирующие при изучении их с помощью сканирующего электронного микроскопа первичные осадочные текстуры. Дифференцировать современные золотые пески от субкавальных позволяет статистический анализ кривых размерности частиц.

Увы, дело обстоит совсем не так просто. Как уже говорилось, использовать в диагностике обстановок накопления осадков granulometricкий анализ и изучение структуры поверхности зерен весьма опасно, так как сразу же возникает вопрос: не были ли те или иные особенности унаследованы или связаны с переотложением? Существуют также определенные трудности с дезагрегацией литифицированных песчаников, а кроме того, поверхности зерен могут быть видоизменены процессами растворения и цементации. Действительно, дюны в пустыне Сахара и Аравийской сложены хорошо окатанными и хорошо сортированными ортокварцитами. Но это никоим образом не характеризует их современную обстановку. Пески современных дюн в той и другой пустынях являются поли—поли—полициклическими. Они прошли через многие циклы выветривания, эрозии, отложения, транспортировки и литификации. Отсюда естественно ожидать зрелости этих песков с точки зрения их структурных особенностей и минералогического состава независимо от современной обстановки осадконакопления.

На самом деле многие золотые пески, будучи структурно зрелыми, очень часто в отношении своего минералогического состава оказываются незрелыми.

Хорошо окатанные зерна полевого шпата встречаются в песках современных дюн Сахары и в пермских отложениях Северного моря. Черные дюны, сложенные вулканокластическим песком, имеются в Исландии, вблизи третичных лавовых потоков в Сахаре и в других местах.

Многие геологи для разделения золотых образований и осадков, отложенных водой или в воде, предлагают использовать следующий критерий. Принято считать, что золотые пески отличаются лучшей сортированностью по сравнению с песками, отложенными водой. В общем, это действительно так, однако какой-то условно выбранный предел здесь отсутствует. Классические золотые триасовые песчаники Бантер в Англии (trask sorting coefficient) имеют коэффициент сортировки, равный 1,41, т. е. они не так

хорошо сортированы, исходя из того, что значение данного коэффициента для пляжевых песков, приведенное в пособии У. Крамбейном, равно 1,22. Распространено мнение, что кривая размерности зерен в случае эоловых песков имеет положительную асимметрию с выступом в области очень тонких частиц. Как показали работы Р. Фолка и Г. Фридмана, этот фактор может быть использован для отличия их от пляжевых, а не от аллювиальных песков. Хотя выработаны и текстурные критерии для различения эоловых и водных песков, использовать их в случае древних эоловых образований по ряду причин трудно (см. по этому вопросу работы Ж. Бигареллы). Считается, что обычно эоловые пески очень хорошо окатаны, и, действительно, как показали эксперименты с кварцевыми песками, ветер в этом отношении является более действенным агентом, чем текущие воды [43]. Вместе с тем, важно отметить, что полициклический характер развития эоловых песчаников плато Колорадо, пермо-триасовых образований Европы и современных эоловых накоплений Сахары закономерно требует хорошей окатанности и сортировки независимо от того, эоловый или какой-либо иной генезис этих отложений.

Под оптическим микроскопом поверхности зерен эоловых песков штриховаты, изъедены кавернами; с помощью электронного микроскопа с высоким разрешением можно выделять разнообразные признаки, позволяющие отличать их от песков, испытавших воздействие воды или льда. Все эти особенности эоловых песков требуют самой тщательной интерпретации; необходимо также помнить, что дюны могут быть переработаны текучими водами, а аллювиальные конусы осушены и перевеены ветром. Таким образом, осадки, отложенные в водной среде, могут наследовать эоловые признаки и наоборот. По той же причине с большой осторожностью следует интерпретировать эоловые многогранники (венти-факты, дрейкаторы и т. п.).

Многие современные прибрежные отмели и барьерные острова покрыты эоловыми дюнами, пески которых часто содержат обломки морских раковин, а некоторые целиком состоят из зерен карбонатных пород. По всему земному шару берега морей окаймлены плейстоценовыми известняками с весьма выразительной крупной косой слоистостью. Они имеют разные названия: багамиты (на Багамских островах), золианиты, или милнолиты (в Персидском заливе между Ираном и Аравийским полуостровом). Геологи полагают множеством фактов, свидетельствующих в пользу эолового или морского происхождения этих пород. Конечно, известняки могут подвергаться доломитизации, возможно существование эоловых доломитов в подповерхностном залегании.

Бывают задачи и посложнее: некоторые современные эоловые дюны сложены гипсовыми песками. Они встречаются там, где происходит дефляция себхи и где гипс и кристаллы подвергаются эрозии и истиранию. Современные примеры такого рода известны как для береговых дюн, подобных дюнам Абу-Даби, так и для дюн внутренних областей, сходных с теми, что имеются в Нацио-

нальном парке США Уайт-Сэндз («Белые пески») в шт. Нью-Мексико. Их аналоги — дюны Тодилто юрского возраста — уже упоминались. При погребении отложений и под действием высоких температур гипс, конечно, дегидратируется и превращается в ангидрит. Поэтому не вызывают удивления находки в погребенном залегании косослоистого ангидрита.

Золовые образования бывают не только песчаной размерности. Происхождение плейстоценовых пылеватых лёссов Северной Америки, Европы и КНР связывают с действием ветра в аридных зонах вблизи ледниковых шапок (подробнее см. об этом в работе И. Смолли, посвященной литологии и генезису лёссов).

Таким образом, использовать литологию в качестве диагностического критерия золовых отложений трудно. В простейшем случае в качестве золовых могут рассматриваться хорошо окатанные и сортированные пески от средне- до тонкозернистых, имеющие различный минералогический состав (от кварцитов и аркозов до известняка, доломита и эвапорита). В таких песках мало вероятно присутствие гальки или обломков сланцев. Они могут иметь красную железистую окраску, свидетельствующую, как уже говорилось ранее, о раннем диагенезе в условиях выше уровня грунтовых вод.

Из приведенного описания литологических особенностей золовых песков ясно, что эти накопления могут содержать и даже полностью состоять из остатков различных морских организмов. Однако фоссилии в этом случае будут крайне фрагментарны, истерты и окатаны.

Наличие множества биотурбаций могло бы в таком случае служить критерием, позволяющим дифференцировать пески морского мелководья от золовых; трудность их различения в том, что в литологическом, структурном и текстурном отношении обе эти фации весьма схожи. Однако вертикальные ходы — следы жизнедеятельности червей, моллюсков и других беспозвоночных следует в этом случае дифференцировать от ризоконкреций. Последние представляют собой полые песчаные трубочки, сцементированные карбонатом кальция или гипсом и образующиеся вокруг корней растений (рис. 51). Так как растения извлекают влагу из песка, то вокруг корней выпадают соли. Конечно, ризоконкреции не являются исключительной принадлежностью золовых песков — они встречаются и в аллювиальных песках, накапливающихся в аридных условиях. Кроме того, существуют интраформационные конгломераты, состоящие из фрагментированных конкреционных трубок.

Часто для различения золовых и водных образований используют осадочные текстуры. Как уже указывалось, золовым отложениям присущи длинные и низкие знаки ряби. У. Таннером [94] было установлено, что индекс ряби, превышающий 15, может быть использован для отличия золовой ряби от водной (исключая рябь зоны наката). Этим исследователем эмпирически был выведен ряд других статистических критериев, позволяющих отличать



РИС. 51. Ризоконкреции в красных континентальных песчаниках триасового возраста, Сидмут, граф. Девон (Великобритания)



РИС. 52. Крупная изогнутая косая слоистость в красном пермском песчанике, Даулиш (Великобритания).

Многие геологи считают подобную косую слоистость типичной для золотых накоплений

золовую рябь от водной. Можно предположить, что слоистость смятия свойственна лишь водным осадкам, но на самом деле это далеко не так. Аналогичный тип слоистости зафиксирован и в современных дюнах. Она встречается в эоловых песчаниках плато Колорадо и особенно широко в образованиях формации Навахо.

Очень толстая косая слоистость часто считается характерной именно для эоловых песков (рис. 52). Однако уровень наших знаний о современных морских песчаных барах не позволяет определить максимальные высоты (толщину пачек) косой слоистости, характерные для водных образований. Поэтому никакой условной границы в толщине пачек эоловых и водных образований провести нельзя. Эоловые передовые слои часто бывают не выше водных и составляют лишь часть высоты дюны, которой они принадлежат.

Передовые слои эоловых дюн, как часто утверждают, асимптотически изгибаются в направлении подошв и имеют более крутой наклон по сравнению с передовыми слоями водных осадков. Угол 30° часто приводится в качестве критического при распознавании образований того и иного генезиса. Углы, превышающие это значение, особенно характерны для современных дюн. То же самое предполагается в отношении древних дюн. Вместе с тем для триасовых дюнных песчаников Бангер в Англии Ф. Шоттон дает угол наклона передовых слоев всего 24° , а в песчаниках Энтрада на плато Колорадо в качестве наиболее часто встречающихся У. Таннер приводит наклоны от 21 до 26° . Использовать данные об углах наклонов передовых слоев в случае древних отложений следует с большой осторожностью, поскольку определить опорный горизонтальный уровень времени их формирования удастся с большим трудом. Поверхности напластования первого порядка, как правило, отражают древние эрозионные склоны дюнной поверхности, и они редко могли быть горизонтальными.

Дополнительную трудность при выделении эоловых песчаников представляет собой определение направления их перемещения. Современные дюны отличаются чрезвычайно разнообразной морфологией. Поперечные дюны, передовые слои которых всегда наклонены по направлению ветра, в количественном отношении, как правило, уступают барханам (серповидным дюнам), копьевидным (продольным) и звездчатым дюнам. Эти типы дюн имеют значительно более сложную геометрию и соответственно более разнообразную ориентацию передовых слоев. Передовые слои барханов изгибаются в виде арки под углом 180° , в то время как копьевидные дюны демонстрируют биполярные наклоны передовых слоев — перпендикулярно среднему направлению ветра (рис. 53). Несмотря на все эти сложности, древние эоловые образования обнаруживают в этом отношении определенный тренд, хотя, по-видимому, и с очень большим разбросом данных. Д. Томпсон в работе 1968 г. приводит расчеты трехмерной геометрии песчаных дюн триасового возраста в центральных районах Англии и выявляет значительное число одномодалых наклонов. Как сообща-

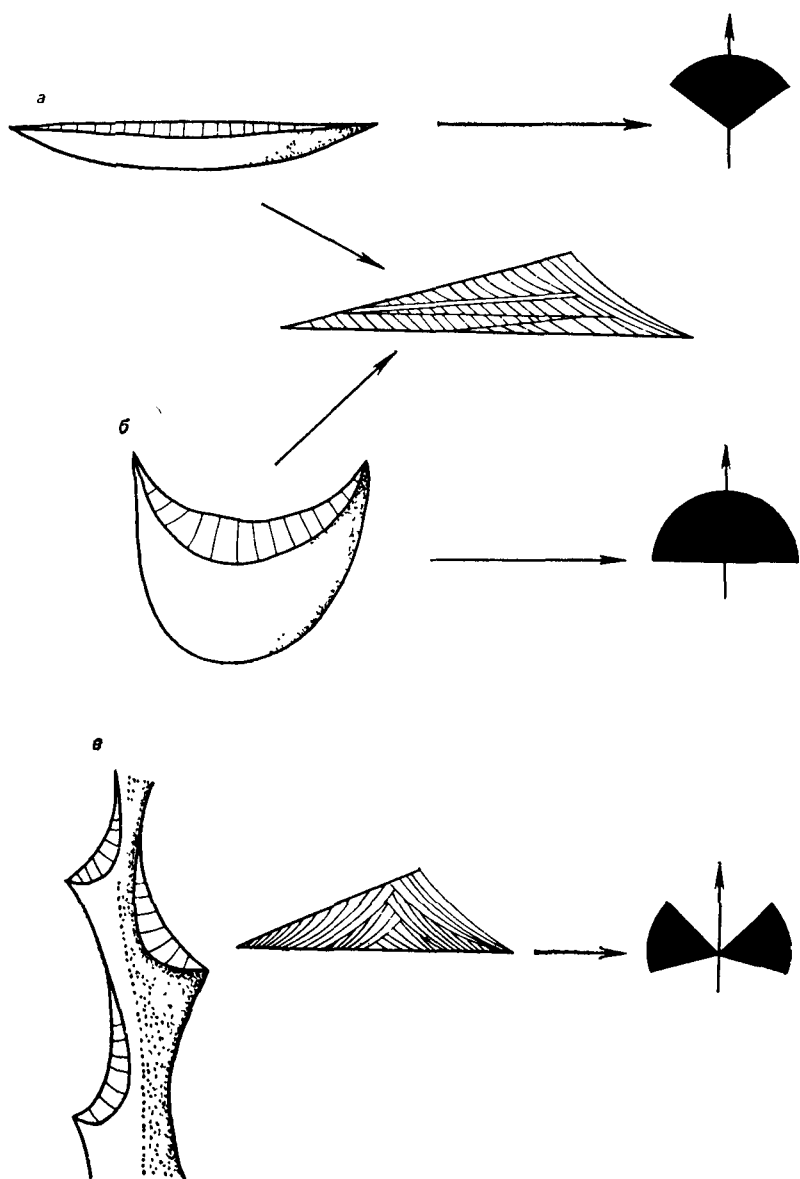


РИС. 53. Диаграмма, показывающая соотношение между морфологией дюны и ориентацией косой слоистости (с распределением последней по азимутам). Направление ветра — снизу вверх.

Барханы и копьевидные дюны обычно являются эфемерическими формами, сохраняющимися весьма редко. Фактически накопление эоловых осадков связано лишь с поперечными дюнами.

a — поперечная дюна; *б* — бархан; *в* — копьевидная дюна

ет К. Гленни, аналогичные результаты были получены на основе скважинного наклономерного каротажа для дюн пермского красного лежня Северного моря. Ряд региональных исследований был предпринят с целью реконструкции палеоклиматов, в частности, для выявления характера распределения в прошлом областей высокого атмосферного давления.

Трудность трассирования воздушных палеопотоков состоит в том, что они не контролируются склоном, подобно многим, хотя и не всем, водным потокам. Мы уже видели это в случае песчанника Энтрада на плато Колорадо. Д. Дж. Ламинг, исследуя пустынные образования пермотриаса в Юго-Западной Англии, показал, что осадки попеременно то смывались во время паводков вниз по аллювиальному конусу, то снова перевевались вверх по склону.

Таким образом, распознавание древних эоловых образований — задача нелегкая. Связано это в основном с тем, что и вода, и ветер транспортируют и отлагают песок в форме ряби и дюн. Для распознавания конечных результатов этих процессов предлагались многие структурные и текстурные критерии; некоторые из них, если вообще их можно считать критериями, несложны. Выделение древних эоловых образований должно базироваться на критической оценке всех имеющихся данных. Только комплексный подход дает возможность выработать критерии, которые могли бы помочь оценить все «против» водного генезиса и все «за» в пользу эолового происхождения осадков. В конечном счете вопрос может быть поставлен так: «Если это не эоловая фация, то что же это?»

ЭКОНОМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ

Эоловые песчаники характеризуются потенциально высокой пористостью и проницаемостью, поскольку слагающие их частицы хорошо окатаны и отсортированы и, как правило, слабо сцементированы. По-видимому, высока и региональная проницаемость благодаря отсутствию прослоев сланцев. За счет этих особенностей эоловые песчаники могут стать водоносными горизонтами и ловушками углеводородов. В целом, однако, эоловые песчаники считаются малоперспективными с точки зрения формирования залежей углеводородов, поскольку они часто располагаются в пределах континентальных бассейнов на удалении от морских сланцев, которые могли быть потенциальными нефтематеринскими породами. Исключения из этого правила наблюдаются там, где эоловые песчаники за счет несогласий или тектонических движений контактируют с обогащенными органическими соединениями материнскими слоями. Некоторые из газовых месторождений Северного моря приурочены к пермотриасовым дюнным песчаникам, которые залегают на верхнекарбонных (пенсильванских) отложениях [61]. Глубокое захоронение углей под более молодыми осадками могли быть причиной выделения газа в процессе удаления летучих компонентов.

В штатах Юта и Вайоминг (США) несколько месторождений нефти также связаны с триасовыми и юрскими эоловыми песчаниками, описанными в данной главе. В предгорьях Скалистых гор несколько эоловых формаций были надвинуты на меловые сланцы, обогащенные органикой.

Важно отличать эоловые отложения от водных, так как последние часто бывают минерализованы, а первые — немые. Именно такая ситуация отмечается в распространении урановой минерализации в пределах плато Колорадо и в Медном поясе Замбии.

ПОДПОВЕРХНОСТНАЯ ДИАГНОСТИКА ЭОЛОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Таким образом, мы видим, что однозначная диагностика эоловых образований по данным бурения — задача не легкая. Геометрия эоловых формаций не отличается закономерностью, а литология крайне изменчива. Классический эоловый песчаник может быть представлен розовым хорошо сортированным и хорошо окатанным кварцитом, другие осадочные накопления эолового происхождения могут включать эвапориты, биокластические и красные лессовые алевролиты.

По-видимому, наибольшую диагностическую значимость имеют очень низкие значения АНИ при гамма-каротаже с асимметричным пилообразным рисунком записи. Ему соответствует «голубой» мотив записи наклонов, причем увеличение угла наклонов слоев вверх по разрезу приходится на короткий интервал кривой гамма-каротажа, отвечающий сланцам. Это соответствует субгоризонтальным конечным передовым слоям дюны, где отлагаются глинистые частицы и слюда. Выше по разрезу отмечается переход в чистый гамма-интервал с однородным крутым падением передовых слоев (рис 54).

Такие эоловые накопления обычно являются палеонтологически немymi.

Пермский красный лежень в южной части Северного моря, по-

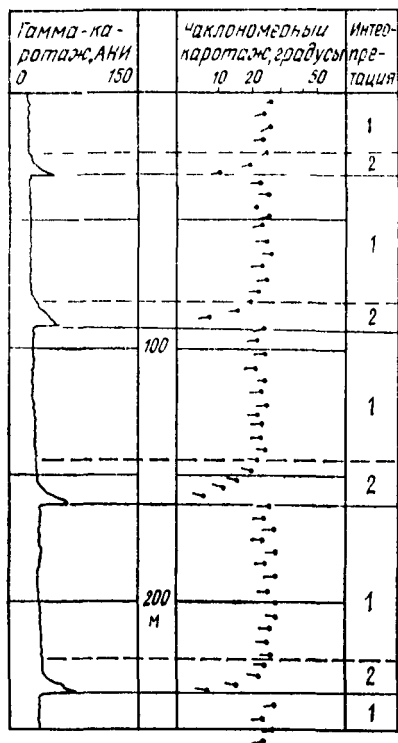


РИС. 54. Типы записей гамма-каротажа и глубинного наклономерного каротажа для скважины, пройденной в эоловых (дюнных) отложениях:

1 — передовые слои, 2 — продвинутая часть передовых слоев

видимому, один из наиболее хорошо известных примеров погребенных фаций внутреннего аридного бассейна. В этом случае интерпретация данных каротажа, подкрепленная материалами изучения буровых колонок, дает возможность дифференцировать аллювиальные, эоловые образования и отложения себх и плайевых озер [61].

Литература: [43, 51, 61, 64, 68, 74, 94].

ГЛАВА IV ОЗЕРНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Озера — это скопления неморской воды, ограниченные сушей. Современные озерные бассейны могут достигать сотен километров в длину, как, например, Великие озера Северной Америки, и широко варьировать по глубине. Они могут существовать постоянно или же быть лишь временными водными телами. Так, плайевые озера Центральной Австралии образуются раз в несколько лет после ливневых дождей и сохраняются в течение нескольких недель или месяцев. Озера встречаются в горных районах, например в Альпах, и на низменных континентальных равнинах, как оз. Чад. По степени солености воды озера варьируют от пресных в умеренной и перигляциальной областях до сверхсоленых в аридных зонах. Озерные бассейны могут возникнуть в результате тектонических опусканий или подвижек по разломам, за счет ледниковой эрозии и при подпруживании водотоков льдом, лавой, а в настоящее время и искусственными преградами, созданными человеком.

Благодаря широкой вариабельности условий накопления современных озерных осадков им свойственно большое разнообразие типов. Древние озерные отложения также отличаются не меньшим разнообразием. Поскольку в задачи данной книги не входит рассмотрение всех типов озер, автор остановился на одном конкретном примере древних озерных отложений, ограничиваясь в отношении других лишь кратким обзором. Более подробные сведения о современных озерах и сопоставление их с древними читатель найдет в работе [68].

СОВРЕМЕННЫЕ ОЗЕРА

Химизм, физические и биологические особенности современных озер изучены достаточно подробно. Значительно меньше сведений об условиях их осадкообразования. Большая часть имеющихся материалов относится к постоянным озерам умеренной климатической зоны [45]. Осадки современных эфемерных озер исследовались К. Риивесом в его «Введении в лимнологию» и Дж. Нилом в работе, посвященной озерам плайи и пересыхающим водоемам.

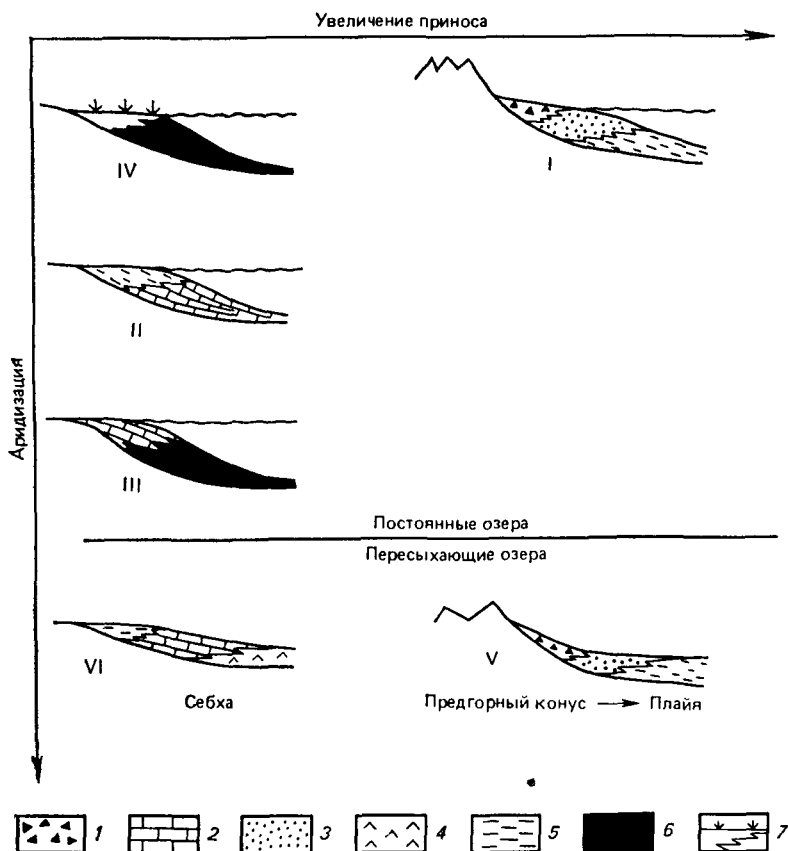


РИС. 55. Схема классификации озер по скорости поступления осадка и степени аридизации (выделено шесть (I—VI) различных типов):

1 — конгломераты; 2 — известняки; 3 — пески, песчаники; 4 — эвалпориты, 5 — алеериты, 6 — аргиллиты; 7 — болота с органикой (угли)

Эти исследования показали, что главными контролирующими факторами озерной седиментации являются степень аридности и объем поступающих твердых осадков. Последнее частично зависит от климата (температура, тип, частота и объем атмосферных осадков), частично от рельефа и характера вмещающих пород. Вариации данных факторов были положены в основу при классификации озер З. Кукалом, Г. Више, М. Пикаром и Л. Хайем и др.; см. [45]. На рис. 55 приведена простая классификация озер, которая может использоваться при исследовании озер и изучении стратиграфических разрезов.

По берегам озер реки могут образовывать дельты, откуда под действием генерируемых ветром течений песок может переоткладываться в пляжи и бары. Там, где поступление обломочного материала отсутствует, на заболоченных участках может накап-

ливаться торф. На берегах некоторых озер формируются осадки с большим содержанием карбоната кальция. В основном они имеют биогенное происхождение и по составу варьируют от водорослевых рифов до детритовых песков, состоящих из раковин моллюсков и водорослевых обломочков, и даже до оолитовых песков. Мутьевые потоки могут переносить обломочный материал от береговой линии далеко в центр бассейна, где накапливаются тончайшие осадки. Они могут включать в себя не только терригенный обломочный материал, но и перенесенный известковый и гумусовый материал органического происхождения. Широкое развитие водорослей в эйфотической зоне мелководья в центральной части озер может способствовать накоплению сапропелевых илов.

Во многих озерах развивается стратификация воды, и теплые поверхностные воды перекрывают более плотные холодные. Активность фитопланктона в верхнем слое обеспечивает поступление кислорода, который поддерживает развитие многих других форм жизни. Если озеро имеет плотностную стратификацию водной толщи, то в более глубоких частях содержание кислорода уменьшается, и он не может вновь образовываться из-за того, что недостаток света препятствует фотосинтезу. В такой ситуации более низкий слой оказывается бескислородным, и здесь может сохраняться органический материал, попадающий туда сверху. Эти два плотностных слоя соответственно обозначаются как эпилимнион и гипolimнион (рис. 56).

Возникающие штормы могут смешивать две упомянутые водные массы, что, в свою очередь, часто приводит к катастрофической гибели организмов в верхнем слое, в таком случае тела их могут сохраниться на дне озера, коль скоро в гипolimнионе восстановятся бескислородные условия. Именно поэтому в центральных частях многих древних озерных отложений содержатся битуминозные сланцы и нефтематеринские слои. Регулярное повторение такого процесса придает циклический характер озерным осадкам. Цикличность также наблюдается обычно в ледниковых озерах, где слои терригенного обломочного материала, приносимого потоками талых вод, чередуются с известковистым илом и органическим материалом. Эти регулярные слои, именуемые «варвами» (лентами) несомненно являются годовичными*.

Осадконакопление во временных пустынных озерах рассматривалось в 1972 г. на специальном симпозиуме, в том числе К. Ривесом и Дж. Нилом. Озерные бассейны в горных аридных районах часто относят к плайям. Красные глины и силты (глинистые пески) в центральной части такого озерного бассейна часто переходят через аллювиальные накопления зандров в фангломераты, примыкающие к горам. Многие плайевые озера заполняются водой приблизительно раз в двадцать лет в результате ливневых дождей или внезапных паводков и существуют только несколько

* «Варва» — годовичная лента, обычно состоит из двух слоев: «летнего» и «зимнего», т. е. речь везде идет о паре слоев.

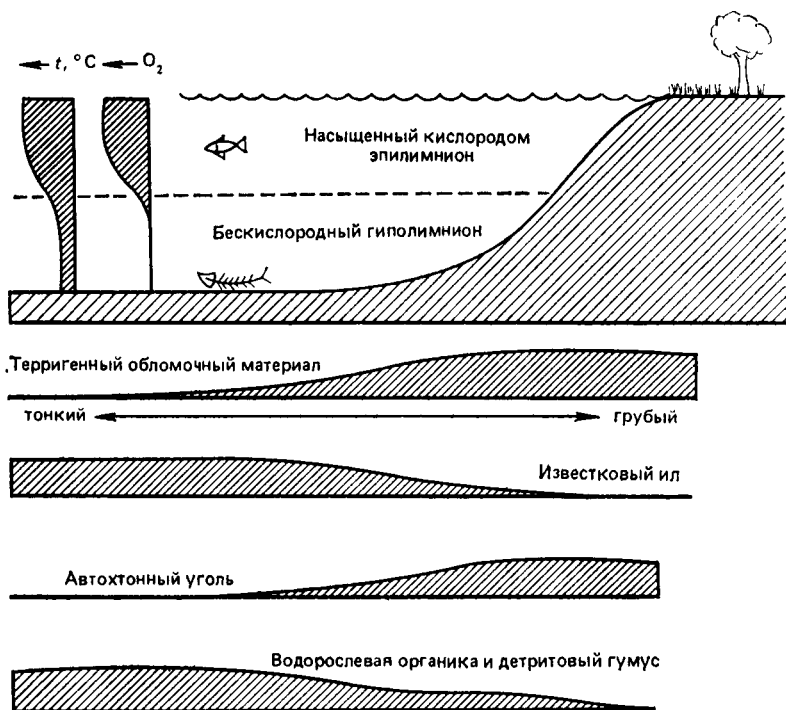


РИС. 56. Соотношение типов осадков и определенных физических и химических параметров в озере с термально обусловленной плотностной стратификацией

месяцев (отмечено, что в пустыне Сахара больше людей погибает от наводнений, чем от жажды). В остальное время такие озера представляют собой плоские сухие поверхности с перемежающимися песчаными дюнами по краям и иногда с огромными трещинами высыхания в центральных частях.

Некоторые озера аридных областей являются областями эвапоритовой седиментации. В качестве современных примеров такого рода может служить Большое Соленое озеро в шт. Юта (США), Мертвое море, оз. Эйре в Австралии.

ФОРМАЦИЯ ГРИН РИВЕР (ЭОЦЕН), СКАЛИСТЫЕ ГОРЫ, США: ОПИСАНИЕ

В конце мела в результате ларамийской орогении Скалистые горы на западе центральной части Северной Америки образовали полосу меридионального простирания. Серия бассейнов, возникших к востоку от этой полосы, заполнялась третичными континентальными осадками. На протяжении эоцена аллювиальные и озерные отложения накапливались на отдельных территориях современных штатов Вайоминг, Колорадо и Юта. Песчаники, алевролиты и угли

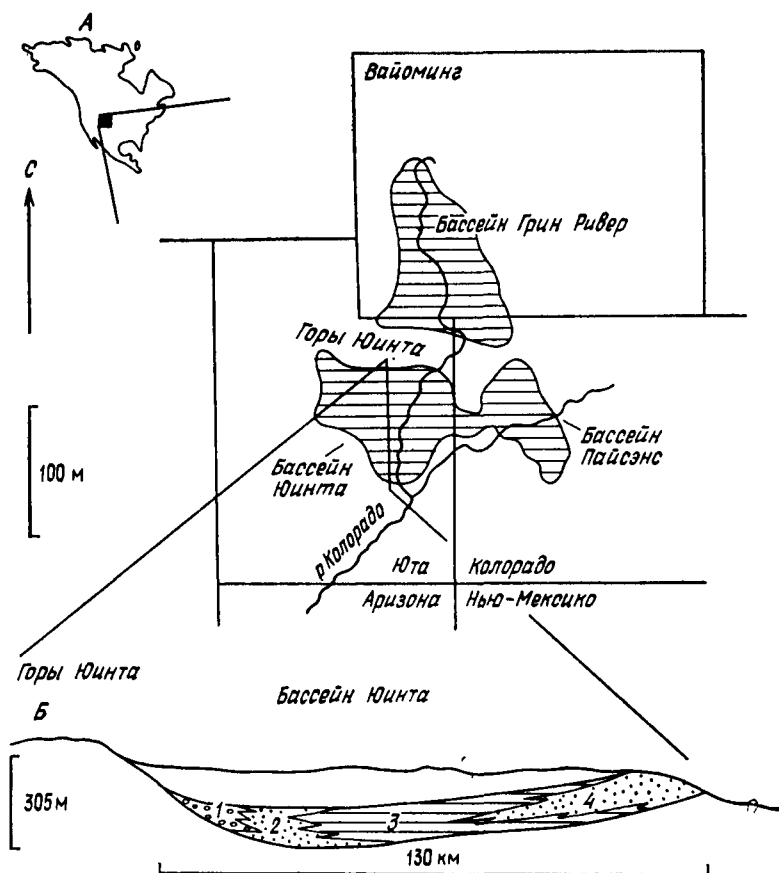


РИС. 57. Область современного распространения формации Грин Ривер — А. Модифицировано по Haun and Kent (1965), *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, с разрешения Американской ассоциации геологов-нефтяников. Разрез бассейна Юинта, демонстрирующий распределение фаций Грин Ривер — Б. По Osmond (1965), *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, с разрешения Американской ассоциации геологов-нефтяников. 1 — фация речного песка; 2 — фация дельтовых и прибрежных песков; 3 — фация горючих сланцев, 4 — отложения дельтовой илистой отмели

формации Уосатч перекрываются литологически пестрой формацией Грин Ривер — наиболее крупными и хорошо задокументированными древними озерными отложениями в мире.

Накопление этой формации происходило главным образом в двух районах (рис. 57). Более крупный из них — оз. Юинта занимает площадь 23 тыс. км² в северо-восточной части шт. Юта с максимумом накоплений (свыше 3000 м осадков) в бассейне Юинта. Этот район отделялся грядой от меньшего по размерам оз. Гезайют с депоцентром в бассейне Грин Ривер на северо-западе шт. Вайоминг.

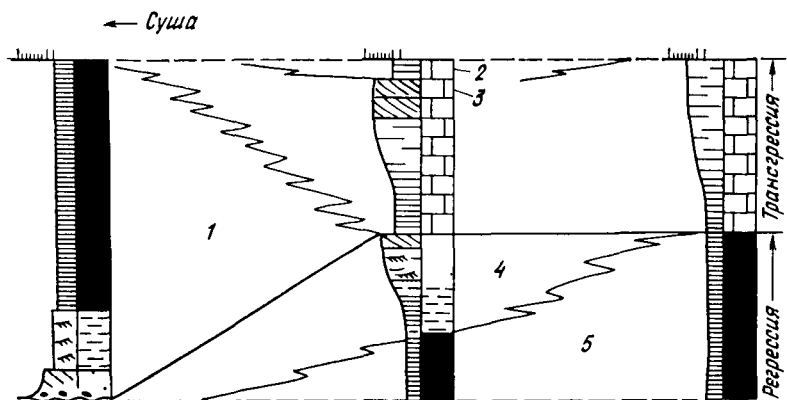


РИС. 58. Идеализированный цикл изменения береговой линии в формации Грин Ривер. По Picard и High (1968), *Journal of Sedimentary Petrology*, с разрешения Общества минералогов и палеонтологов

Мощность аллювиального цикла и цикла изменения береговой линии (соответственно левая и центральная колонки) варьирует от 2 до 15 м. Глубоководные циклы (правая колонка) имеют мощность менее 2 м.

1 — аллювиальная серия с измельчением материала вверх по разрезу, 2 — водорослевые осадки, 3 — мигрирующие в сторону суши оолитовые осадки мелководья, 4 — осадки продвигающейся дельты с огрублением материала вверх по разрезу, 5 — глубоководные озерные ленточные сланцы.

Формация Грин Ривер имеет неправильную геометрию как по горизонтали, так и по вертикали, причем ее границы контролируются, с одной стороны, рельефом, существовавшим во время ее накопления, и тектоникой, а с другой — последующей, не зависящей от рельефа подошвы субсеквентной эрозией.

Формация Грин Ривер включает в себя разнообразные породы со сложными фациальными отношениями и соответственно сложной стратиграфической номенклатурой. Выделяют две основные фации: обломочные и карбонатные породы по краям бассейна в направлении его центра переходят в тонкозернистые обломочные отложения, карбонаты и эвапориты. Краевые фации иногда содержат конгломераты, косослоистые и со следами руслового заполнения песчаники, алевролиты, водорослевые строматолиты, доломиты, оолиты и слои ракушечника. Эти фации вниз по разрезу и латерально (языками) переходят в углесодержащую полностью кластогенную формацию Уосатч. К центральным частям бассейнов приурочены толстые пакки тонкослоистого мергеля, тонкозернистые известковистые песчаники, сланцы и битуминозные сланцы с солоноватоводными осадками, включающими тропы (карбонаты нагретия) в верхних частях. Тонкозернистые известковистые песчаники демонстрируют ритмическую слоистость; горючие сланцы обнаруживают слойчатые парные пласты толщиной менее 1 мм, сравнимые с варвами гляциальных отложений. Нижний из парных слоев состоит из тончайшего известковистого кварцевого силта, а верхний — из черного сапропелевого материала.

В значительной степени цикличность также развита в краевых образованиях, что особенно заметно на северо-восточном фланге бассейна Юинта. В каждом цикле выделяется нижняя кластогенная часть, характеризующаяся постепенным укрупнением от сланца до песчаника вверх по разрезу в сторону эрозионной поверхности у края бассейна. Над эрозионными поверхностями залегают кластогенные серии, отличающиеся утонением материала вверх по разрезу — от конгломератов до красных сланцев. Вверх по разрезу и к центру бассейна они переходят в оолиты и водорослевые карбонаты (рис. 58).

Породы формации Грин Ривер содержат обильную, хорошо сохранившуюся и разнообразную биоту. Сюда относятся пресноводные рыбы, насекомые, моллюски, остракоды, планктон, пыльца растений, известковые водоросли, остатки растений и насекомых.

Характер палеотечений в краевых кластогенных осадках определяют, используя данные по косой слоистости и знаки ряби. И те и другие свидетельствуют о переносе осадков в стороны, вверх и вниз по отношению к общему направлению местных береговых линий. Палеотечения изучались в целях выяснения геометрии прибрежных нефтеносных песчаных тел.

ФОРМАЦИЯ ГРИН РИВЕР: ОБСТАНОВКА НАКОПЛЕНИЯ

Господство тонкозернистых пластинчатых осадков показывает, что вероятнее всего это водные накопления. Отсутствие морской фауны указывает на неморской характер вод, в крайнем случае солоноватоводный. Поэтому, согласно определению, формация Грин Ривер формировалась в озерных условиях. Однако имеющиеся данные позволяют сделать дополнительные выводы о происхождении и истории этого озера. Отсутствие косой слоистости и трещин высыхания в центральных фациях дает возможность предположить, что накопление осадков протекало ниже зоны волнового воздействия в водах, которые никогда не подвергались осушению, по крайней мере до заключительной солоноватой фазы. Варвы были интерпретированы как годовичные, причем нижняя часть рассматривалась как отвечающая приносу кластического материала с суши в течение дождливого зимнего периода; существование сапропелевых слоев предполагает, что поступление органики на дно озера из поверхностного слоя происходило в сухие сезоны, когда дожди ослабевали и поступление осадков с суши было незначительным. Захоронение этого органического материала вместе с прекрасно сохранившимися скелетами рыб, а также отсутствие бентоса, свидетельствуют, что более глубокие части озера находились в анаэробных условиях и воды были застойными. Предполагая варвы годовичными и зная их среднюю толщину и общую мощность ленточных отложений, исследователи рассчитали, что озеро существовало свыше 7,5 млн. лет. Сравнение флоры фор-

мации Грин Ривер с современной позволяет предположить, что озеро и окрестные холмы в условиях теплового и влажного климата имели пышную растительность.

В бассейне Юинта в шт. Юта возникновение крупных осадочных циклов по краям озера связывается с трансгрессией и регрессией береговой линии, отвечающими соответственно повышению и понижению уровня вод озера. Падение уровня должно было вызывать врезание устьев рек до новых отметок и вынос обломочного материала, отлагающегося в растущих дельтах; соответственно серии, демонстрирующие укрупнение материала вверх по разрезу, в направлении центра бассейна переходят в сланцы. Поднятие уровня озера должно было приводить к заполнению русел рек и подпруживанию их собственными наносами. В результате формировались последовательности, отличающиеся уменьшением размера частиц осадка вверх по разрезу. Красные сланцы в их верхних частях свидетельствуют о субаэральной экспозиции поймы. Одновременно резкое уменьшение поступления кластического материала в озеро, по-видимому, приводило вблизи берегов к условиям, благоприятным для накопления карбонатов с оолитовыми банками, ракушечными прослоями и известковистыми водорослевыми пропластками. Они должны были трансгрессивно перекрывать краевые части приозерной равнины по мере того, как озеро увеличивалось в размерах, вплоть до очередного падения его уровня.

Для бассейна Грин Ривер в шт. Вайоминг предполагается господство условий плайевого озера, при которых шло накопление горючих сланцев и отложение трона в мелких озерах, окруженных широкими плайевыми равнинами, где формировались карбонатные и терригенные фации. Хотя отдельные более экзотические интерпретации могут быть поставлены под вопрос, никаких сомнений в том, что эти отложения зафиксировали существование в прошлом значительного по размерам озера, быть не может.

ДРЕВНИЕ ОЗЕРНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ: ОБЩИЙ ОБЗОР

Как показали работы М. Пикара и Л. Хайа, озерные отложения могут быть легко идентифицированы по комбинации водных осадков, характерных для обстановок накопления с низким энергетическим уровнем, и отсутствию морской фауны. Однако, как это было в случае серой фации торридона в докембрийских отложениях без фауны, отличить озерные осадки от морских довольно трудно. Формация Грин Ривер обладает рядом характеристик, которые обнаруживаются и в осадках других древних озер. В частности, обращает на себя внимание литологическое разнообразие, свойственное этой фации. Большинство озер являются областями седиментации тонкозернистых осадков: аргиллитовых, известковистых и, наконец, эвапоритовых. Краевые отложения озер

могут быть грубозернистыми и конгломератовыми, как в случае озерных осадков впадины Ньюарк (триас), которые по простиранию переходят в фангломераты (серии аркозов портленда и конгломератов Ньюарка).

Вторая, типичная для древних озер черта, которую демонстрирует формация Грин Ривер,—цикличность. Варвы обнаружены не только там — они известны (и были именно там впервые выделены) и в плейстоценовых ледниковых озерах Северной Европы. (Заметим также, что флора формации Грин Ривер свидетельствует, что варвы не являются критерием ледниковой климатической обстановки.) Варвы развиты также в озерной формации Леукейтон впадины Ньюарк, где они встречаются в крупных циклах, увенчанных трещинами усыхания, что свидетельствует о регулярных флуктуациях и высыхании вод озера (см. об этом подробнее в работе Ф. Ван-Хаутена, посвященной циклической озерной седиментации). Детальный подсчет циклов в озерных режимах дан П. Даффа с соавторами в их монографии по циклической седиментации. На рис. 59 показаны тонкослоистые плейстоценовые озерные отложения Сахары, а на рис. 60 — озерные отложения с тонкой конволютной слоистостью из района Мертвого моря.

Третья черта некоторых древних озер, присущая и формации Грин Ривер,—наличие эвапоритов. Они встречаются также в современных озерах, например, в Мертвом море и Большом Соленом озере в шт. Юта. Происхождение озерных эвапоритов нередко вызывает споры. Они могут попадать в озеро из эвапоритовых пород, обнажающихся в захваченной озером области. Озеро может возникнуть при отчленении длинного морского залива. Вероятно, соли могут поступать в атмосферу из океана, затем выпадать с дождем и, попадая в реки, собираться в пересыхающих соленых озерах. При попытке определения источника озерных эвапоритов (даже когда их озерное происхождение может оказаться сомнительным) в каждом случае следует оценивать их конкретные особенности. Что касается юрских эвапоритов Тодилто плато Колорадо, то существенно, что они находятся совсем рядом с эквивалентными им по времени морскими толщами; между тем триасовые соляные отложения Чешира в Северной Англии, происхождение которых неясно, располагаются на значительном расстоянии от эквивалентных им по времени морских известняков и доломитов. Случаи, подобные рассмотренным, требуют тщательного обследования и интерпретации. Даже наличие морских микрофоссилий не может служить доказательством их морского происхождения. Рассматривая происхождение соленых отложений пустынь, Т. Холланд в 1912 г. сообщал о фораминиферах, перенесенных ветром внутрь материка из залива Рани Кач, прежде чем они попали в эвапориты оз. Большой Самбхар в пустыне Раджпутан. Этим полезным, с точки зрения определения генезиса осадков даже при наличии морских микрофоссилий, предупреждением уместно закончить наше обсуждение.

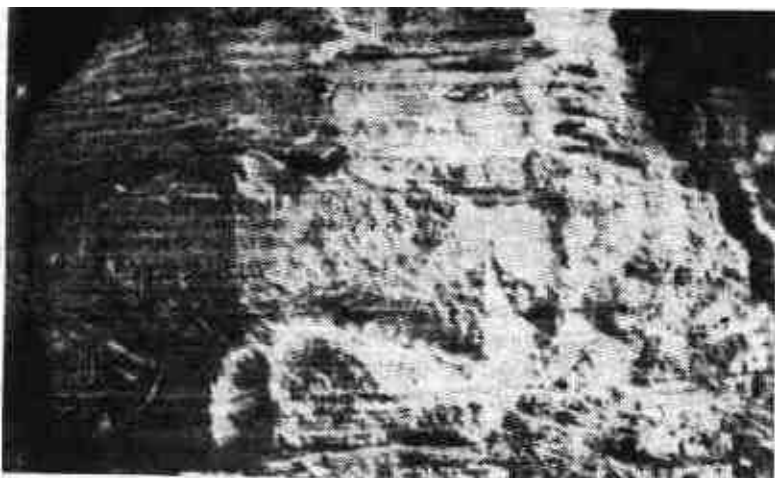


РИС 59 Ритмическая тонкая слоистость в плейстоценовых озерных отложениях, Ливийская Сахара

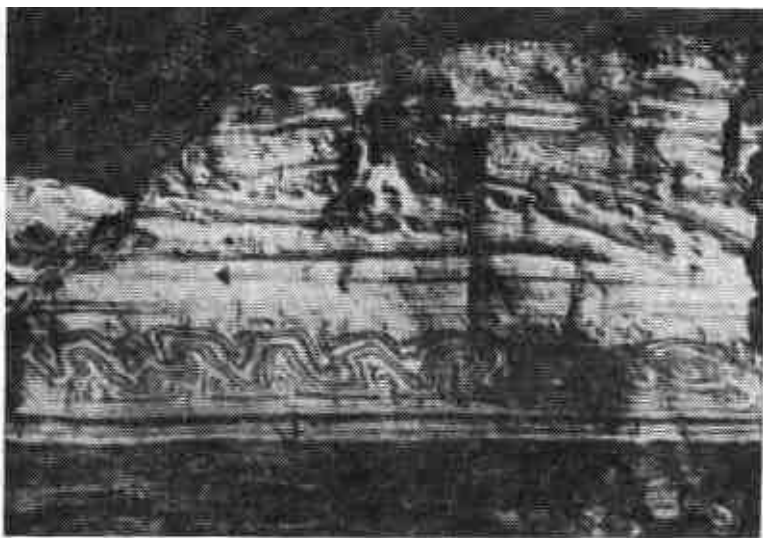


РИС. 60 Конволютная тонкая слоистость в плейстоценовых мергелях Лизан, Мертвое море

ЭКОНОМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ

Древние озера имеют существенную практическую значимость, так как они способны продуцировать нефть, угли и эвапоритовые минералы. Немало древних озерных бассейнов в центральных частях содержат богатые органическим материалом сланцы, являющиеся источником нефти, ныне сосредоточенной в песчаниках вдоль древней озерной береговой линии. Сланцевая формация Грин Ривер продуцировала нефть в нескольких третичных бассейнах штатов Юта и Вайоминг, как это следует из работы Дж. Чэтфилда и др. Много нефтеносных озерных бассейнов встречается в КНР, Бразилии и Австралии. Этому вопросу посвящены работы Чин Чена, Х. Грюнау и У. Грюнера и др.

Многие битуминозные сланцы имеют озерное происхождение. Битуминозные сланцы Грин Ривер уже упоминались в качестве примера, отметим также пермокарбоновые битуминозные сланцы Нового Южного Уэльса и карбоновые сланцы «озера Кейдел» в долине Мидленд в Шотландии.

Угольные месторождения также приурочены к древним аллювиально-озерным болотам. Этот тип обстановок осадконакопления широко распространен в пермских угленосных бассейнах, которые, как считается, когда-то входили в Гондвану. Сюда относятся отложения системы Карру в Замбии, ЮАР и Зимбабве, системы Дамуда в Индии и эквивалентные отложения в Австралии и Антарктиде. Все эти угленосные отложения имеют примерно один (пермский) возраст, часто залегают на отложениях ледникового происхождения и заключены в мощных циклических сериях неморских обломочных отложений. Большинство из этих углей, видимо, формировалось в болотах на аллювиальных равнинах по периферии озер.

Олигоценый бассейн Беуви-Трейси в Южном Девоне (Великобритания) служит примером древнего озера, осадки которого содержат лигниты и каолиновые глины. Другие полезные ископаемые озерного происхождения — железная руда (обычно лимонит), кизельгур (диатомит) и эвапориты.

ПОДПОВЕРХНОСТНАЯ ДИАГНОСТИКА ОЗЕРНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Таким образом, озерные отложения практически неотличимы от морских. Главный диагностический критерий — отсутствие остатков морских организмов (в фанерозойских отложениях). Имеются некоторые различия в геохимии озерных и морских эвапоритов.

ГЛАВА V

ДЕЛЬТЫ

БЕРЕГОВЫЕ ЛИНИИ*

Развитие обстановок осадконакопления прибрежной зоны и сопутствующих фаций обусловлено многими факторами, включая скорость приноса осадков с суши, режим приливов, систему течений, климат и относительные перемещения суши и моря. Современные береговые линии часто являются областями размыва или аккумуляции. Первые не представляют интереса, так как не оставляют никаких геологических свидетельств в отложениях. Вместе с тем, продукты прибрежного осадконакопления составляют значительный процент в осадочном покрове Земли. Береговые отложения отражают главным образом относительную прочность развитых на суше отложений и способность процессов, происходящих в море, перераспределять их.

Совокупное воздействие этих факторов приводит к возникновению непрерывного ряда отложений разнообразных прибрежных типов: от полного господства у берега терригенных отложений, с одной стороны, до преобладания морских процессов при весьма незначительном поступлении детрита, с другой. С уменьшением поступления терригенного материала карбонатные обстановки накопления фиксируются все ближе к берегу. Именно эти общие представления служат основой принятого подразделения береговых линий и прибрежных отложений на несколько типов (табл. 6).

Рассмотрим сначала лопастные (дельтовые) береговые линии, а затем остановимся на терригенных, смешанных и карбонатных прибрежных отложениях.

СОВРЕМЕННЫЕ ДЕЛЬТЫ

Геродот назвал греческой буквой «дельта» (Δ), имеющей треугольную форму, область, где рукава р. Нил отлагали влекомый ими материал в Средиземное море. Этот термин в дальнейшем получил широкое распространение. Много позднее Ч. Лайель (1854 г.) определил дельту как «каллювиальный участок суши, сформированный рекой у ее устья». Второе определение уже не делает упора на дельтовидную геометрию такого рода участка. Действительно, многие устья современных рек, воспринимаемые как дельты, по форме далеки от треугольника. Это показано в работах, включенных в вышедший в 1966 г. в Хьюстоне под редакцией М. Шерли и Дж. Рэсдейла сборник «*Deltas in their Geologic Framework*» («Дельты как геологический объект»). Тем не ме-

* Здесь и далее термин «береговая линия» употребляется автором не только в прямом смысле — для обозначения линии пересечения поверхности воды с берегом и пляжем, но и для обозначения обстановки накопления и отложений прибрежной зоны

Классификация отложений прибрежной зоны

Тип береговой линии и соответствующие ему осадки	Фашия
I Лопастные береговые линии: дельты <i>Миссисипийский тип</i> с радиально расходящимися («птичья лапа») дельтовыми руслами <i>Нильский тип</i>, радиальные русла, срезанные аркой барьерных островов II. Линейные береговые линии: барьерные острова и лагунные комплексы <i>Терригенные</i>, с преобладанием терригенной седиментации, прибрежные аллювиальные равнины, лагуны, барьерные острова и обстановка открытого моря <i>Смешанные карбонатные осадки</i>: обломочные, терригенные фашии аллювиальной равнины и лагун; карбонатные фашии прибрежных гряд и открытого моря <i>Карбонатные отложения</i>: фашии известняков открытого моря и прибрежных гряд, карбонатные (иногда доломитовые и эвапоритовые) фашии, отвечающие лагунным условиям Терригенные фашии прибрежных равнин отсутствуют или развиты весьма слабо	Карбонатные фашии продвигаются в направлении берега  Относительное увеличение объема осадка, снесенного с суши

нее, их исключительное экономическое значение служит основанием, чтобы осадки лопастных (дельтовых) береговых линий рассматривались отдельно от образований линейных береговых линий. К счастью это зачастую можно успешно осуществить на основе изучения керна скважин или поверхностных обнажений, т. е. не требуется сбор данных, обычно необходимых для реконструкции геометрии фашии. Это объясняется тем, что упомянутые два типа прибрежных отложений имеют характерные, присущие только им последовательности изменения размерности частиц и осадочные текстуры. Дельты — один из наиболее изученных и подробно охарактеризованных типов современных обстановок осадконакопления. Мы приводим очень короткий список публикаций из огромного числа работ, посвященных этому вопросу.

Исследования показали, что дельты формируются там, где реки выносят в море больше наносов, чем морские течения в состоянии перераспределить. В этом случае по мере уменьшения скорости течения в направлении открытого моря река откладывает последовательно все более тонкие осадки во все более глубоких водах. Русло продвигается в сторону моря между двумя возвышающимися полосами собственных отложений, получивших название прирусловых валов. В результате в устье накапливается такая масса осадков, что она оказывается выше проксимального (со стороны суши) конца этих валов. Когда русло заполняется собственным материалом, оно прорывает валы. Сформированное

таким образом в результате прорыва новое русло стремится к морю между новыми валами. Таким образом аллювиальная равнина продвигается, нарастая в сторону моря (лопастная в плане и клиновидная в разрезе). Верхняя, обращенная к берегу часть дельты состоит из сети расходящихся (дивергентных) песчаных русел (т. е. ограниченных с флангов), фланкированных валами глинистого песка. Более тонкие глинистые пески и глины откладываются на паводковых площадях и в лагунах внутридельтовых областей. Часто образуются болота, в которых накапливаются торфяные толщи. Мористее устья распределительного русла осадки откладываются на субаквальной (подводной) дельтовой платформе. Здесь формируются тонкослоистые пески со знаками ряби и илы, часто с биотурбациями. Если седиментация протекает относительно медленно, фации платформы могут быть переработаны морскими течениями. При этом в процессе избирательной сортировки тонкие частицы могут быть унесены, и происходит накопление ко- или плоскослоистых песков.

Подводная дельтовая платформа отделена от प्रदेशа (авандельты) дельтовым склоном. На этой поверхности и остается в конце концов большая часть ила. Время от времени склон дельты становится настолько крутым, что происходит соскальзывание материала и оползание склона, в результате чего материал перекладывается у его подножия. Вероятно, такое оползание возникает довольно часто и приводит к смещению оползневых масс и структур (галлов) вниз по склону дельты. В дельтах рек Миссисипи и Фрейзер установлены отдельные признаки действия мутьевых потоков (об этом подробно пишет Ф. Шепард в работе по морским подводным каньонам, которая вошла в сборник «Море», вышедший в 1963 г. под редакцией М. Хилла).

Таким образом, в вертикальном разрезе дельты присутствуют тонкозернистые морские фации, которые вверх по разрезу постепенно переходят в более грубые пресноводные осадки; эти фациальные границы по мере наращивания дельты в сторону моря становятся диахронными. Можно ожидать повторения такой последовательности по вертикали, поскольку прорывы валов и ответвления дельты повторяются.

При поисках древних дельт следует обращать внимание на мощные кластические серии с повторяющимися вверх по разрезу циклами укрупнения материала. Каждый цикл начинается в нижней части с морских глинистых сланцев, которые через глинистые пески в верхней части переходят в более грубые пресноводные русловые пески. Руслу, будучи врезаны в пресноводные сланцы и угли, в плане дают картину расходящегося шнурования. Угли могут встречаться также в верхних частях русел (рис. 61).

Изучение современных дельт показывает, что в действительности они являются значительно более сложными образованиями, чем представляет приведенная схема. Можно выделить два главных типа дельт: преимущественно аллювиальные дельты и дельты, созданные в основном морскими процессами. Дельта р. Миссисипи

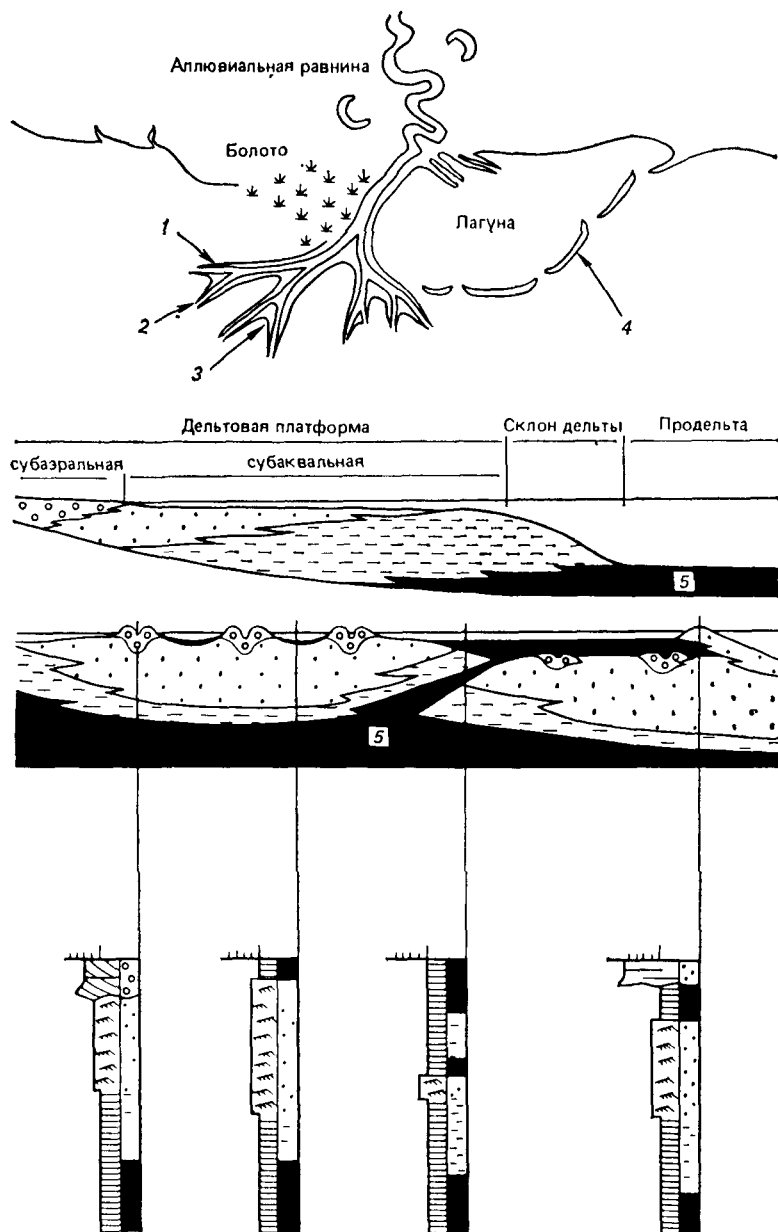


РИС. 61. Геоморфология и осадочные фации современной дельты.

Обратите внимание на усложненность вертикальных разрезов в этом случае
 1 — береговые валы, 2 — рукав реки, 3 — внутридельтовый залив, 4 — береговые бары, трансгрессируя, перерабатывают лопасть мертвой дельты, 5 — продельтовая глина

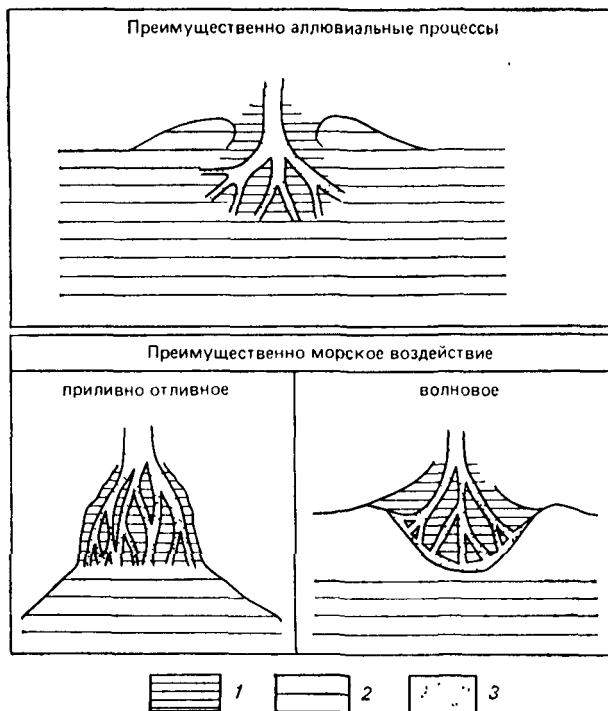


РИС. 62. Карта-схема основных типов дельт (примеры см. в тексте).

Обратите внимание на распределение и тренд песчаных тел, которые могут стать потенциальными залежами углеводородов в зависимости от преобладания аллювиального или морского воздействия.

1 — паралические илы и торф; 2 — морские илы; 3 — русловые и отмелевые пески

ни представляет собой классический пример дельт первого типа. Это дельта с очень низким соотношением песка и илов в осадках (1:9); ее необычность заключается и в том, что она впадает в защищенный бассейн с малым приливо-отливным воздействием. Поэтому дельтовые русла могут выдвигаться далеко в море. Для озер дельты преимущественно аллювиального типа и таких конглюров («птичья лапа») — редкое исключение.

Большинство дельт подвергается интенсивной морской переработке. Следует различать дельты, испытывающие волновое воздействие, и дельты, находящиеся под влиянием приливо-отливных течений. Реки Нил и Нигер можно привести в качестве примеров первого типа. В этих дельтах песок откладывается в устье протоки после того, как он будет переработан морскими волнами и передислоцирован в дугах барьерных островов по периферии дельты.

Дельты в областях с высокими приливами имеют совершенно иную морфологию. Для них характерно широкое развитие приливо-отливной отмели, сложенной тонкими песками и алевритами, нередко занятой мангровыми болотами. Эти участки пересекают

ветвящиеся русла, сглаживаемые приливно-отливными течениями. Вместо радиального расхождения из одного пункта такие русла обычно идут параллельно друг другу. Дельты подобного типа с преобладанием приливно-отливного воздействия широко распространены в Юго-Восточной Азии; примером могут служить реки Ганг — Брахмапутра, Келанг и Меконг.

При анализе погребенных фаций необходимо различать эти типы дельт, так как каждому из них отвечают различные распределение и ориентация потенциальных залежей углеводородов (рис. 62). Древние дельтовые отложения распространены по всему земному шару и известны в породах разного возраста. Однако каменноугольный период, вероятно, был особенно благоприятен для дельтовых формаций. Рассмотрим ряд конкретных примеров, относящихся именно к этому периоду.

ДЕЛЬТОВОЕ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ В КАМЕННОУГОЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ СЕВЕРНОЙ АНГЛИИ: ТИПЫ 1 И 2 — ОПИСАНИЕ И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

В конце девона Северная Англия испытала морскую трансгрессию, причем море распространилось на тектонически нестабильную область, характеризующуюся активным движением ограниченных разломами блоков и бассейнов. Осадочные фации раннекаменноугольного времени весьма разнообразны, а их распространение контролируется региональной тектоникой. Многолетние исследования фауны позволили разобраться в их сложной стратиграфии. Интересный обзор результатов этих исследований сделан в работах Д. Рейнера, Р. Эндертон с соавторами и др. [67].

В динантских и намюрских породах Северной Англии может быть выделено пять главных осадочных фаций.

1. Известняки, включая кальцилиты, оолиты и биокластические калькаренины с комплексами маргинальных рифов; отклады-
вались на относительно стабильных шельфах.

2. Черные сланцы; накапливались главным образом в бассейнах.

3. Грубые галечные песчаники фации Миллстоун-Грит, частично перекрывающие шельфовые известняки и бассейновые сланцы.

4. Фация граувакковых песчаников и сланцев, включая серии Мэм-Тор и Шейл-Грит Центральнопеннинского трога;

5. Фация Ярдейл: циклические серии известняка, сланца, песчаника и угля; встречаются на участках шельфа, т. е. эквивалентны по времени первой фации известняков.

Считают, что три последние фации имеют преимущественно дельтовое происхождение, причем речь, по-видимому, должна идти о дельтах двух совершенно различных типов (при описании и обсуждении отложенных ими осадков последние будут обозначаться как «тип 1» и «тип 2»).

Тип 1. описание. Первый тип дельтовых отложений каменноугольного возраста — породы серии Ярдейл. Их возраст колеб-

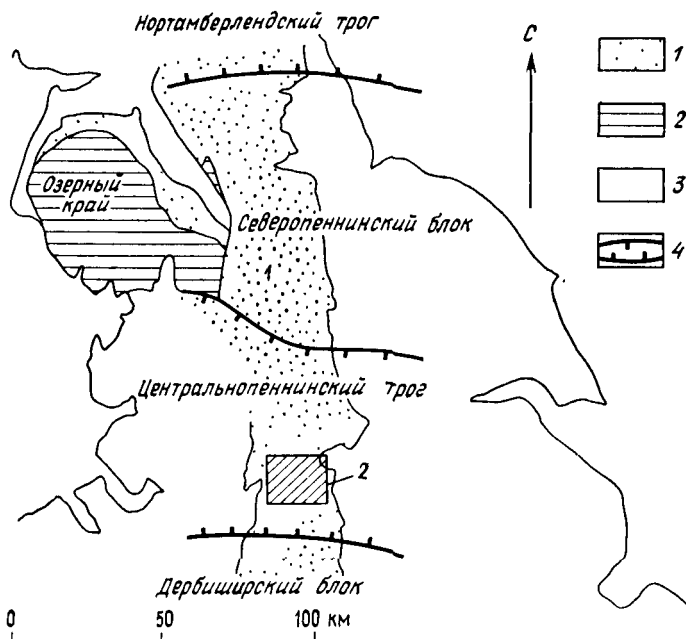


РИС. 63. Тектоническая обстановка в карбоне (Северная Англия):

1 — породы динарта и намюра, 2 — более древние породы, 3 — более молодые породы, 4 — границы трогов; 1 — положение разреза серии Ярдейл, 2 — участок сланцев Иден и пород серии Миллстоун-Грит

лется от динарта до намюра, породы этого типа распространены в долине Мидленд в Шотландии до южной оконечности Северопеннинского блока (рис. 63).

Эта серия включает в себя восемь основных циклогем, каждая мощностью около 30 м с закономерным чередованием известняков, сланцев, песчаников и угля. Внутри главных циклотем выделяют циклы второго порядка: тонкие сланцы, песчаники и угли, переслаивающиеся в направлении кровли песчаников первого порядка. На рис. 64 приведены две последовательности сланцев и песчаников, характеризующиеся укрупнением материала вверх по разрезу, между двумя пачками известняков серии Ярдейл в Уэст-морленде.

Эти известняки образуют обширные покровы и относительно легко (по сравнению с терригенными слоями) коррелируются по латерали. Они включают в себя карбонатные породы самого разного типа — от косослоистых биокластических скелетных калькаренитов до массивных или тонкорасслоенных кальциллитов. Встречаются, особенно в верхней части толщи, силицифицированные известняки и тонкие прослои кремня. Для нижней части каждой известняковой последовательности часто характерны косая слоистость и присутствие зерен терригенных песков. Обычны также банки, сложенные целиком из чешуек криноидей, и отдельные

риффы, образованные водорослями, мшанками, кораллами и брахиоподами.

Внутри каждого цикла на известняках обычно залегают сланцы, представленные черными пиритовыми слюдистыми алевролитами с тонкими конкреционными прослоями сидерита. Они, как правило, по всему разрезу не содержат ископаемых организмов.

Сланцы, размер частиц которых постепенно увеличивается, переходят в средне- и мелкозернистые алевитистые песчаники, обычно пластинчатые или микрокосослонистые, иногда с вертикальными ископаемыми следами червей, моллюсков и других беспозвоночных. Выше этой песчаной фации с резким перекрытием залегают косослонистые грубозернистые песчаники. Они выполняют крупные русла, имеющие обычно локальное распространение, но в глубину иногда достигающие несколько метров. Эти русла часто прорезают не только подстилающие песчаники и нижележащие сланцы, но и известняки.

Вверх по разрезу русловые песчаники измельчаются и у кровли толщи пересланяются с тонкими прослоями углей, углистого сланца и корненожными горизонтами.

Тип 1: интерпретация. Серия пород Ярдейл состоит из нескольких циклов, в каждом из которых наблюдается прогрессивное изменение от морской обстановки (доказательством этому служит фауна известняков) до континентальных условий, о чем свидетельствует огрубление материала

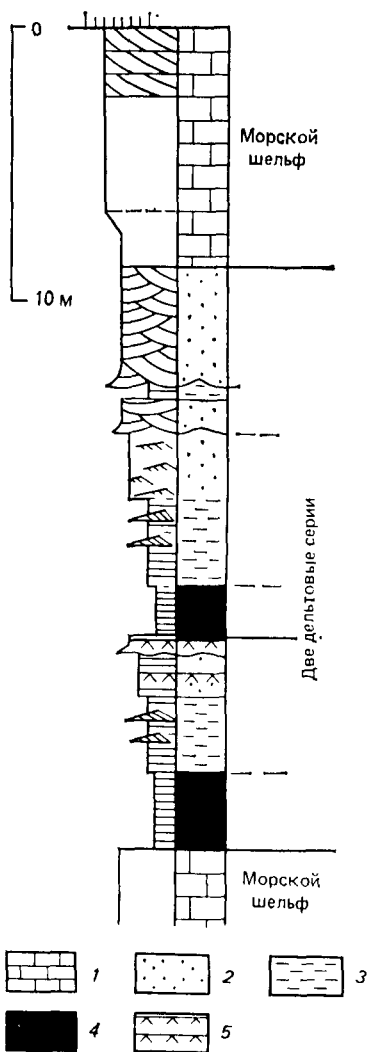


РИС. 64. Фактический разрез толщи пород Ярдейл, ручей Хелл-Джил, Уэстморленд (местоположение разреза см. рис. 63).

Обратите внимание, что классическая серия, в целом, демонстрирующая укрупнение материала вверх по разрезу, между двумя пачками известняков содержит две подсерии, из которых лишь нижняя в своей верхней части содержит угли.

1 — известняки — верхняя (основная) и нижняя пачки, 2 — отложения ветвящихся русел; 3 — отложения платформы и склона дельты; 4 — продельтовые осадки, 5 — угли и корненожные горизонты

вверх по разрезу и наличие корненосных горизонтов в верхней части толщи. Как уже указывалось в начале главы, такие признаки характерны для дельтовых отложений.

Более подробное рассмотрение особенностей фауны и литологии известняков показало, что их накопление происходило в условиях морского шельфа при отсутствии какого-либо поступления терригенного материала. Известковистые илы накапливались в обстановке с низким энергетическим уровнем, вероятно, ниже зоны волнового воздействия. Косослоистые скелетные калькарениты свидетельствуют о периодическом воздействии течений (более подробно см. об этом гл. VIII, где рассматриваются обстановки осадконакопления морских шельфов). Эти условия ограничивались поступлением терригенных осадков. Вначале осадки были тонкими и выпадали из суспензии в относительно спокойных условиях глубоководья. В это время образовались пластинчатые сланцы. Вертикальное огрубление материала и наличие косой слоистости свидетельствуют о прогрессирующем обмелении и возрастании роли течений. На воздействие довольно сильных течений указывает присутствие косослоистых русловых песчаников. Однако после их отложения стали господствовать спокойные условия, и участки мертвых русел и межрусловые пространства заняли торфяные болота.

Итак, судя по вертикальной последовательности отложений, фации (левая колонка) серии Ярдейл можно соотнести со следующими обстановками (правая колонка):

угли и корненосные горизонты болота	}	дельта
косослоистые песчаники		
песчанники со знаками ряби		
пластинчатые алевролиты		
известняки		
речные протоки	}	морской шельф
субаквальная дельтовая платформа		
продельта		
морской шельф		

Дельтовые отложения этого типа, переходящие в карбонатные фации морского шельфа, сильно отличаются от отложений, сформировавшихся там, где дельты впадают в более глубокие каменноугольные бассейны.

Тип 2: описание. Дельтовые отложения второго типа рассмотрим на примере каменноугольных пород Северной Англии; речь пойдет об отложениях Миллстоун-Грит, а также подстилающих их песчаниках и сланцах. Детальный разрез этой толщи сделан у северного окончания Центральнопеннинского трога. Приведем его краткое описание (см. рис. 63 и рис. 65).

У подошвы напластования находятся сланцы Идейл мощностью около 200 м. Они представлены темно-серыми аргиллитами (нередко углистыми с рассеянным пиритом). Их осадочная текстура хорошо выражена и представлена выдержанной латерально пластинчатостью. Сланцы в основном лишены ископаемых, однако изредка встречаются тонкие двухстворчатые раковины моллюсков *Posidonia* и гониатиты. Цефалоподы отмечаются лишь

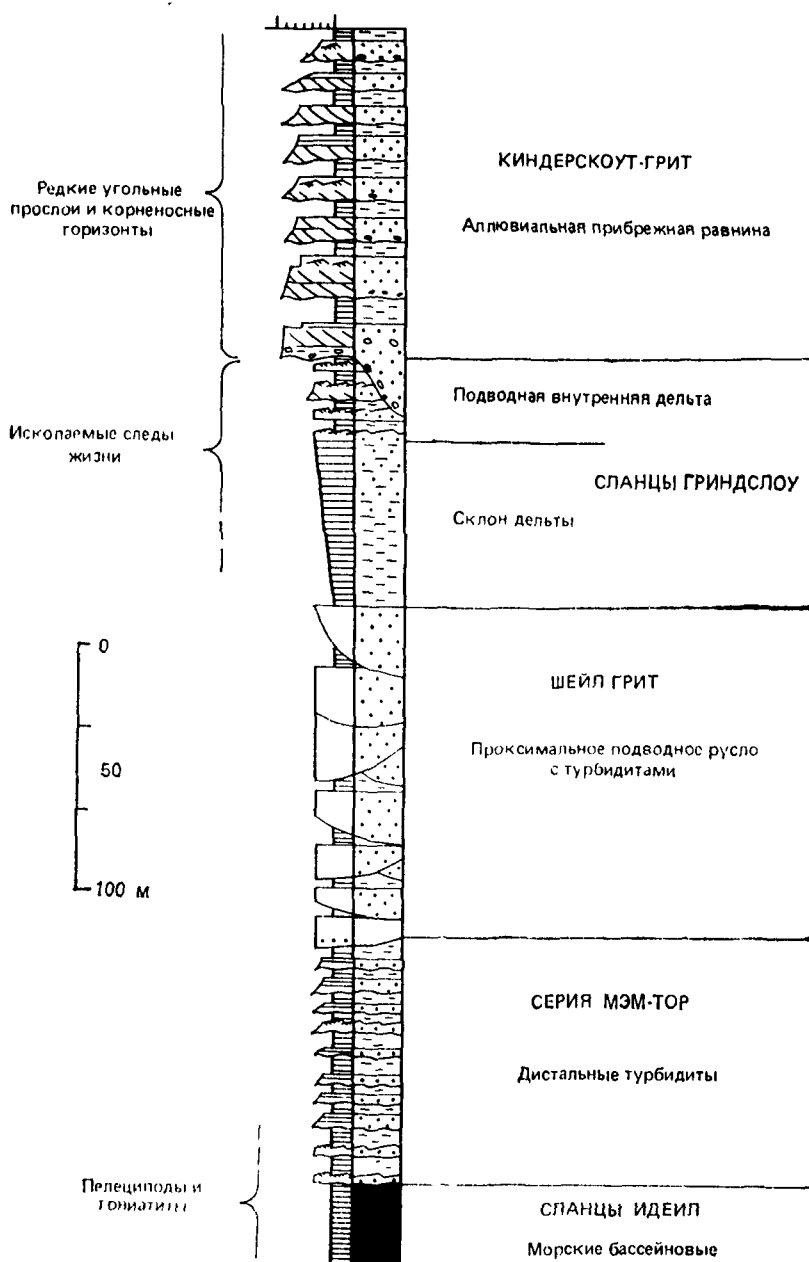


РИС. 65. Обобщенный разрез пород серий Идейл—Киндерскоут-Грит (местоположение разреза см. рис. 63). Составлена по данным Дж. Коллинсона, Х. Ридинга и Р. Уокера

в тонких прослоях черного цвета и являются биостратиграфически важными руководящими ископаемыми.

Вверх по разрезу сланцы Идейл переходят в породы серии Мэм-Тор мощностью приблизительно 120 м. Они содержат латерально выдержанные переслаивающиеся песчаники и сланцы с толщиной слоев менее 1 м. Песчаники представлены тонкими граувакками, состоящими из кварцевых зерен, обломков и полевого шпата в углисто-глинистом матриксе. Все песчаники имеют эрозионную подошву, выработанную в нижележащих сланцах, с рифлями, знаками выемки и желобка. Внутри толщи песчаников наблюдается градационная слоистость с характерной последовательностью тектур от основания к кровле: массивные песчаники, плоскослоистые и со знаками ряби.

Вверх по разрезу серия Мэм-Тор переходит в породы серии Шейл-Грит мощностью 100—200 м. Последние включают главным образом граувакковые песчаники, петрографически схожие с нижележащими песчаниками. Сланцы встречаются редко. По сравнению с песчаниками Мэм-Тор эти песчаники более толстослоисты, пачки мощностью свыше 30 м иногда состоят из слоев толщиной 1—3 м. Градационная слоистость, знаки ряби и пластинчатость устанавливаются редко. Многие из этих песчаников отличаются массивностью. Они и значительно реже сланцы выполняют множество хорошо выраженных эрозионных ложбин глубиной до 20 м и более; преимущественно развиты в верхней части серии Шейл-Грит, но встречаются и в нижней части перекрывающих сланцев Гриндслоу. Последние имеют мощность около 100 м и залегают на отложениях Шейл-Грит с резким контактом. Здесь выделяют две пачки: верхнюю и нижнюю. Нижняя представлена укрупняющейся вверх последовательностью: пластинчатые аргиллиты, алевролиты и тонкие плоскослоистые со знаками ряби глинистые песчаники. Вверх по разрезу возрастает и количество вертикальных ископаемых следов движения беспозвоночных. Верхняя пачка сланцев Гриндслоу представлена ассоциацией алевролитов и тонкозернистых песчаников, часто тонкослоистых со следами ряби и пронизанных ходами ископаемых организмов. Их рассекают промонны, заполненные крупнозернистыми песчаниками с косой слоистостью.

Сланцы Гриндслоу, в свою очередь, перекрыты породами Киндерскоут-Грит — местным аналогом серии Миллстоун-Грит. Они представлены более чем 100-метровой толщей крупнозернистых галечных аркозовых песчаников с небольшим количеством сланцев.

У подошвы породы Киндерскоут-Грит выполняют хорошо заметные врезы, выработанные в подстилающих сланцах Гриндслоу. Глубина этих ложбин часто превышает 30 м при ширине 300 м. Они заполнены очень грубым галечным песчаником, как правило, массивным у подошвы, а выше — плоско- или косослоистым. Вышележащая часть отложений Киндерскоут-Грит включает последовательности, демонстрирующие измельчение материала вверх

по разрезу. На эрозионной поверхности залегают грубозернистые косослоистые песчаники, часто с кварцевой галькой и окатышами сланцев (рис. 66). Вверх по разрезу, постепенно измельчаясь и приобретая слоистость и знаки ряби, они переходят в серые пластинчатые алевролиты с тонкими прослоями угля и корненожными горизонтами.

Тип 2: интерпретация.

Последовательность от сланцев Идейл до пород Киндерскоут-Грит демонстрирует общее вертикальное огрубление материала и переход от морских условий к континентальным, о чем соответственно свидетельствуют присутствие гониатитов и наличие корненожных горизонтов. Оба эти показателя,



РИС. 66. Плоско-наклонная косая слоистость в крупнозернистых аллювиальных песчаниках Киндерскоут-Грит, местоположение Уоррен, Хэтерсейдж. Фото предоставлено Дж Д Коллинсоном

как уже говорилось в начале главы, служат критериями типично дельтовой обстановки. Однако при более детальном рассмотрении выявляются серьезные отличия последовательности Идейл-Киндерскоут от модели развития современной дельты, с одной стороны, и от пород серии Ярдейл, с другой. В частности, последовательность Идейл-Киндерскоут на самом деле состоит из двух серий с огрублением материала вверх по разрезу в каждой. Эти серии принадлежат разным фациям и, таким образом, не могут быть следствием отключения дельты.

Особенности пород Идейл указывают, что отложение илов протекало из суспензии в обстановке с низким энергетическим уровнем. Наличие гониатитов свидетельствует о морских условиях, а присутствие рассеянного пирита — об анаэробной восстановительной среде. Сортированные граувакки серий Мэм-Тор и Гриндслоу предполагают отложение этих пород мутьевыми потоками. Основания для такого рода заключения здесь не приводятся (см. гл. X). Глубокие промоины в верхней части отложений Шейл-Грит, по-видимому, также были выработаны мутьевыми течениями, которые, попадая на дно бассейна, отлагали там более тонкие равномернослоистые граувакки Мэм-Тор. Это дает возможность считать отложения Гриндслоу проксимальными турбидитами, которые эродировали и выполняли подводные каньоны. В таком случае песчаники Мэм-Тор могут быть определены как дистальные турбидиты, отложенные на конусах, радиально расходящихся от

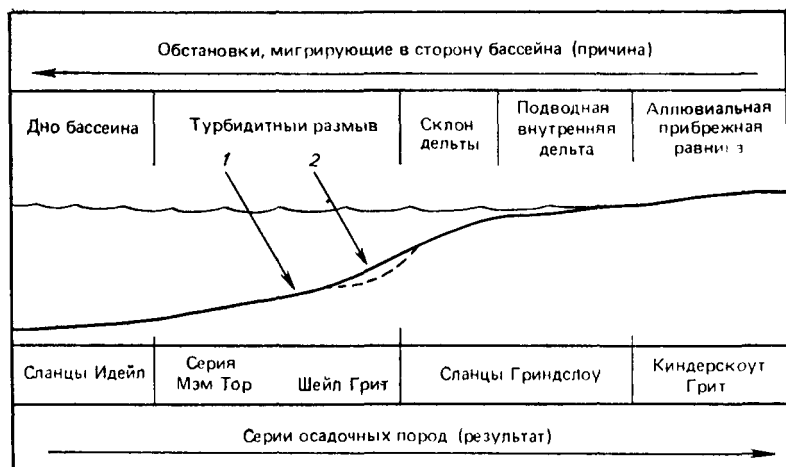


РИС. 67. Схематический профиль, иллюстрирующий соотношения между фациями и обстановками накопления пород каменноугольного возраста в Центральном пещинском трое

1 — конусы, 2 — каньоны

устьев каньонов. Такого рода взаимосвязь каньонов и турбидитовых конусов хорошо известна для современных прибрежных бассейнов, таких, например, как впадина Сан-Диего (США); об этом сообщается в работе Б. Хэнда и К. Эмери.

Кровля отложений Шейл-Грит маркирует конец первой последовательности с огрублением материала вверх по разрезу. Подошва лежащих на ней пород серии Гриндслоу отмечает начало второй такой последовательности.

Пластинчатые алевриты и тонкие алевритистые пески в основании сланцев Гриндслоу свидетельствуют, что отложение осадка протекало из суспензии ниже базы волнового воздействия. Переход этих отложений по вертикали в верхние осадки серии — более грубозернистые, со знаком ряби, ископаемыми следами жизнедеятельности организмов и промоинами, предполагает постепенное обмеление при все более возрастающей роли в процессах седиментации волокущих течений.

Глубокие ложбины-каньоны в основании вышележащей серии Киндерскоут-Грит со всей очевидностью свидетельствуют о развитии системы чрезвычайно сильных течений с грубозернистыми осадками. Еще выше песчаниково-сланцевые циклы, характеризующиеся измельчением материала вверх по разрезу чередуются с более грубыми отложениями. Наличие таких циклов предполагает осадкообразование в мелких руслах, мигрирующих по аллювиальной равнине. Присутствие углей и корненожных горизонтов указывает на периодическую субаэральную экспозицию. Принимая все это во внимание, можно сделать вывод, что породы нижней части серии Гриндслоу-Шейлз накапливались на склоне дель-

ты. Упомянувшиеся ранее глинистые пески со знаками ряби и ископаемыми вертикальными следами жизнедеятельности представляют собой отложения дельтовой платформы и приурочены к участкам между руслами, в которых формировались косослоистые пески. И, наконец, внутренняя дельта оказывалась погребенной под осадками наступающей аллювиальной равнины.

Таким образом, толща Идейл-Шейл — Киндерскоут-Грит отражает последовательное заполнение Центральнопеннинского трога сначала турбидитами, а затем дельтовыми осадками. Исследование палеотечений показало, что, по-видимому, материал сюда поступал из района Северопеннинского блока, причем различные фации мигрировали диахронно преимущественно в южном направлении (рис. 67). Эта толща является классическим подтверждением закона Вальтера (см. с. 12): хорошо выраженная вертикальная последовательность фаций обусловлена латеральной миграцией ряда обстановок.

ДИСКУССИЯ

Рассмотренные примеры дают наглядное представление о двух типах дельт. Дельтовые отложения серии Ярдейл образуют относительно тонкие кластические клинья на мелководных карбонатных осадках морского шельфа. Напротив, дельтовые отложения Миллстоун-Грит сформировались в глубоководном морском бассейне. Здесь существовал более крутой и высокий дельтовый склон, у подошвы которого накапливались шлейфы турбидитных осадков. Существуют и другие примеры древних дельтовых отложений, которые могут быть соотнесены с только что рассмотренными разновидностями дельтового склона: высоким и низким. Дельты с высоким склоном, где морские сланцы переходят вверх по разрезу через турбидиты в русловые песчаники, известны для формации Коаледо (эоцен) в Орегоне, для ордовикских пород Аппалачей и пород вестфальского яруса в северной части графства Девон. Отложения низких склонов, где морские сланцы, а иногда и известняки переходят через фацию чисто отмытых покровных песков в русловый аллювий, типичны для пород пенсильванского возраста (поздний карбон) бассейна Иллинойс (США).

Особенно хорошим примером является песчаник Энвилл-Рок. Породы нижней, покровной, фазы мощностью около 7 м тонкослоисты, несут знаки ряби и вниз по разрезу постепенно переходят в морской сланец. Локально породы этой фазы содержат более грубые косослоистые песчаники русел, меандрировавших вниз по палеосклону. Геология и петрография песчаников этой серии, а также их структура рассматриваются в работах М. Гопкинса и П. Поттера и Дж. Саймонса. Отложения группы Крайм (ордовикско-силурийские) бассейна Табук в Саудовской Аравии демонстрируют серию дельтовых циклов, нижний из которых отвечает варианту турбидитов высокого склона. Выше лежащие циклы свидетельствуют о накоплении осадков в условиях относительно не-

большого склона. Внутри каждого цикла наблюдается переход от листоватого алевролита (силта) через тонкопереслаивающиеся (со знаками ряби и ископаемыми следами жизнедеятельности беспозвоночных) алевролиты и песчаники к верхним русловым песчаникам (рис. 68).

Исходя из вышеизложенного, можно было бы предположить, что такие хорошо документируемые осадки, как дельтовые, интерпретируются вполне определенно. Но это не так. Многие проблемы остаются нерешенными, в частности вопрос о происхождении цикличности в дельтовых отложениях. Это характерное для осадков древних дельт явление изучено подробно в породах каменноугольного возраста, где дельтовые фации имели, по-видимому, общемировое распространение [22].

Изучение современных дельт показало, что размыв прирусловых валов ветвящимися руслами обеспечивает развитие циклической седиментации; при этом не требуется никаких дополнительных внешних причин (подробнее см. работы Д. Мура по циклической седиментации и Дж. Коулмена и С. Гаглиано). Все объяснения происхождения дельтовых циклов, игнорирующие этот факт, выглядят малоубедительными, например, гипотеза тектонических импульсов для циклов формаций Ярдейл, предложенная в 1967 г. М. Ботом и Г. Джонсоном. Вместе с тем, не все циклы в дельтовых отложениях удастся отнести на счет переключения (перемещения) дельты. Может быть проведена корреляция отдельных поясов маркирующих морских горизонтов, связанных с дельтами карбона, на обширной территории — от Ирландии до Центральной Европы. Поскольку такие отложения выходят за рамки отдельных дельт или бассейнов, их формирование нельзя объяснить ни прорывами прирусловых валов, ни спорадическим погружением бассейна. Значительно более убедительным объяснением этого явления могут служить эвстатические изменения уровня океана (приведено в работе Х. Уонлесса и Шепарда, исследовавших позднепалеозойские осадочные циклы в связи с изменением климата и уровня моря). Поэтому более вероятно, что хотя дельты могут и сами порождать циклы своего развития, внешние факторы (регулярные тектонические импульсы, изменения климата и колебания уровня моря) также могут оставлять знаки своего воздействия в разрезе дельтовых отложений.

Для понимания последовательности накопления осадков в дельтовых толщах необходимо выработать критерии отделения локальных дельтовых циклов (которые должны существовать) от циклов, происхождение которых связано с внешними причинами (которых может и не быть).

Существуют два рациональных подхода к решению этой задачи, причем оба предусматривают использование компьютеров для выполнения сложных статистических выкладок. Первый подход подразумевает определение мощности и региональных вариаций циклотем и выявление их связей с другими геологическими переменными, как это было сделано при количественном изучении уг-

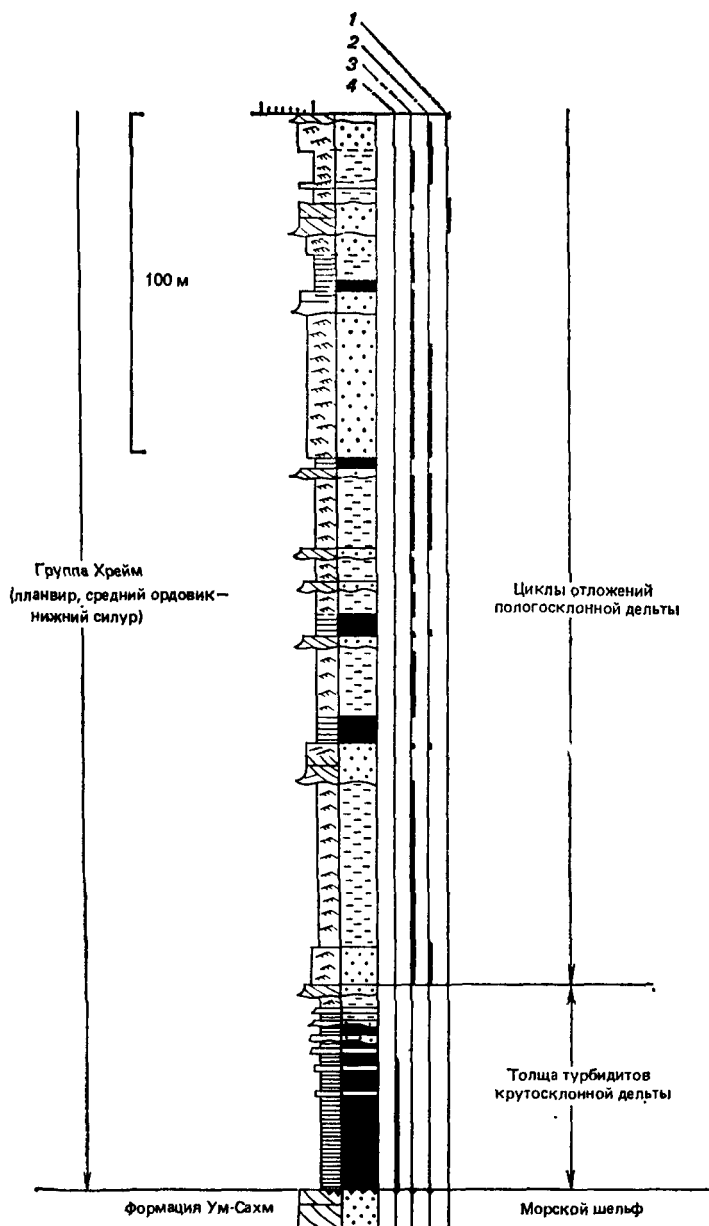


РИС. 68. Сводный фактический разрез, выявляющий циклы осадконакопления с укрупнением материала в каждом, бассейн Табук, Саудовская Аравия:

1 — брахиоподы, 2 — следы движения, 3 — вертикальные ходы, 4 — граптолиты

леносных циклических серий намюра Центральной Шотландии У. Ридом и Дж. Дином в 1967 г.

Второй подход предусматривает использование компьютера для моделирования дельтовой седиментации: калибровка таких переменных, как поступление осадочного материала и скорость погружения, базируется на данных по современным дельтам (обзор работ дан в сборнике трудов коллоквиума по моделированию геологических систем, вышедшем в 1968 г. под редакцией Д. Мерриэма и Н. Кока, а также в работах Г. Бонхэма-Картера и А. Сатерленда и других).

ЭКОНОМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ

Дельтовые отложения служат важным источником накопления углей, нефти и газа. Для болот и маршей современных дельтовых аллювиальных равнин типично образование торфяников. Детальный анализ седиментологии угленосных толщ дан в целом ряде работ, в том числе в работе «Обстановки накопления угленосных отложений» под редакцией Е. Дэпла и М. Хопкинса, 1969 г.; подробнее см. [29, 106].

Очевидно, что для эффективной эксплуатации угольных месторождений важно знать обстановку их накопления. Угли не всегда генетически связаны с дельтами: как уже упоминалось, некоторые из угольных залежей приурочены к удаленным от моря континентальным бассейнам. И в пределах самой дельты угли могут формироваться в самых разных ситуациях.

Существует много различных обстановок, с которыми связано развитие болот, т. е. имеется много разных путей формирования древних углей. Классический очерк соотношения между обстановками осадконакопления и геометрией угленосных горизонтов в дельтах пенсильванского возраста в бассейне Иллинойс дали Х. Уонлесс, Ж. Баррофио и П. Трескотт. Они рассмотрели условия накопления углей пенсильвания в работе, вошедшей в тот же сборник «Обстановки накопления угленосных отложений»; см. также [29]. На рис. 69 и 70 показаны различные типы угольных пластов в плане и в разрезе.

Иногда, когда отмирает крупная дельта, или при значительном эвстатическом поднятии уровня моря могут формироваться (см. рис. 69, а) торфяные покровы. В ограниченном масштабе слои торфа могут быть перекрыты отдельные ложбины-прорывы русловых валов (см. рис. 69, б). Повторение этого процесса может привести к образованию расщепляющихся от края русла тонких угольных горизонтов.

Торфяники могут также формироваться в мертвых речных протоках и в дельтовых рукавах (см. рис. 69, в). С небольшими изменениями та же ситуация наблюдается в случае старичных озер (см. рис. 69, г). Покровные торфяники могут образовываться в затопляемых понижениях аллювиальных равнин (см. рис. 69, д). Необходимо знать, что покровные угли могут оказаться локально

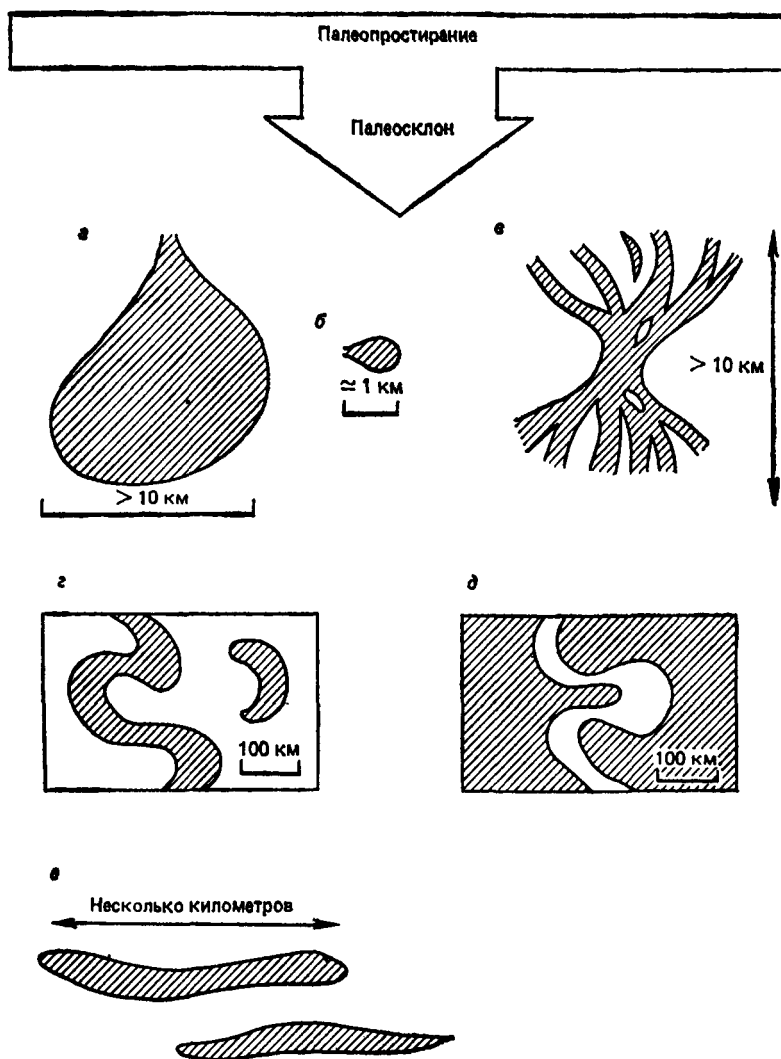


РИС. 69. Схема, иллюстрирующая варианты формирования угольных пластов. Отметим, что их геометрия является функцией как обстановки накопления, так и воздействия субсеквентной эрозии.
а — мертвая дельтовая лопасть; **б** — брошенная ложбина—прорыв руслового вала; **в** — сходящиеся (речные) и расходящиеся (дельтовые) русла; **г** — старичные озера; **д** — болота затопляемой поймы с локальной русловой эрозией; **е** — прибрежный соленый марш (солончак) и лагуна

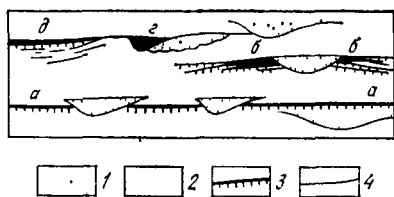


РИС. 70. Схематический разрез, демонстрирующий латеральную выдержанность и размещение угольных пластов различного типа. Разрез ориентирован параллельно палеопрострианию.

Буквы на рисунке соответствуют типам геометрии пластов, показанным на рис. 69. 1 — русловые песчаники; 2 — недифференцированные тонкие песчаники и сланцы; 3 — автохтонные угли с корненосными горизонтами, 4 — аллохтонные привнесенные угли

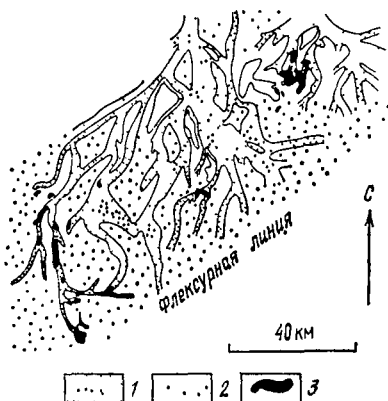


РИС. 71. Карта изопакит для песчаников Буч (пенсильваний) в Оклахоме. По Д. А. Бушу, 1961 [30], приводится с разрешения Американской ассоциации геологов-нефтяников.

1 — покровная фация мощностью 0—6 м; 2 — русловая фация мощностью 6—60 м, 3 — нефтеносные пласты (приурочены к русловым песчаникам)

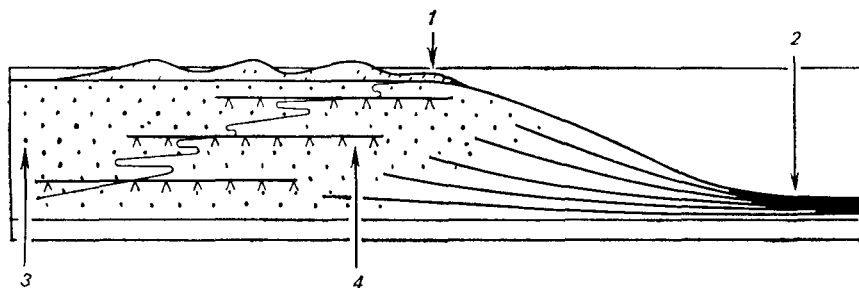


РИС. 72. Геофантасмограмма, демонстрирующая взаимоотношения трех фаций песчаников юрского возраста (песчаниковые коллекторы Северного моря). По Р. Селли (1976), с разрешения Союза геологов.

1 — трансгрессивные песчаники мелководья, 2 — морские сланцы, образовавшиеся ниже уровня волнового воздействия, 3 — аллювиальные песчаники, 4 — фация продвигающейся дельты

эродированы руслами (см. рис. 69, а). Очевидно, что для таких участков большое значение приобретает детальное картирование и выявление протяжения таких русел. Важно это не только потому, что песчаники таких русел расчленяют угольный пласт, но и потому, что иногда они являются водоносными горизонтами, которые могут вызвать затопление подземных выработок. И наконец, угли могут встречаться в виде вытянутых тел, параллельных локальной береговой линии (см. рис. 69, е). Это происходит, когда торф накапливается в обстановке соленых маршей и прибрежных лагун.

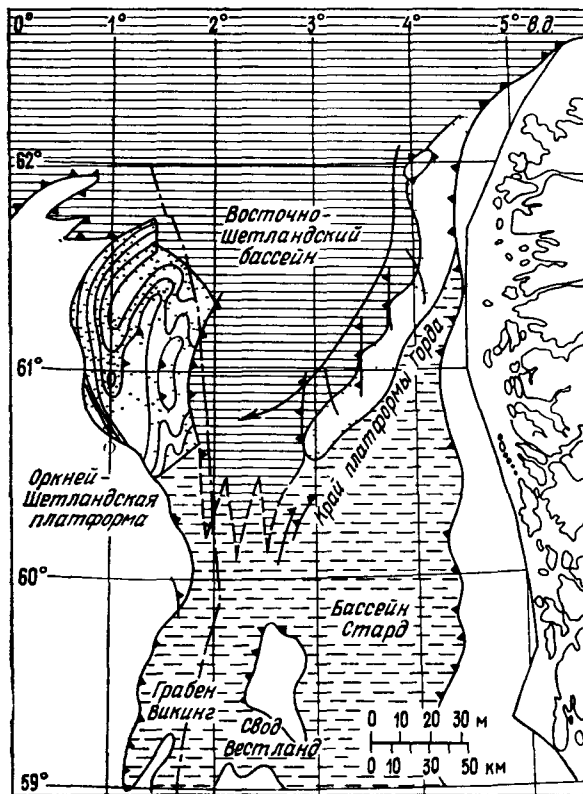
Краткий обзор соотношений между геометрией угольных пластов и обстановками осадконакопления показывает, что фациальный анализ помогает при разработке угольных месторождений. По ряду причин дельты нередко оказываются крупными нефтегазоносными провинциями. Процессы, происходящие в дельтах, дают прекрасную возможность для транспортировки песков (потенциальных резервуаров углеводородов) на значительные расстояния в пределы морских бассейнов с обогащенной органикой илами (потенциальными нефтегазоматеринскими породами).

Поскольку дельты часто развиваются в областях, где земная кора нестабильна, структурные деформации приводят к формированию ловушек для мигрирующих углеводородов. Кроме того, в самих дельтах при развитии разломов и в связи с опрокинутыми антиклиналями образуются стратиграфические ловушки [13, 26 и др.].

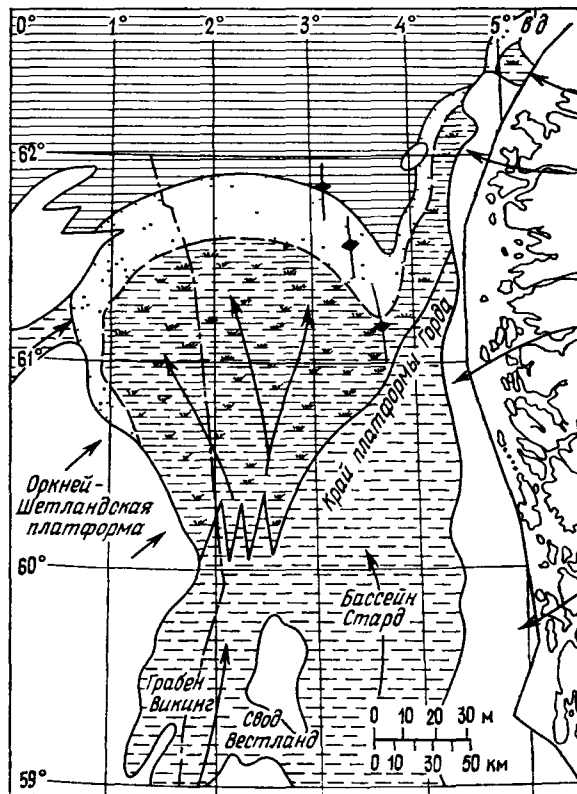
Очевидно, что для прогнозирования распространения и геометрии залежей углеводородов важно знать седиментологию дельтовых отложений. На рис. 71 приводится классический пример стратиграфической нефтяной ловушки в пределах дельтовых рукавов. Отдельные виды русловых ловушек, рассмотренные нами при анализе аллювиальных русел, могут быть отнесены и к дельтам (см. рис. 36). Даже там, где нефть собирается в структурных ловушках дельт, интерпретация условий накопления осадков не утрачивает своей значимости как при поисках и разведке, так и при эксплуатации нефтегазовых месторождений.

Многие месторождения углеводородов Северного моря генетически связаны с блоковыми ловушками, срезанными наклонными разломами. Основные скопления нефти приурочены к среднесюрским песчаникам Брент, отлагавшимся в дельтовой системе, продвигавшейся к северу, т. е. в сторону оси грабена Викинг. Здесь можно выделить три главные фации: крупнозернистые неморские песчаники с галькой и сланцы (аллювиальные); углистые сланцы, песчаники и угли (дельтовые); чистые песчаники, местами глинистые, глауконитовые с ископаемыми следами жизнедеятельности беспозвоночных (морские, мелководные). Они образуют закономерно построенные регрессивно-трансгрессивные пачки (рис. 72). Существует тесная корреляция между фациями и качественными характеристиками (пористостью и проницаемостью) коллекторов углеводородов. Детальный фациальный анализ позволил закарти-

А



Б



В

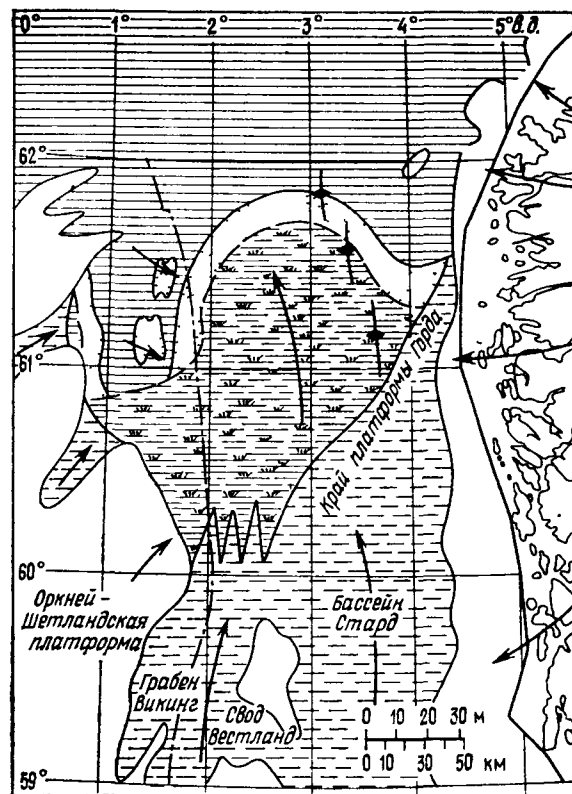
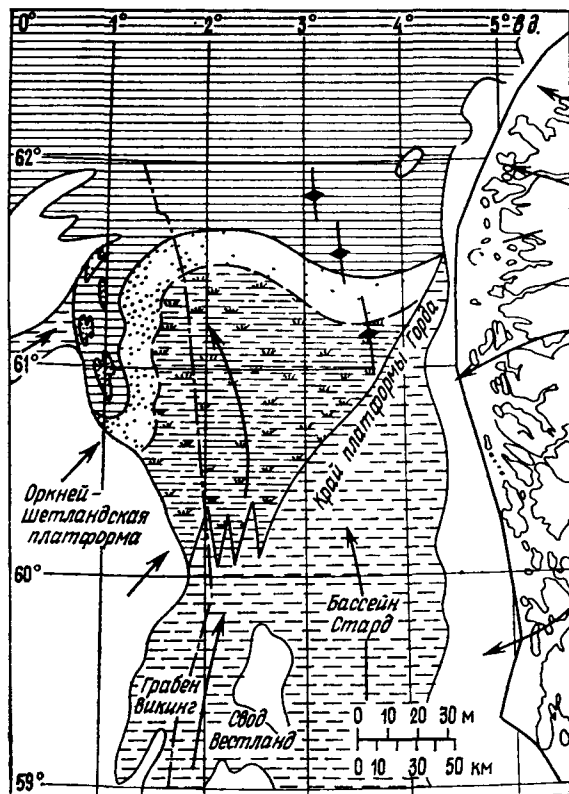


РИС. 73. Серия палеогеографических карт (А—Г), показывающая эволюцию дельты Брент (средняя юра) в северной части Северного моря. По Г. Ейноу (1981), с разрешения Лондонского института нефти

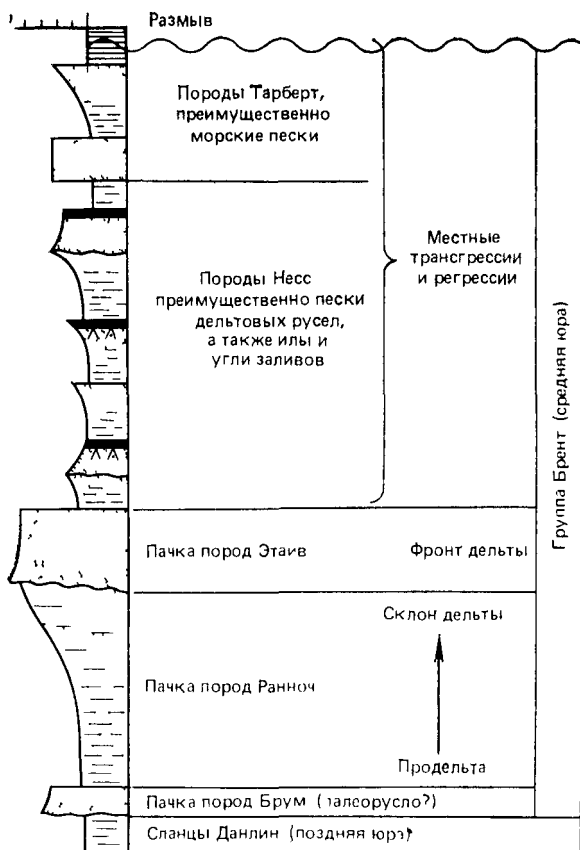
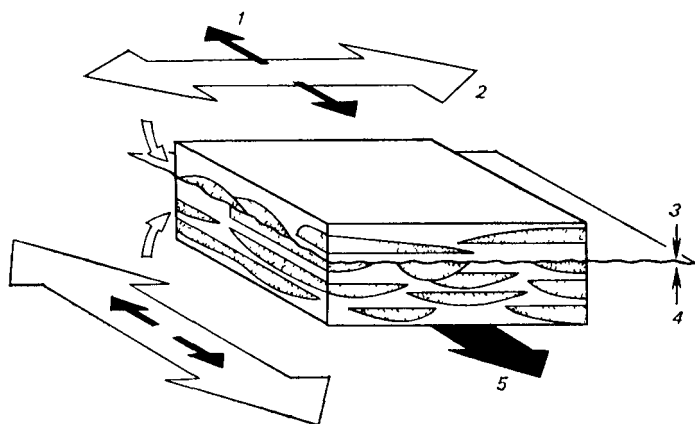


РИС 74 Обобщенная стратиграфическая колонка среднеюрских пород группы Brent, северная часть Северного моря

В нижней части толщи нефтяная залежь хорошо выдержана, однако по направлению к кровле ее геометрия усложняется за счет продвижения дельты и чередования осадков лапастей локальной субдельты с трансгрессивными морскими и песчаниками

РИС 75 Схема, иллюстрирующая соотношение латеральной выдержанности нефтеносного пласта в гетерогенном дельтовом комплексе с переслаивающимися русловыми и прибрежными морскими песчаниками

1 — ось максимальной проницаемости, 2 — выдержанность песчаного тела, 3 — трансгрессивная фаза, преобладают осадки морских баров, 4 — регрессивная фаза, преобладают русловые пески, 5 — палеостон



ровать продвижение и деструкцию дельты Брент. Следовательно, палеогеографические карты могут оказаться полезными при прогнозировании региональных изменений коллекторских свойств (рис. 73). На рис. 74 представлена стратиграфия толщи Брент. В нижнюю фазу — фазу продвижения дельты откладывались пачки, характеризующиеся значительной латеральной выдержанностью. Верхней части разреза присуща большая изменчивость с локальными фазами трансгрессии и размыва. При оценке нефтегазоносных площадей трудность заключается в том, что дельтовые русловые пески необходимо дифференцировать от морских. Первые локально вытянуты вниз по склону дельты, а последние обычно параллельны ему (рис. 75).

ПОДПОВЕРХНОСТНАЯ ДИАГНОСТИКА ДЕЛЬТОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Распознать погребенные дельтовые отложения по данным бурения и геофизических исследований нетрудно. Геометрию дельт часто можно установить с помощью одной правильно пробуренной скважины. Косая слоистость 1-го порядка фазы продвижения, как правило, хорошо выделяется на сейсмических разрезах дельтовых осадков (рис. 76). Во внутренней дельте отдельные русла могут быть закартированы тем же методом, что и речные (см. с. 77). Для углей характерны аномально низкие скорости прохождения сейсмических волн, поэтому в случае их значительной мощности и неглубокого залегания они также могут быть легко установлены. Если пробурено несколько скважин, то появляется возможность картировать отдельные лопасти дельты на основе палеонтологических данных и по результатам каротажа.

В литологическом отношении для дельт характерно наличие крупных клиновидных тел, состоящих из обломочных терригенных отложений и демонстрирующих широкое разнообразие в раз-

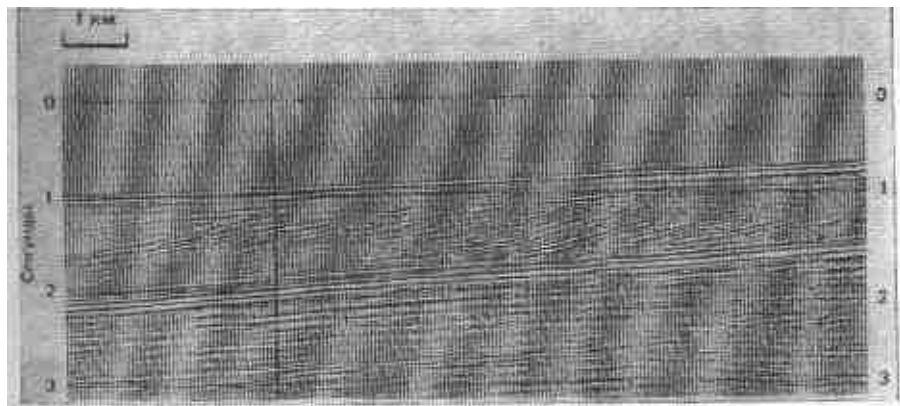
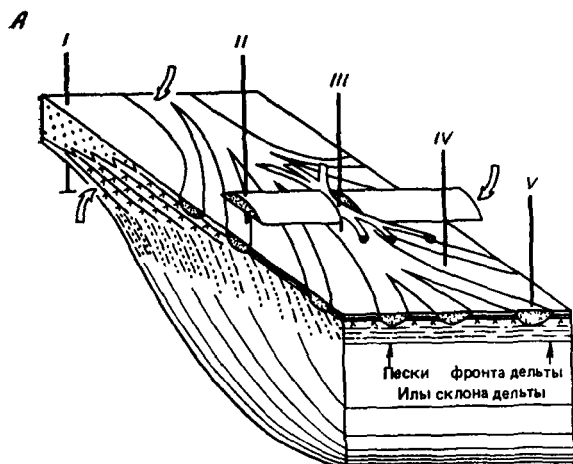


РИС. 76. Сейсмический разрез продвигающейся дельты (от вершинных частей дельты через передовые слои к придонным). По [27]

РИС. 77. Схема расположения песчаных тел (А) и характеристика дельтовых осадочных фаций по данным каротажа (Б).

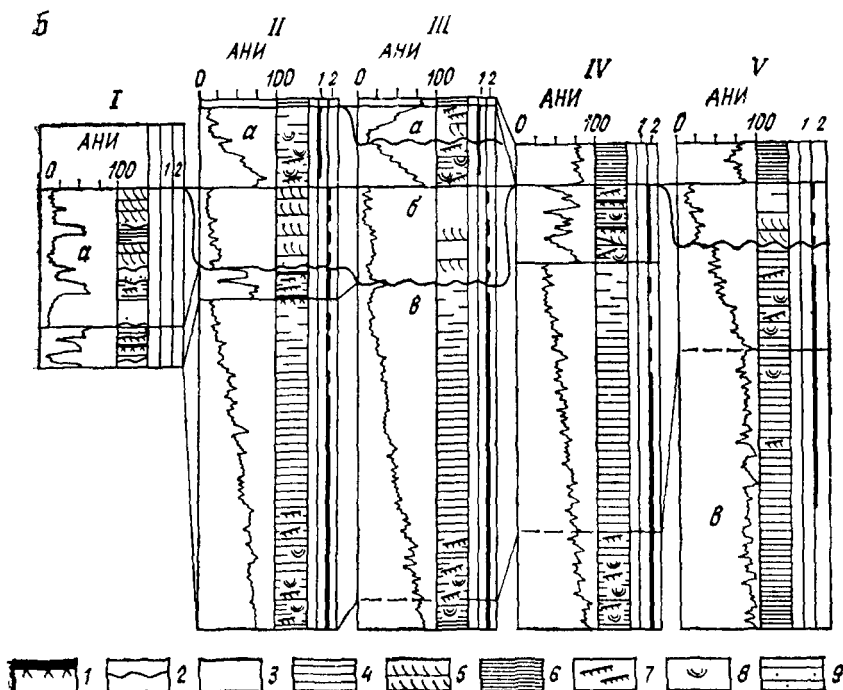
Там, где позволял керновый материал, определялись осадочные текстуры. Однако и при отсутствии керна обстановки осадконакопления устанавливались по типам каротажных записей и данным о распространении глауконита и углистого детрита.

I—V — разрезы: на разрезе **I—а** — аллювиальные песчаники; на разрезе **II—а** — песчаники мелководья; на разрезе **III—а** — отложения каналов стока в приливно-отливной зоне, **б** — осадки дельтовых русел, **в** — отложения фронта дельты; на разрезе **V—в** — отложения дельтового склона



На рис. 77, Б: 1 — уголь; 2 — эрозионная поверхность; 3—7 — текстуры: 3 — массивность, 4 — плоская слоистость, 5 — косая слоистость, 6 — пластинчатость, 7 — микрослоистость; 8 — вертикальные ископаемые — следы жизнедеятельности червей, моллюсков и других беспозвоночных; 9 — турбидиты.

На колонках справа 1 — присутствие глауконита и/или обломков раковин; 2 — присутствие углистого детрита и/или слюды



мере зерен и значении песчано-глинистого коэффициента. Широким распространением пользуются угли или лигниты, рассеянный углистый детрит встречается в песчаниках дельтовых рукавов и других фациях, связанных с дельтами. Напротив, в береговых песках дельт, испытывающих преимущественно волновое воздействие, вместо углистого детрита может присутствовать глауконит.

В общем случае при каротаже крупной дельтовой лопасти устанавливается последовательность, характеризующаяся укрупнением материала вверх по разрезу. Однако при более детальном рассмотрении оказывается, что здесь можно выделить все четыре главных мотива записи. На рис. 77 показаны каротажные кривые и осадочные текстуры, которые можно встретить в случае дельтовых отложений. В своей работе, посвященной седиментологическим аспектам изучения нефтяных месторождений в дельте Нигера, К. Вебер показал, как с помощью детального анализа результатов каротажа объяснить генезис комплекса дельтовых песчаников и сланцев. На рис. 78 приведена колонка и каротажные графики для скважины, пробуренной в дельтовых отложениях Северного моря.

Нередко устанавливается сложный характер наклона пластов, однако в случае правильной интерпретации данные такого рода могут послужить источником получения дополнительной информации при определении геометрии фаций [31]. Обычно для этих отложений характерны два главных типа (мотива) записи наклонов. Первый тип — «голубой», демонстрирующий увеличение угла наклона вверх по разрезу; он отвечает фазе продвижения дельты. Реконструируя распределение таких мотивов в пределах одной дельтовой лопасти, удастся локализовать ее наиболее песчанистую часть, где и могут существовать оптимальные для формирования залежи условия. Внутридельтовым руслам также соответствует сложное распределение наклонов. Однако при нанесении наклонов от одного русла на круговую диаграмму (polar plot) можно обнаружить бимодальное распределение наклонов под углом 90°. Это свидетельствует о наличии двух мод крутонаклонной слоистости: одна направлена в сторону оси русла, а другая, для которой характерен «красный» мотив каротажного графика с уменьшением угла наклона вверх по разрезу, — перпендикулярно первой. Такая запись отражает главные передовые слои отложений кос с наклоном к оси русла (рис. 79).

Методы анализа русловых отложений подобного типа (широко применяемые в случае аллювиальных русел вообще) чрезвычайно важны. Они дают возможность по материалам одной скважины определять как общий уклон русла, так и направление к его оси. Подобного рода информация совершенно неоценима при поисках стратиграфических нефтяных ловушек в русловых песчаниках и при региональных палеогеографических исследованиях.

Литература: [13, 22, 26, 27, 29, 30, 31, 67, 79, 106].

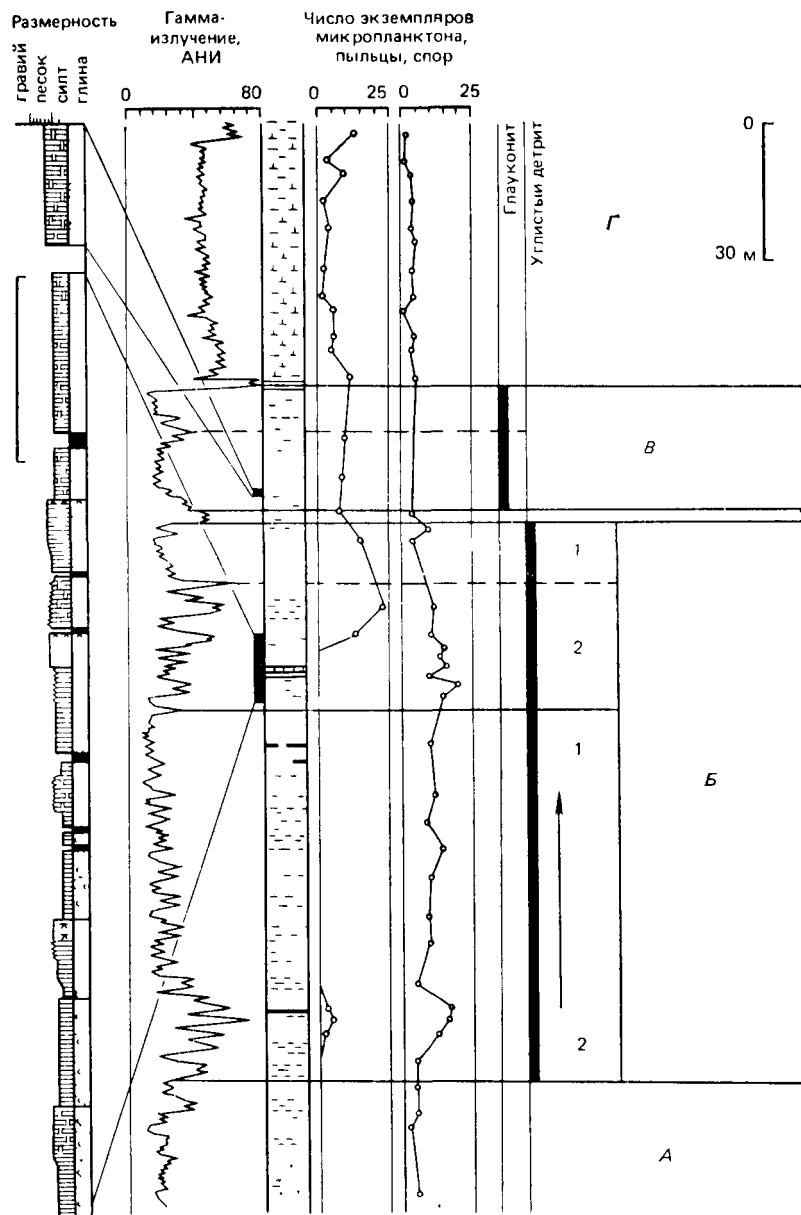


РИС. 78. Буровая колонка дельтовых осадков (скважина, пробуренная в С ном море). По [79], с разрешения Американской ассоциации геологов-нефтян. Выявляется толща красных песчаников и сланцев, которые накапливались в аллювиальной обстановке; далее следуют углистые песчанники и сланцы с тонкими прослоями углеродистого материала. По графикам гамма-каротажа устанавливается опесчанивание вверх по разрезу, характерное для осадков продвигающейся дельты. С последующей морской трансгрессией отложения глауконитовых песков мелководья на осадки мертвой дельты, залегают морские илы.

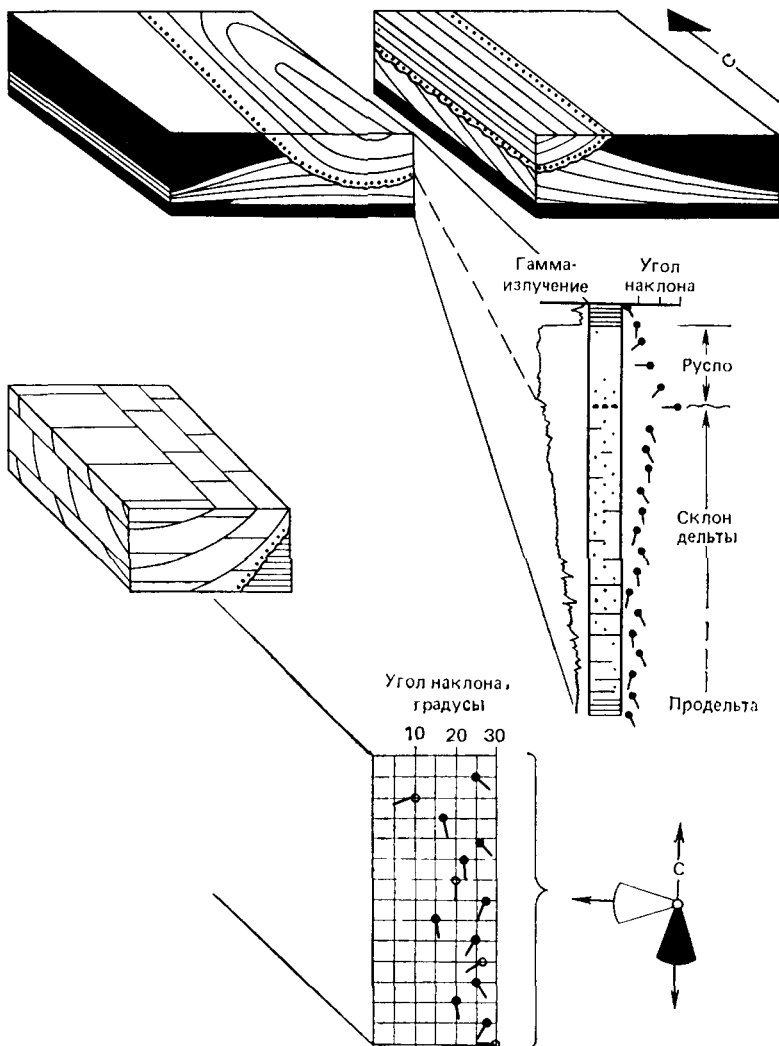


РИС. 79. Типы графиков наклономерного каротажа в случае дельтовых отложений. По Р. Селли (1977), воспроизводится с разрешения издательства «Прикладная наука».

«Голубой» мотив (с увеличением угла наклона вверх по разрезу в осадках дельтового склона) говорит о продвижении дельты в южном направлении; «красный» мотив (с уменьшением угла наклона вверх по разрезу в осадках ветвящихся русел) свидетельствует, что основные поверхности напластования имели меридиональное простираание вдоль оси русла и были наклонены к западу, внутрь русла. Близкие наклоны (в нижней части) могут свидетельствовать о том, что слои с «красным» рисунком записи имеют наклон к западу (незалитые «головастики»), тогда как более крутые наклоны отвечают косой слоистости и направлены к югу, в сторону русла (залитые «головастики»)

А — песчаники от желто- до красно-коричневых, крупнозернистые, плохо сортированные, ангидритовые, *аллювиальная обстановка: задровая равнина с ветвящимися руслами*; **Б** — песчаники светло-коричневые, средне- и тонкозернистые, аргиллитовые, углистые; в керне отмечается укрупнение материала вверх по разрезу, в верхах толщи прослои угля и корненозные горизонты; *дельтовые условия*, **В** — песчаники светлые среднезернистые, чистые, глауконитовые; по керну определяется их пластинчатость и наличие биотурбаций; *морское мелководье*; **Г** — серый аргиллит, известковистый, алевритистый; *морские условия* [ниже зоны волнового воздействия]; **1** — ветвящиеся русла; **2** — дельтовая равнина

ГЛАВА VI ЛИНЕЙНЫЕ ТЕРРИГЕННЫЕ БЕРЕГОВЫЕ ЛИНИИ

СОВРЕМЕННЫЕ ТЕРРИГЕННЫЕ БЕРЕГОВЫЕ ЛИНИИ

Дельты формируются только там, где реки доставляют в море больше материала, чем может быть переработано морскими течениями. Следовательно, уже по своей природе дельтовые серии отражают регрессию береговой линии. Там, где морские течения достаточно сильны, чтобы перераспределять поступающие с суши осадки, формируются линейные береговые линии с барами и пляжами, протягивающимися вдоль берега.

Как в дельтах, так и в случае линейных береговых линий, обстановки осадконакоплений варьируют в весьма широком диапазоне — от континентальных до морских. Изучение современных осадков показывает, что и линейные, и лопастные береговые линии могут образовывать регрессивные серии с укрупнением материала вверх по разрезу. Поскольку в дельтах, как и на линейных береговых линиях морских бассейнов, накапливаются пористые пески, последние становятся важными локализаторами углеводородов. Однако ввиду совершенно различных очертаний песчаных тел в этих двух типах обстановок осадконакопления важно уметь их различать.

Изучение современных терригенных линейных береговых линий позволяет выделить четыре главные обстановки осадконакопления [32, 41, 91, 93]; см. также специальные выпуски: «Береговое и прибрежное осадконакопление» (1976 г., под редакцией Р. Дейвиса и Р. Этингтона) и «Осадконакопление в приливно-отливной зоне» (1977 г., под редакцией Д. Хобдэя и К. Эриксона и др.). К ним относятся две обстановки с высоким энергетическим уровнем, которые в сторону открытого моря сменяются двумя обстановками с низким энергетическим уровнем. В общем случае (по направлению от суши к морю) они следующие: аллювиальная береговая равнина, комплекс лагун с приливно-отливной отмелью, барьерные острова и морской шельф дальней прибрежной зоны (рис. 80). Каждой из этих четырех обстановок осадконакопления отвечают фации, различающиеся по литологии, осадочным текстурам и биоте. Они будут рассмотрены позже. В основу приведенных ниже данных положены результаты упомянутых ранее работ.

Накопление осадков на прибрежной аллювиальной равнине происходит так, как это описано в гл. II. Там, где прибрежная равнина имеет незначительный уклон, накапливается аллювий того же типа, что и в случае меандрирующих рек. При крутом уклоне обычно формируется зандровая равнина с ветвящимися руслами. В первом, более общем случае тонкозернистые пойменные

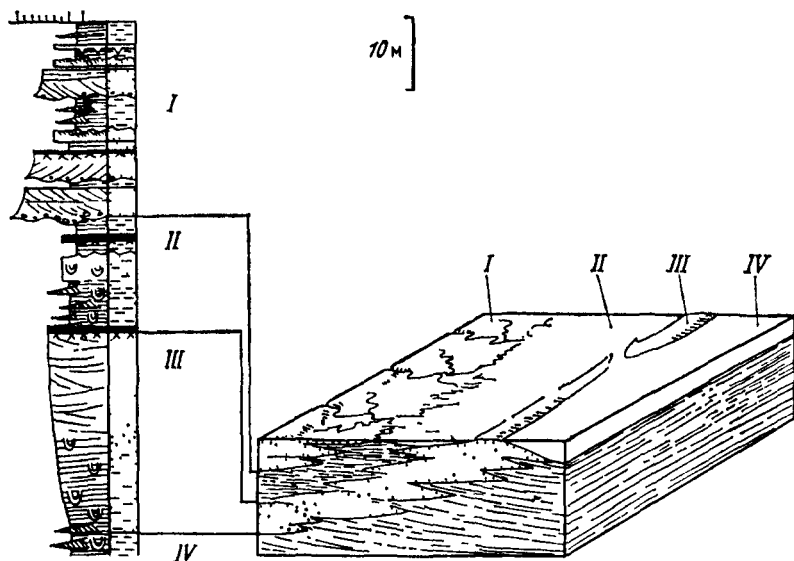


РИС. 80 Геофантасмограмма, показывающая обстановки осадконакопления, фации и осадочные толщи, связанные с наступающей линейной терригенной береговой линией. По [80], с любезного разрешения издательства Академик Пресс. Обстановки осадконакопления I — прибрежная аллювиальная равнина — переслаивающиеся пойменные сланцы, угли и утончающиеся вверх по разрезу русловые песчаники, II — лагуны и приливно отливная отмель — песчаники, сланцы и угли, III — барьерный остров — песчаники, укрупняющиеся вверх по разрезу, IV — открытое море (сланцы) барьерный остров (III) рассечен каналами приливо-отливного стока

осадки доминируют над толщами русловых песков, измельчающихся в верхних частях. Биота здесь континентальная, с костями, древесиной и другими остатками растений, с пресноводной фауной беспозвоночных.

Аллювиальная прибрежная равнина в сторону моря постепенно переходит в болота, приливно-отливные отмели и лагуны. В болотах откладывается торф. На приливно-отливных отмелях накапливаются тонкопереслаивающиеся илы и алевроиты и очень тонкие пески, часто со знаками ряби и ископаемыми следами жизнедеятельности червей, моллюсков и других беспозвоночных. Они рассечены меандрирующими руслами-промоинами, в которых придонные русловые конгломераты косо перекрываются тонкопереслаивающимися мелкозернистыми осадками, отложенными в продвигающихся косах (эти вопросы рассмотрены в работах Л. Ван Страатена и Г. Эванса).

Отложения лагун обычно также тонкозернисты, но в зависимости от их размера и глубины формирования могут включать в себя осадки в диапазоне от песка до илистой мути. На участках с малым поступлением материала возможно накопление карбонатных илов. В сверхсолёных лагунах вероятно образование эвапоритов. Фауна лагун тоже варьирует в зависимости от степени солёности, меняясь от полностью пресноводной через солоноводную

(с ракушечными банками) до нормально морской; в случае замкнутой лагуны и высокой солености фауна может отсутствовать вообще. Осадочные текстуры в отложениях лагун аналогичны тем, которые встречаются в осадках приливно-отливных отмелей: слегка слоистые илы переслаиваются с песчаными суглинками (иногда со знаками ряби) и илами. Обычно присутствуют биотурбации

Лагуна отделяется от открытого моря системой барьерных островов, сложенных преимущественно хорошо сортированным песком с фрагментами морской фауны. Обзор современных барьерных оглождений, как свидетельствуют материалы вышедшей в 1978 г. под редакцией Р. Дейвиса книги «Прибрежные обстановки осадконакопления», показывает, что для них типичны правильные напластования со слабым наклоном в сторону моря. Наклоны редкой корытообразной и плоской слоистости ориентированы обычно в сторону суши, хотя бывают и биполярными (к берегу и от берега). Барьер может представлять собой внешний береговой бар, экспонируемый только при низком отливе, или же может сформировать остров с золовыми дюнами в верхней части. Местами вдоль его протяжения барьер может быть рассечен каналами приливо-отливного стока, в которых накапливаются косослоистые пески. В сторону суши барьер может резко обрываться в лагуну и сопровождаться развитием конусов из перемытого материала. В других случаях приливо-отливная отмель может прорывать барьер. В типичном варианте бары в сторону моря переходят (с измельчением частиц осадка) во внешнюю, или дальнюю, прибрежную зону, где ниже зоны волнового воздействия начинается откладываться ил. Осадки становятся слоистыми и содержат морскую фауну. Между этой зоной и барьером существует переходная зона тонкопереслаивающихся песков, супесей и глин со знаками ряби и вертикальными ходами червей и моллюсков [19]. Таким образом, когда барьерный берег продвигается в сторону моря, он оставляет в разрезе укрупняющиеся кверху осадки с характерным набором осадочных текстур.

Итак, современная линейная береговая линия состоит из чередующихся друг с другом зон: соответственно двух с высоким энергетическим уровнем и двух с низким. В отдельных случаях барьерные пески продвигаются в сторону суши за счет аллювиальной равнины. Тогда комплекс лагун и приливо-отливной отмели отсутствует. Подобная ситуация обычно встречается на штормовых побережьях с небольшим поступлением материала с суши.

Реальная седиментарная последовательность кластической линейной береговой линии является функцией количества имеющегося осадка и скорости поднятия или опускания суши относительно моря.

Все четыре описанные фации присутствуют лишь тогда, когда происходит массовое поступление материала с суши. Если при этом береговая линия сохраняет стационарное положение, отложения всех четырех обстановок образуют толщу, состоящую из

четырёх следующих одна за другой фаций. Подобные статичные береговые линии очень редко встречаются в геологических разрезах, поскольку для их поддержания необходимо очень тонкое равновесие между седиментацией и поднимающимся уровнем моря. Песчаники Фрио (олигоцен) на северо-западе Мексиканского залива могут служить примером достаточно древней кластической береговой линии. Там, где значительный приток материала сопровождается отступанием береговой линии (за что ответственным может быть само поступление осадков), все четыре фации наращивают друг друга по разрезу в сторону открытого моря. Такая регрессивная серия подобна дельтовым. В основном наблюдается укрупнение материала вверх по разрезу — от морских глин в основании до континентальных песков в верхах. Значительное поступление материала, сопровождающееся относительным подъёмом уровня моря, приводит к возникновению трансгрессивной серии (с измельчением материала вверх по разрезу), которая является как бы зеркальным отражением напластования первого типа. Регрессивные и трансгрессивные береговые линии, где отмечается сохранение всех четырёх фаций, известны для третичной провинции Мексиканского залива [66] и в верхнемеловых породах Скалистых гор в пределах США. Последний пример описан и обсуждается в данной главе.

Регрессия моря по низменной суше, для которой характерно отсутствие обломочного материала, может вообще не оставить никаких, кроме как несогласия, следов в геологическом разрезе. Собственно береговая линия может включать в себя пляж или барьерную отмель и лагунный комплекс. Отступая, море оставляет валы прежних отмелей, повышающиеся в сторону суши. Они размываются, а осадки снова сносятся в море, чтобы переотложиться по краю пляжа. В таком случае выше несогласия осадки не накапливаются вообще.

Трансгрессивные серии более сложны, чем регрессивные. Если трансгрессия идет быстро и расстояние, на которое переносятся осадки, невелико, то глубоководные морские сланцы могут перекрывать древние континентальные поверхности. Если наступление моря идет медленно, а привнос осадков достаточен, то могут сохраниться пояса всех четырёх фаций, образуя зеркальное отражение регрессивной серии. При детальном рассмотрении трансгрессивной серии в разрезе обычно устанавливается, что это «зеркальное» отражение не полное, поскольку оно касается только морских песков на мористой стороне. Для песков барьерных баров постепенный переход к более глубоководным морским глинам не типичен: для них более обычна регрессивная последовательность с укрупнением материала вверх и резким контактом с перекрывающими морскими сланцами. В таких случаях обнаруживается, что при трансгрессии в действительности возникла серия латерально друг на друга налегающих регрессивных инкрементов. Море, очевидно, затапливало барьерную отмель и создавало новую переднюю фронтальную зону ближе к берегу. Берег продвигался в сторону

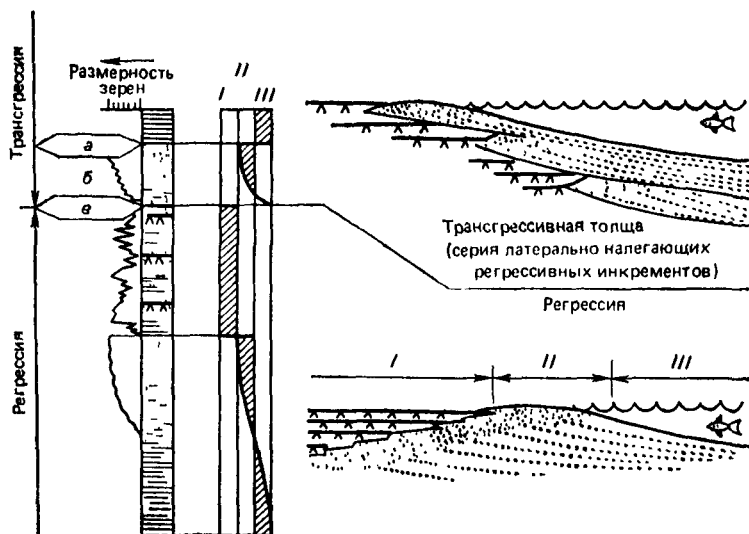


РИС. 81 Разрез и схема, показывающие различия между регрессивными и трансгрессивными толщами линейных береговых линий

Следует отметить, что трансгрессивные песчаники, хотя и могут приобретать форму покрова, образуются за счет серии латерально налегающих друг на друга регрессивных инкрементов. Каждый отдельный инкремент представляет собой растущую (правда, ограниченную во времени и пространстве) песчаную пачку с укрупнением материала вверх по разрезу

Обстановки осадконакопления I — аллювиальная равнина и лагуна, II — береговой бар; III — зона ниже волнового воздействия, а, в — трансгрессии, б — регрессия 2-го порядка

моря, при этом отлагалась толща осадков, характеризующаяся укрупнением материала вверх по разрезу; в случае побережий с высоким энергетическим уровнем накапливались пески, перекрывающие с резким контактом абрадированное и покрытое галькой морское дно. Новая трансгрессия затапливала вторую предфронтальную зону пляжа и создавала третью, и так далее до границы бассейна (рис. 81).

В местах, где поступление осадков оказывалось достаточным, накапливался покров морских песков. Но детальные исследования показывают, что это сложное песчаное тело построено из серии латерально наложенных песчаных элементов с эродированными вершинами, укрупнением материала вверх по разрезу или резкими нижними границами. Когда поступление осадков недостаточно, в разрезе могут сохраниться серии изолированных линзовидных песчаных тел. На рис. 82 сделана попытка показать типы разрезов, возникающих при различной скорости поступления материала и разной скорости изменений уровня моря. Эти процессы рассматриваются во многих работах, в том числе в [74]. Меловые отложения в бассейне Скалистых гор дают прекрасные примеры линейных терригенных береговых линий.

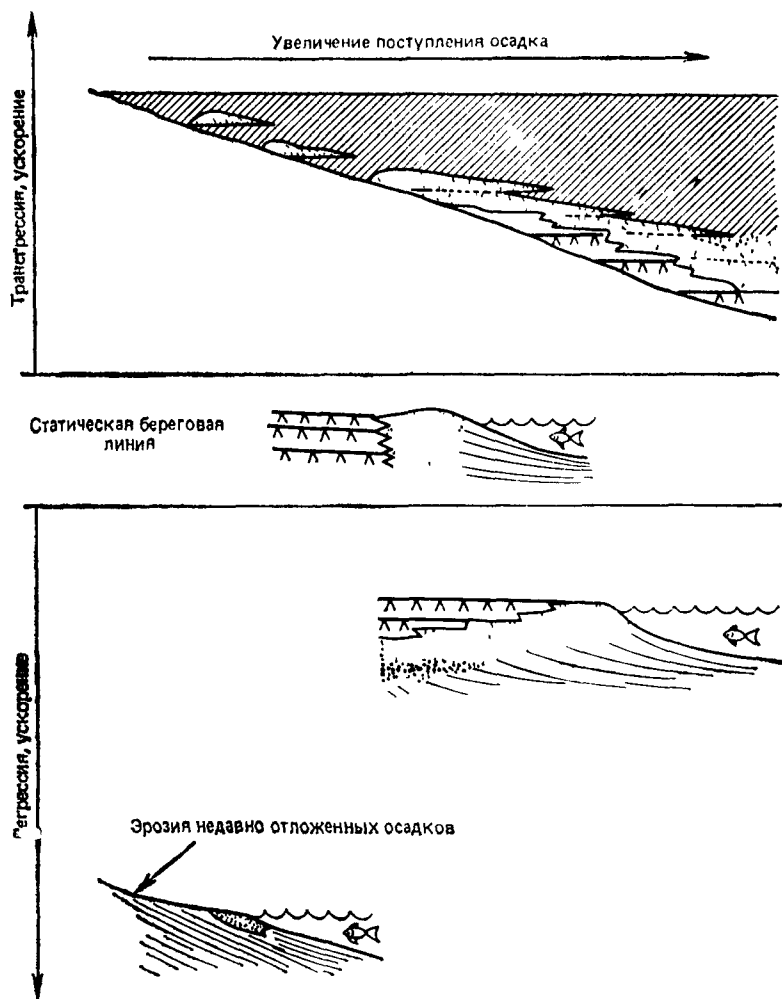


РИС. 82. Схема, показывающая скорость поступления материала и скорость поднятия или опускания уровня моря; контролируют геометрию фаций линейной береговой линии

БЕРЕГОВЫЕ ЛИНИИ И ФАЦИИ МЕЛОВОГО ВОЗРАСТА, СКАЛИСТЫЕ ГОРЫ, США: ОПИСАНИЕ И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Описание. Выклинивающаяся к востоку кластическая призма накапливалась в прибрежной зоне мелового моря, которое распространялось по территории западной части Великих равнин Северной Америки — от Арктического бассейна до Мексиканского залива. Уменьшение на востоке мощности этой толщи сопровождается постепенным измельчением материала: крупнозернистые

конгломераты, образованные за счет привноса материала с поднимающихся Скалистых гор, сменяются песчаниками и сланцами. В этих породах могут быть выделены три главные осадочные фации, перемежающиеся друг с другом по латерали и вертикально переслаивающиеся (рис. 83). В направлении с запада на восток здесь можно выделить следующие фации: 1) угленосную, 2) покровных песчаников, 3) пластинчатых сланцев. Приведем их описание.

Угленосная фация. Литостратиграфически она включает формацию Менефи в штатах Колорадо и Нью-Мексико, формацию Лансе и частично формации Олмонд и Джудит-Ривер в штатах Вайоминг и Монтана. Отложения этой фации представляют собой клиновидное тело на западе толщиной более 600 м, на востоке, при удалении от Скалистых гор, утончающееся и расщепляющееся на несколько языков. На западе эта фация включает в себя преимущественно конгломераты; в подчиненном положении находятся грубые и плохо сортированные песчаники и алевриты. Имеются также прослои лавы и пепла, а в состав конгломератов и песчаников часто входит вулканический детрит. В перечисленных осадочных породах нередко обнаруживаются линейные размыты и косая слоистость.

По направлению к востоку наблюдается измельчение материала до средне- и тонких косослоистых песчаников со следами эрозии и прослоями сланцев в основании. Сланцам присуща пластинчатость и следы ряби. Они содержат редкие кости рептилий и раковины пресноводных двустворчатых моллюсков *Corbula* и *Ostrea*.

Устричные образуют рифы. Сланцы обычно имеют темный цвет, часто углисты, содержат остатки ископаемых растений. Локально сланцы и песчаники переслаиваются с углями; угленосные горизонты иногда имеют мощность до 3 м и могут представлять промышленный интерес.

Фация покровных песков. Литостратиграфически она включает формацию Фокс-Хиллз, верхнюю часть формации Олмонд и нижнюю часть формации Джудит-Ривер в штатах Вайоминг и Монтана. В штатах Колорадо и Нью-Мексико песчаники этой фации представлены формацией Клиф-Хауз и Пойнт-Лукаут.

Породы этой фации распространены в виде покровов, отделяющих угленосные сланцы предыдущей фации на западе от фации пластинчатых сланцев третьей фации на востоке (см. рис. 81). Отдельные песчаные покровы имеют мощность около 30 м и могут быть трассированы на значительные расстояния как вдоль палеосклона (запад — восток), так и вдоль палеопростираания (север — юг). В штатах Колорадо и Нью-Мексико они включают в себя локально утолщающиеся бенчи, которые протягиваются латерально вдоль палеопростираания на десятки километров. Восточнее главного поля развития песчаных покровов отдельные песчаные линзы местами переслаиваются с пластинчатыми сланцами. Сланцы эти имеют шнуrowидную форму и вытянуты в меридиональном

направлении. Сюда относятся, например, песчаники Игл в шт. Монтана и песчаная линза Ту-Уэллз в шт. Нью-Мексико.

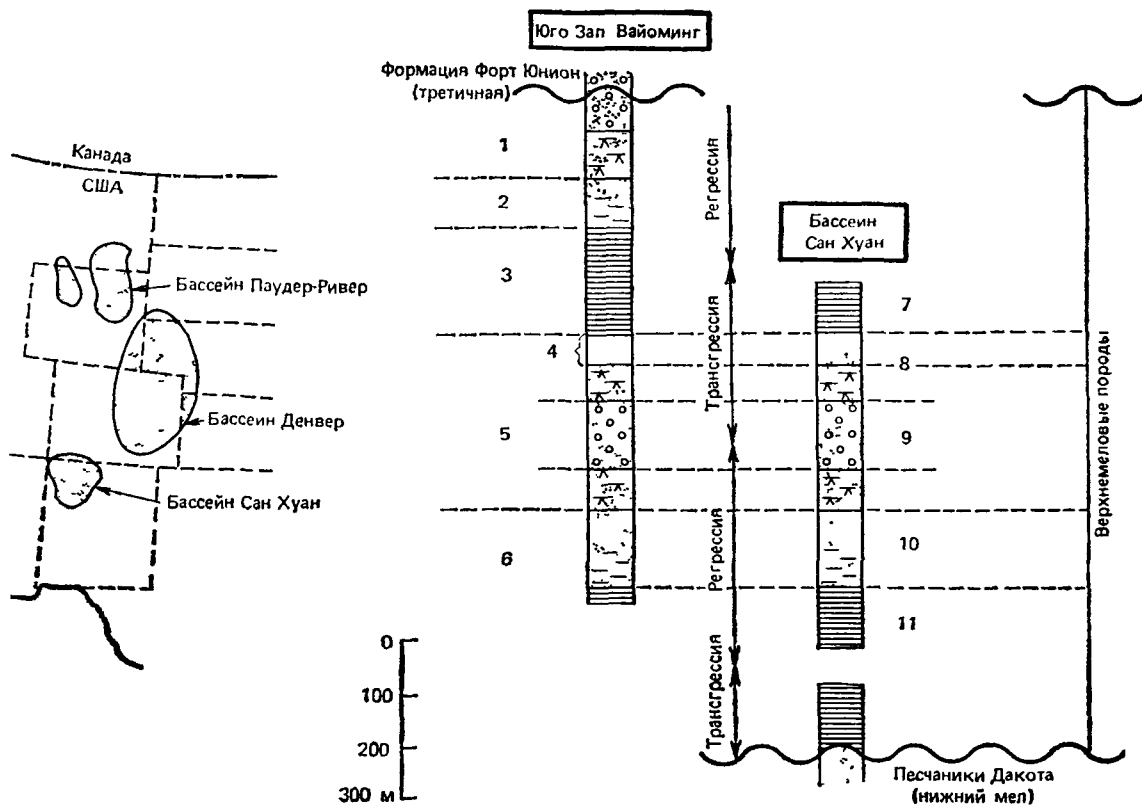
Петрография фации покровных песков отличается региональной изменчивостью, варьируя от глауконитовых протокварцитов до углистых полевошпатовых песков и субграувакк. Покров Гэллуп в штатах Аризона, Колорадо и Нью-Мексико местами содержит осадочные россыпи тяжелых минералов (в частности, ильменита). Сортировка от плохой до средней, в значительном количестве присутствует глинистый интерстициальный заполнитель. Строение, фауна и осадочные текстуры обнаруживают закономерные вертикальные изменения в пределах каждого покрова (рис. 84). В случае регрессивных песчаников формируется такая последовательность.

Верхний контакт песчаников со сланцами угленосной фации резкий. Известен только один пример, когда в кровле песчаника обнаружены ложбины, выполненные алевролитом с устричными (как указывает Р. Веймер в своей работе по верхнемеловым песчаникам района Скалистых гор). Верхняя часть песчанниковой толщи наиболее грубозерниста и отличается самой хорошей сортировкой по всей толще. Тонкие песчаники редко имеют косую слоистость и, как правило, латерально выдержанную стратификацию с малыми углами ($5-15^\circ$) наклона обычно к востоку (в случае шнуровидных песчаников Игл, к западу). В этой фации часто присутствуют вертикальные ходы — ископаемые следы жизнедеятельности вида *Ophiomorpha*, сравнимые с теми, которые оставляют в настоящее время ракообразные *Callinassa* в приливно-отливной и субприливной береговых зонах.

Эти тонкозернистые плоскослоистые песчаники книзу переходят в очень тонкие алевритистые песчаники. Последние отличаются тонкой слоистостью, имеют пеструю окраску, иногда несут ископаемые следы жизнедеятельности донных организмов. Они содержат аммониты *Baculites* и *Discoscaphites* вместе с пелециподами *Inoceramus* и *Pholadomya*. Эта последняя пачка фации покровных песков переходит вниз по разрезу в пластинчатые алевролиты.

На основе детальных корреляций по результатам каротажа установлено, что эти песчаники представляют собой клинья, продвигающиеся в сторону бассейна. Маркирующие горизонты, например прослой вулканического пепла, показывают, что перепады высот во время осадконакопления достигали 700 м.

Фация пластинчатых сланцев. Эта фация меловых отложений Среднего Запада включает формации Левис, Манкос, Бсэрпо и Пьер-Шейл. Породы этих формаций наиболее хорошо развиты к востоку, где они местами становятся известковистыми и переходят в известняки (формация Ниобра). Протягиваясь на запад, эта фация становится тоньше и расщепляется на несколько языков, которые линзовидно выклиниваясь, переслаиваются с породами фации покровных песчаников, образующих передовые слои продвигающихся песчаных покровов. Наблюдается их постепенный переход в алевролитовую толщу, отделяющую сланцы от очень



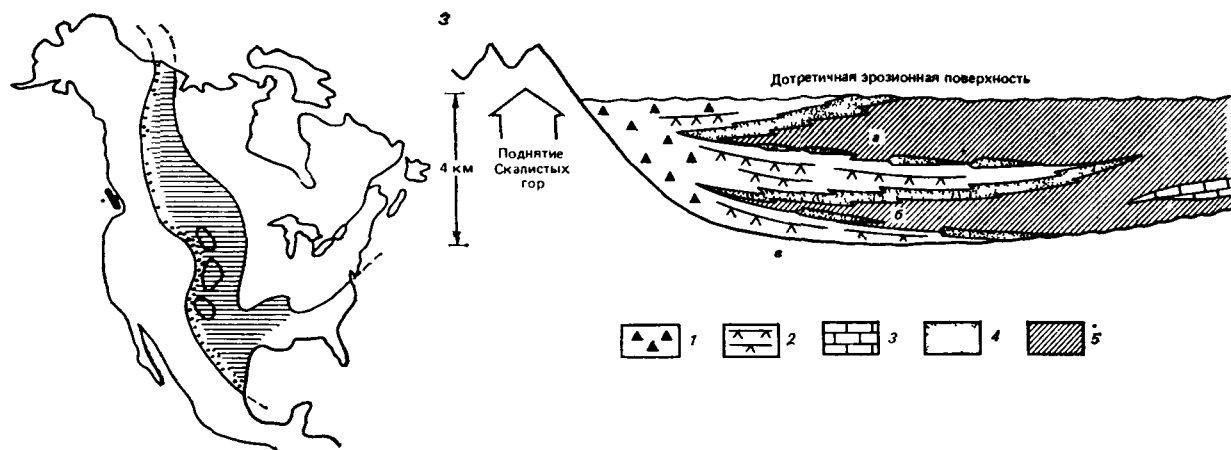


РИС. 83 Карты, поперечный профиль и стратиграфические колонки, иллюстрирующие распределение прибрежных отложений мелового моря (район Скалистых гор, США).

Следует отметить, что на менования формаций и их мощность варьируют в пределах региона (использованы материалы, цитируемые в этой главе)

1—Лансе 2—песчаники Факс-Хилл, 3 7—сланцы лююса 4—присутствуют локально тонкие отложения или отложения отсутствуют вообще 5—песчаники Олмонд, 6—песчаники Эрикссон, 8—Клифф Хауз 9—Менефи 10—песчаники Пойнт Лукаут, 11—сланцы Манкос а—сланцы лююса, б—сланцы Манкос в—песчаники Дакота (нижний мел) 1 2—угленосная фация 1—песчаников больше, чем сланцев (аллювиальные осадки), 2—сланцев больше чем песчаников (лагунные осадки), 3—известняк Ниобра, 4—фация покровных песков (барьерный остров), 5—фация пластинчатых сланцев (зона ниже волнового воздействия)

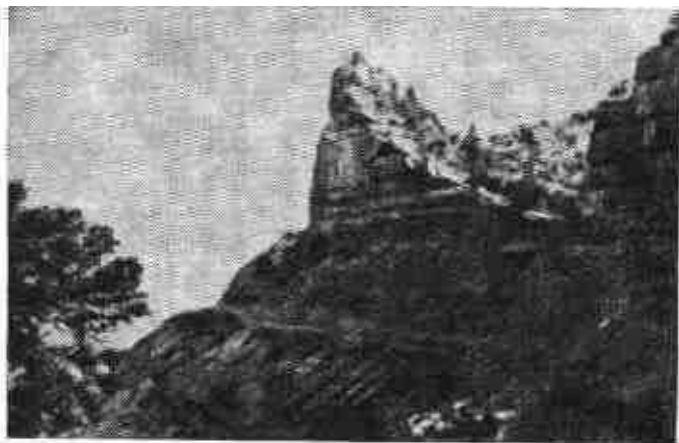


РИС. 84 Регрессивные покровы барьерных песчаников Пойнт-Лукаут, вниз по разрезу постепенно переходящие в сланцы открытого моря Манкос. По [101], воспроизводится с разрешения Американской ассоциации геологов-нефтяников

тонких алевролитистых песчаников. На отдельных участках покровные песчаники отсутствуют и пластинчатые сланцы непосредственно перекрывают угленосную фацию. Литологически рассматриваемая фация состоит из серых пластинчатых аргиллитов с фауной аммонитов и пелеципод, аналогичной фауне из нижней части фации покровных песчаников; встречаются также зубы акул.

Интерпретация. Конгломераты и грубозернистые косослоистые, со следами руслового размыва песчаники на крайнем западе территории, очевидно, накапливались в обстановке с высоким энергетическим уровнем под действием сильных волокущих течений. Более тонкие осадки, с которыми они переслаиваются далее к востоку, свидетельствуют о снижении энергетического уровня. Наличие в сланцах раковин пелеципод предполагает их накопление в водах, которые по солености варьировали от пресных до солоноватых. Тонкие прослои угля свидетельствуют о периодическом существовании болот. Исходя из сказанного, можно, по-видимому, считать, что угленосная фация накапливалась в условиях предгорной аллювиальной равнины, которая, понижаясь, переходила к востоку в область, занятую болотами и солоноватоводными лагунами.

Наличие фации покровных песчаников предполагает, что на востоке лагуны были ограничены обстановкой с более высоким энергетическим уровнем. Аммониты и пелециподы в этой толще свидетельствуют, что она откладывалась в морской (или близкой к ней) обстановке. Вертикальная последовательность, характеризующаяся укрупнением материала и повышением сортированности, типична для современных барьерных баров, так же как и последовательное изменение осадочных текстур с преобладанием в верхней части каждого песчаного покрова слабонаклоненной стратификации. Факты указывают на связь рассмотренной

фации с барьерными барами. Ложбины (каналы стока) в верхней части каждой толщи, вероятно, были выработаны приливными течениями, действовавшими между открытым морем на востоке и солонатоводными лагунами на западе.

Поэтому береговая линия мелового моря в районе Скалистых гор может рассматриваться как сложная конусовидная дельта нильского типа с преобладанием волнового воздействия. Кроме того, исходя из регионально развитой цикличности, можно с большим основанием считать, что береговая линия формировалась за счет чередования регрессивных дельтовых фаз с трансгрессивными фазами барьерных баров.

Пластинчатые сланцы в восточной части региона несомненно откладывались в обстановке с низким энергетическим уровнем. Поскольку присутствующая в них фауна свидетельствует о морских условиях, то наиболее вероятно, что осадки этой фаии накапливались на морском шельфе в зоне ниже волнового воздействия и к востоку от барьерных песков.

Изложенные наблюдения и результаты экспериментов позволяют заключить, что рассмотренные меловые осадочные породы можно считать прекрасным примером осадков линейной кластической береговой линии. Здесь представлены все четыре основные обстановки осадконакопления, устанавливаемые для современных линейных кластических береговых линий (в регрессивной или трансгрессивной фазах). Угленосная фаия отвечает аллювиальной или лагунной обстановкам, покровные песчаники свидетельствуют о песчаных береговых барах, а морские сланцы — о существовании обстановки открытого моря. Повторяющиеся вертикальные переслаивания и латеральные взаимопереходы со всей очевидностью показывают, что осадконакопление происходило синхронно во всех четырех обстановках. Ряд признаков указывает на наличие флуктуации скорости наступания и отступления береговой линии. Локальное налегание морских сланцев непосредственно на угленосную фаию предполагает, что временами море трансгрессировало слишком быстро и барьерные пески не успевали сформироваться. Это могло происходить по причине сокращения объема сносимого с суши материала или в связи с чрезвычайно быстрым подъемом уровня моря или опускания суши.

Присутствие изолированных шнурковых песчаных тел в толще морских сланцев также позволяет предположить, что иногда море продвигалось столь быстро, что барьеры формировались не ранее, чем они были затоплены и образовали бары и мелководья дальней прибрежной зоны. Местоположение последних иногда контролировалось палеоподнятиями морского дна (в частности, шнурковое песчаное тело Игл-Сэнд тянется вдоль оси антиклинали). Ориентировка на запад наклонной слоистости обусловлена миграцией мелководья в сторону суши.

Напротив, мощные чисто песчаные пляжи в фаии покровных песчаников указывают на то, что время от времени береговая линия оставалась неподвижной. Затем высокие уровни перекрываются

лись морем, пески постепенно перерабатывались, а глины вымывались.

В заключение отметим, что меловые осадки служат хорошим примером образований линейной кластической береговой линии, где достаточно быстрое осадконакопление позволяло формироваться осадкам всех четырех обстановок как в фазы регрессии, так и в фазы трансгрессии.

ДИСКУССИЯ

Как показывают рассмотренные примеры, кластические береговые линии идентифицируются без особого труда. Это утверждение справедливо не только в отношении тех из них, где в фазу регрессии сохранились все четыре обстановки осадконакопления. Легко определяется также ход трансгрессии там, где несогласия перекрываются морскими осадками с промежуточными континентальными толщами или без них (см. рис. 82 и 83). Существует, однако, особый случай, когда может возникнуть путаница. Поскольку такие отложения часто имеют экономическое значение, возникает необходимость детального рассмотрения этого варианта.

Как уже отмечалось, с наступающими линейными береговыми линиями и с дельтами связано накопление весьма схожих между собой осадочных толщ. В основании тех и других лежат морские сланцы, характеризующиеся укрупнением материала вверх по разрезу и переходящие в пластинчатые алевролиты, со знаками ряби и ископаемыми следами жизнедеятельности организмов. В свою очередь, они перекрываются более грубыми сортированными песчаниками (часто с континентальными ископаемыми), углями и неморскими сланцами.

Как дельтовые, так и барьерные пески нередко служат хорошими ловушками углеводородов. Пески дельтовых протоков встречаются в ложбинах, спускающихся вниз по склону. Напротив, пески береговых баров представляют собой тела шнуровидной формы, тянущиеся вдоль палеопростирания. Когда возникает необходимость установления геометрии нефтяной залежи, точное определение обстановки осадконакопления приобретает принципиальную важность.

Путаница наиболее вероятна там, где барьерные пески развиваются вокруг активных дельт, как это, например, можно наблюдать в современном устье р. Нил. Аналогичным образом, мертвые лопасти дельты р. Миссисипи в настоящее время перерабатываются морем, наступающим на древнюю внутреннюю дельту. Песчаные бары и мели затопливаются, мигрируя в сторону суши, и оставляют за собой тонкий, но обширный по площади слой морских песков на континентальной поверхности древней дельты. Древний аналог этого процесса можно наблюдать на примере каменноугольного дельтового комплекса Муллагмор в бассейне Слиго в Ирландии. Русловые песчаники в верхах дельтовой толщи характеризуются укрупнением материала вверх по разрезу и перекрыты

пачкой светлого известковистого песчаника с остатками морских ископаемых.

Эти примеры современного и древнего сопряжения песчаных отложений морских побережий и дельтовых рукавов показывают, как тесно могут быть связаны те и другие, когда речь идет о дельтах нильского типа (с преобладанием волнового воздействия) или типа Нигера, занимающих промежуточное место между ранее упомянутыми типами дельт. К счастью, с помощью некоторых критериев в большинстве случаев их можно различить. Нижние морские части разреза в том и другом случаях в значительной мере идентичны. То же самое относится к переходной зоне тонкопереслаивающихся глинистых песков со следами ряби и ископаемыми следами жизнедеятельности организмов и тонких песков. Маловероятно, чтобы в осадочных толщах линейных береговых линий могли быть найдены турбидиты. Относительно более медленное осадконакопление дает больше времени морским течениям на переработку осадка, при том, что наклоны морского дна, как правило, весьма невелики. Однако присутствие турбидитов не обязательно и для дельтовых береговых линий (см. гл. V). Разница отмечается лишь в верхней части толщ дельтовых и барьерных береговых линий. Пески дельтовых русел обычно имеют эрозионную подошву, на которой лежат тонкие конгломераты. Следующие за ними песчаники, как правило, имеют косую слоистость, обнаруживают измельчение материала вверх по разрезу и могут переходить в очень тонкие песчаники со знаками ряби. Ископаемые в руслах бывают представлены обломками костей наземных животных и растений, часто фрагментированных, со следами транспортировки.

Вместе с тем, для барьерных песчаников эрозионная подошва не характерна, там чаще наблюдается постепенный переход к нижележащим пластинчатым илистым отложениям. Сами песчаники отличаются типичной плоской слоистостью с редкими изолированными косослоистыми пачками. Фауна может быть и фрагментарной, но всегда морской.

Отличительные признаки песчаных толщ дельт и линейных береговых линий приведены на рис. 85 (кроме того, обзор диагностических критериев барьерных обстановок осадконакопления дан в работе 1971 г. Д. Дэйвиса, Ф. Этриджа и Р. Берга).

Итак, существуют определенные критерии, которые могут быть использованы для различения песков прибрежных баров и дельтовых песчаных накоплений. В случае, когда имеется керн или с помощью методов электрокаротажа точно определяется характер подошвы песчаной толщи (резкий или с постепенным переходом), для установления генезиса таких отложений достаточно одной скважины. Кроме того, при некотором знании палеогеографии района можно предсказать ориентацию песчаного тела.

В некоторых случаях, однако, выполнение такой задачи облегчает сама природа. Как уже было показано применительно к береговой линии района Скалистых гор, мигрирующие барьеры могут формировать песчаные покровы. Аналогичным образом, по-

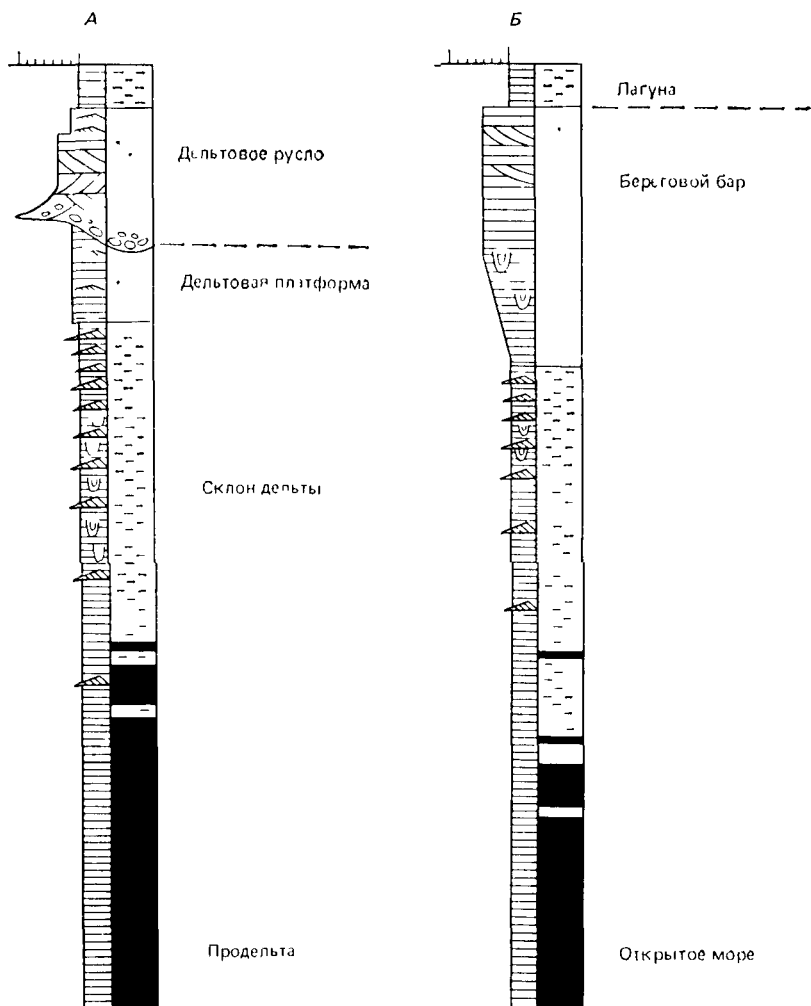


РИС 85 Идеализированные геологические разрезы наступающей дельты (А) и барьерного бара (Б).

Обращает внимание тесное сходство нижних частей того и другого разрезов и тот факт что в том и другом случае наблюдается укрупнение материала вверх по разрезу. Главные отличия отмечаются в верхних частях серий песчаников.

Кровы может включать и верхняя часть дельты: здесь их образование связано с расходящимися руслами. Примером могут служить дельтовые песчанники бассейна Табук в Саудовской Аравии и мертвая субдельта Ла Фурш р. Миссисипи.

Дельты и линейные кластические береговые линии схожи не только в том, что с теми и другими связано накопление характерных толщ морских сланцев с огрублением материала вверх — вплоть до континентальных песчаных толщ, но и в том, что осадкам тех и других часто присуща цикличность (как это было по-

казано на примере меловых осадочных образований Скалистых гор). Циклические осадки линейных кластических береговых линий особенно характерны для третичного периода. Для пород этого возраста цикличность известна из весьма далеко расположенных друг от друга областей — от Англо-Парижского бассейна и побережья Мексиканского залива штатов Луизиана и Техас (США) до о. Суматры.

В отличие от дельт барьерным береговым линиям не свойственны седиментарные процессы, которые могли бы создавать циклично построенные толщи. Общепринято считать, что здесь циклы вызывают обусловлены эвстатическими и/или тектоническими причинами (см. специальный выпуск «Палеогеография, палеоклиматология, палеоэкология», вышедший в 1968 г. под редакцией У. Таннера и посвященный изменению уровня моря в третичное время, работу «Циклическая седиментация» под редакцией П. Даффа и др.).

ЭКОНОМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ

Поскольку с линейными терригенными береговыми линиями связано отложение чистых пористых песков вокруг морских бассейнов, к ним нередко приурочены обильные скопления нефти и газа. По-видимому, барьерные пески служат наилучшими потенциальными коллекторами углеводородов, причем нефтематеринскими породами могут быть как морские, так и лагунные сланцы. Поэтому так важно уметь распознавать пески баров и отмелей, а также прогнозировать их геометрию и простираие. Критерии, позволяющие отличить такие песчаные образования от накопленных дельтовых русел, были рассмотрены в предыдущем разделе.

Хотя в какой-то период времени бар или отмель представляют собой линейную обстановку накопления, параллельную берегу, геометрия песчаных тел, которые здесь формируются, может быть самой различной. Они могут быть трех основных типов: регрессивные песчаные покровы; трансгрессивные песчаные покровы и шнурковые барьерные пески. Рассмотрим все три типа.

Регрессивные песчаные покровы. Осадочные породы меловой береговой линии области Скалистых гор представляют собой хороший пример регрессивных (впрочем, как и трансгрессивных) песчаных покровов. С ними связаны скопления газа объемом свыше 20 трлн. кубических футов (1 куб. фут составляет около 0,3 м³) и некоторого количества нефти. Хотя какая-то часть этой продукции происходит из континентальных фаций, тем не менее основной объем углеводородов связан своим происхождением с морскими барьерными песками. Имея форму покровов, эти последние легко локализируются. Однако отыскать участки с хорошими коллекторскими свойствами не так просто. За счет глинистого матрикса значения и пористости, и проницаемости низки. Оптимальные свойства отличают участки, где развита пористость, обусловленная вторичным трещинообразованием, где пески характеризуются

особо высокой степенью сортированности и свободны от глины. Второй из этих признаков обнаруживается у кровли каждой песчаной толщи, где его легко установить, и в мощных песчаных бенчах. Поскольку последние встречаются в виде узких полос шириной около 3—5 км, локализовать их не всегда просто, и даже когда они уже найдены, нелегко установить их региональный тренд. Береговая линия мелового моря не тянулась по прямой с севера на юг — от Канады до Мексиканского залива: подобно современной морской береговой линии она имела заливы, мысы и косы, так что локальное направление мощных песчаных барьерных бенчей (береговых платформ) менялось от северо-западного до северо-восточного. К счастью, осадки слегка смяты в складки и благодаря эрозии обнажаются в разных местах на поверхности, что дает возможность локализовать их, а также сделать предположение об их подповерхностном простираннии.

У. Эванс еще в 1970 г. показал, что пески мелового бара Винкинг в Саскачеване накапливались в виде серии линейных тел, чешуйчато налегающих друг на друга. Простирание песчаной толщи приблизительно параллельно границе бассейна, а перекрывается она в направлении центра бассейна.

Трансгрессивные песчаные покровы. Геометрия трансгрессивных песчаных образований в значительной степени контролируется формой несогласия, над которым распространялось море. Там, где существовала плоская поверхность несогласия, перекрывающие ее пески образуют покровы. Скопления нефти в таких покровах (линейные в плане) просируются параллельно береговой линии. Их верхнее ограничение контролируется выклинивающимся песчаным телом, а распространение вниз по наклону ограничено контактом между нефтью и водой (рис. 86, а). Месторождения нефти бывают приурочены к базальным трансгрессивным пескам как морского, так и не морского происхождения (примером могут служить соответственно нижнемеловые песчаники Катбанки в шт. Монтана (США) и плиоценовые месторождения нефти Квайеквайе в Венесуэле).

Более сложная геометрия залежей наблюдается там, где отложения кластической береговой линии трансгрессивно залегают на континентальной поверхности со сложным рельефом. Морские и неморские базальные песчаники в этом случае часто накапливаются в понижениях рельефа, но отсутствуют над приподнятыми участками. Палеогеоморфологическое исследование (изучение погребенных континентальных поверхностей) с точки зрения их экономического значения осуществлено было в 1966 г. Р. Мартином в его «Палеогеоморфологии». В песчаниках, перекрывающих поверхности с расчлененным рельефом, могут находиться стратиграфические ловушки двух типов.

Русла древних рек тянутся по палеосклону в сторону моря. При трансгрессивном наступании береговой линии аллювиальные пески оказываются под морскими сланцами. В этом случае скопления нефти и газа могут формироваться в виде линейных нефтяных

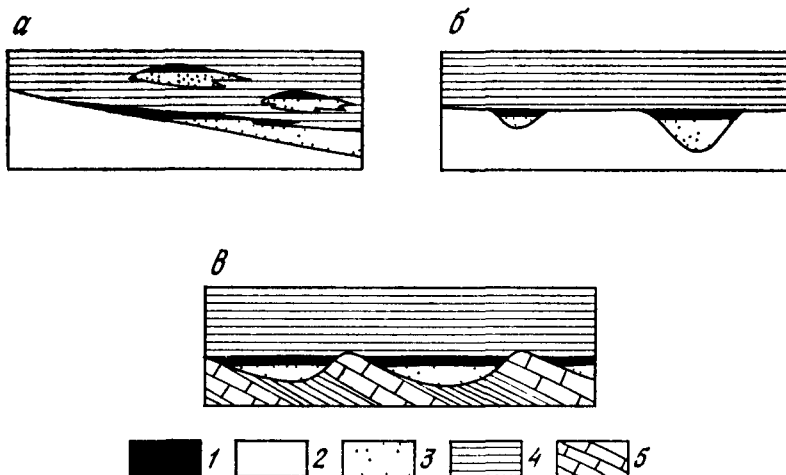


РИС. 86. Различные типы стратиграфических залежей нефти и газа в отложениях терригенных линейных береговых линий:

а — разрез по палеосклону — скопления углеводородов в базальном трансгрессивном песчаном покрове и в отдельных линзах барьерных песков, *б* — разрез по палеопрогибанию со скоплениями нефти в русловых песках, *в* — нефтяные ловушки в песках, выполняющих субсеквентные долины, прорезанные в слабоустойчивых породах, представленных чередующимися твердыми и мягкими слоями; 1 — нефтесодержащие пласты, 2 — коренные породы, 3 — пески, 4 — перекрывающие сланцы; 5 — подстилающие породы

и газовых залежей (см. рис. 86, *б*). Примеры таких нефтегазовых залежей достаточно многочисленны. Среди них залежи, приуроченные к базальным песчаникам мелового возраста в Канаде. Особым случаем такого рода месторождений следует признать скопления нефти в песчаниках речных террас, погребенных сланцами, рассмотренные К. Конибеэром.

Месторождения углеводородов второго типа на сложных трансгрессивных поверхностях наблюдаются там, где пески отлагались в субсеквентных долинах, перпендикулярных консеквентной поверхности палеостока. Они формируются там, где лежащие ниже несогласия породы состоят из переслаивающихся слабонаклоненных твердых (образующих скарпы) и мягких (в них выработаны долины) слоев (см. рис. 86, *в*). Нефтяные залежи в песках субсеквентных долин встречаются в меловых базальных песчаниках провинций Альберта и Саскачеван (Канада), а также в базальных песчаниках пенсильванского возраста Чероки в штатах Канзас и Оклахома (США).

Очевидно, что, когда речь идет о базальных песчаниках трансгрессивных кластических береговых линий, для успешного прогноза расположения перспективных месторождений углеводородов необходимо иметь полное представление не только о седиментологических особенностях этих образований, но и о геоморфологии района.

Шнурковые барьерные пески. Линзовидные песчаники кластических береговых линий делят на два главных типа: барьерные

образования (I тип), отделяющие морские сланцы от неморских; шнурковые тела, включенные в морские сланцы (II тип). Происхождение таких песчаников (в свете данных по современным барьерным пескам морских шельфов) рассмотрены в 1963 г. Т. Оффом.

Крупные продуктивные нефтеносные горизонты побережья Мексиканского залива (США, штаты Техас и Луизиана) связаны именно с барьерными шнурковыми песчаниками третичного возраста. Хотя многие из этих песчаных баров образовали трансгрессивные и регрессивные песчаные покровы, здесь имеют место и линзы песчаника, формирующие шнуровидные тела, которые отделяют морские сланцы от неморских. Оligоценовые песчаники Фрио мощностью 1500 м при ширине 40 км служат прекрасным примером образований такого рода. Месторождение нефти протягивается на несколько сотен километров вдоль палеопростирания. Аналогичные примеры встречаются в образованиях Миддл-Виксбург (нижний олигоцен) того же региона. Здесь шнуровидные тела барьерных песчаников залегают к северо-востоку и юго-западу от дельтового комплекса, отделяя лагунные сланцы на северо-западе от сланцев открытого моря на юго-востоке. Мощность залежи составляет, по данным Дж. Грегори, около 20 м при ширине 5 км.

Имеется значительное число хорошо документированных примеров приуроченности нефтегазовых месторождений к шнуровидным песчаным телам, включенным в морские сланцы. В частности, это касается осадочных образований пенсильванского возраста в штатах Оклахома и Канзас: отдельные бары достигают здесь 3 км и более в ширину при мощности около 20 м. В плане эти линзовидные тела часто эшелонированы, их тренды (как прямо-, так и криволинейные) могут быть прослежены на расстоянии до 75 км [30 и др.]. Как показал П. Уитроу, в пределах структуры Инид бассейна Энедарко в шт. Оклахома (США) скопления нефти в концентрических морских линзах приурочены к песчаникам, выполняющим направленные в сторону бассейна русла. Аналогичные месторождения углеводородов в барах дальней прибрежной зоны встречаются в силурийских песчаниках Клинтон и в отложениях верхнего девона — нижнего миссисипия в Пенсильвании и западной Вирджинии, США [64].

Важное экономическое значение осадков линейных кластических береговых линий определяется не только их способностью аккумулировать нефть и газ, но и вероятным наличием углей, образование которых связано с расположенными за барами болотами и лагунами (например, в меловой формации Месаверд Скалистых гор). Угленосные толщи каменноугольного возраста будучи преимущественно дельтовыми по происхождению также содержат угли, сформировавшиеся позади барьерных песчаников. Пляжные пески могут содержать ценные рассеянные обломочные минералы (примером служат современные ильменитсодержажшие пляжные пески Индии, Шри-Ланка и Новой Зеландии). Их древним аналогом являются, согласно Дж. Мерфи, обогащен-

ные ильменитом меловые пляжные отложения (песчаники Галлап) в шт. Нью-Мексико (США).

Медный пояс Замбии может рассматриваться в качестве еще одного примера, иллюстрирующего важное экономическое значение линейных кластических береговых линий. Докембрийское море распространялось здесь по расчлененной поверхности, сложенной гранитами, аллювиальными и эоловыми песчаниками. Пирит, халькопирит, борнит и халькозин встречаются как в аллювиальных песчаниках, так и в перекрывающих их морских сланцах, песчаниках и доломитах. Минерализация происходила главным образом в заливах и затопленных морем долинах. Независимо от того, считать ли эти минералы образовавшимися в момент накопления осадков или позднее, необходимо признать важность седиментологических исследований для объяснения палеогеографических условий и установления обстановки накопления этих осадков. И то и другое помогает локализовать рудные тела и определять их геометрию, как это показали Ф. Мендельсон, У. Гарлик и В. Флейшер с соавторами. Таким образом, изучение линейных кластических береговых линий может оказаться весьма результативным.

ПОДПОВЕРХНОСТНАЯ ДИАГНОСТИКА БАРЬЕРНЫХ ПЕСЧАНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

В связи с тем, что барьерные пески рассматриваются как потенциальные коллекторы углеводородов, их подповерхностной диагностике по буровым и геофизическим данным уделяется большое внимание. Об этом свидетельствуют материалы, опубликованные в 1971 г. Д. Дейвисом, Ф. Этриджем и Р. Бергом.

Что касается геометрии этих осадочных образований, то они могут представлять собой шнурковые тела или покровы. Детальное изучение показывает, что покровы состоят из серии латерально следующих друг за другом дискретных пляжных образований (как это показано на примере канадских меловых песчаников Викинг У. Эвансом). Пески наступающих барьерных баров образуют последовательности, характеризующиеся укрупнением материала вверх по разрезу. Вниз по разрезу они постепенно переходят в морские сланцы и обычно имеют резкий верхний контакт. Случается, что верхняя поверхность толщи барьерных песков обладает достаточным акустическим сопротивлением для использования ее в качестве сейсмического рефлектора (очевидно, эта ситуация прямо противоположна той, которая наблюдается в случае русловых отложений, демонстрирующих измельчение материала вверх по разрезу, когда отражающим горизонтом является подошва). На рис. 87 приведена сейсмическая запись, полученная при модельных исследованиях барьерных песков Белли-Ривер (пров. Альберта, Канада). Они являются северным продолжением меловых песчаников Скалистых гор (США), рассмотренных ранее. Иногда сейсмические данные можно использовать для картирования отдельных песчаных баров и волнистой верхней поверх-

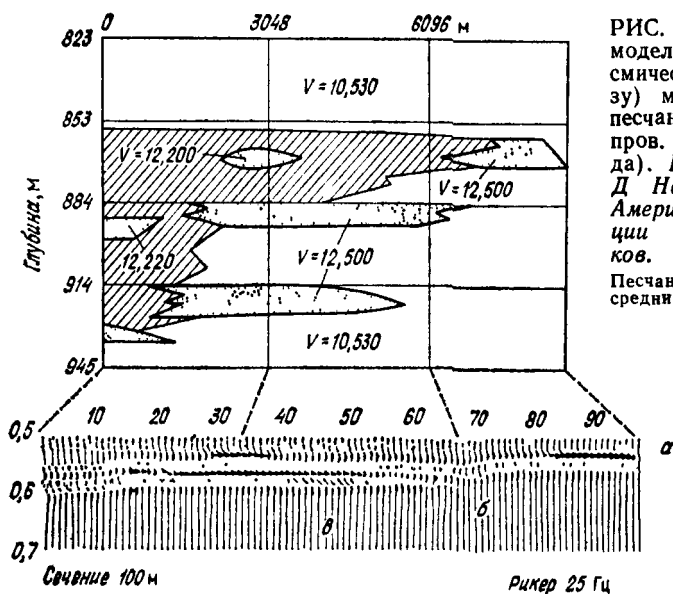


РИС. 87. Геологическая модель (вверху) и сейсмический разрез (внизу) меловых барьерных песчаников Белли-Ривер, пров. Альберта, (Канада). По Л. Меккею и Д. Нату, с разрешения Американской ассоциации геологов-нефтяников.

Песчаник а — верхний, б — средний, в — нижний

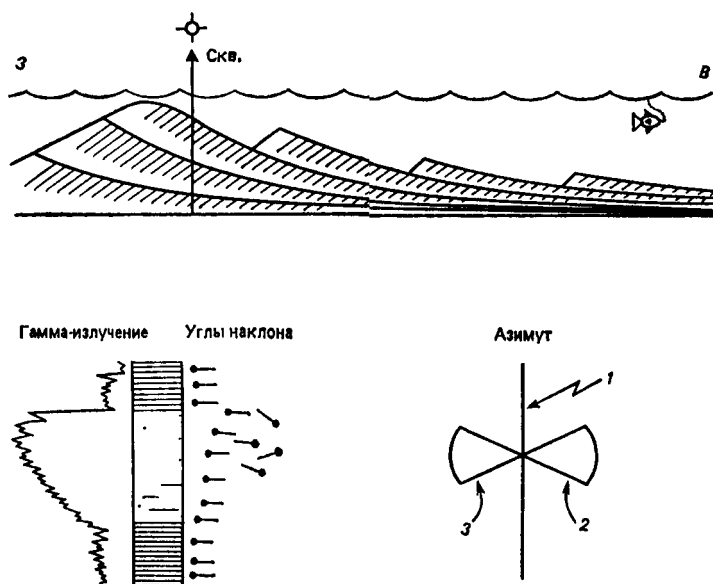


РИС. 88. График гамма-каротажа и запись наклонов для песчаных тел береговых баров, изображенных на схеме (вверху).

1 — простираение от бара, 2, 3 — мода углов наклона, соответственно малых и больших

ности барьерных песчаных покровов. Таким образом, диагностика условий осадконакопления может быть осуществлена еще до начала бурения.

Литологически морские пески часто могут быть опознаны в образцах керна и буровой муки по степени их структурной и минералогической зрелости, наличию глауконита или обломков раковин и по отсутствию слюды и углистого детрита.

По керну скважин, пробуренных в отложениях песчаных баров, можно обнаружить серию осадочных текстур, связанных с профилем, демонстрирующим огрубление материала вверх по разрезу (см. рис. 87 справа). Даже при отсутствии кернового материала этот тип записи, тем не менее может быть выявлен на графиках гамма-каротажа или каротажа по естественным потенциалам.

Для регрессивных барьерных песков характерен «голубой» мотив графика наклонов, характеризующийся увеличением угла наклона вверх по разрезу. На розе-диаграмме хорошо видно бимодальное и биполярное распределение наклонов. Для слоев, отвечающих этому типу записи, характерны небольшие углы наклонов в сторону моря, в то время как противоположная мода — с более крутыми углами наклона — отвечает передовым слоям, наклоненным в сторону берега (рис. 88). Даже когда биполярное распределение не поддается полной расшифровке, направление наклонов при «голубом» мотиве записи может быть использовано для определения простирания бара и направления его оси. Такого рода информация крайне полезна при поисках стратиграфических залежей, приуроченных к барьерным пескам, и при региональных палеогеографических исследованиях.

Литература [19, 30, 32, 41, 64, 66, 74, 80, 91, 93, 101]

ГЛАВА VII СМЕШАННЫЕ ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНЫЕ БЕРЕГОВЫЕ ЛИНИИ

К смешанным терригенно-карбонатным береговым линиям относятся те, где накопление карбоната происходит так близко к берегу, что он входит в состав не только собственно фации открытого моря, но и в состав отложений береговой линии.

Такие условия могут возникать под влиянием по крайней мере трех факторов, действующих изолированно или совместно. Слабый принос терригенного осадка к береговой линии может быть обусловлен, во-первых, малым стоком, во-вторых, небольшим поступлением осадка в том случае, когда хинтерланд представляет собой низину. В-третьих, когда сама береговая линия слабо изрезана, для нее характерна очень обширная приливно-отливная зона, а отсюда и чрезвычайно широкое развитие фациальных поясов, параллельных береговой линии. Во всех случаях терригенный

материал может выноситься на участки эстуариевых приливно-отливных отмелей вблизи речных устьев. Здесь он подвергается воздействию течений, которые перерабатывают эти осадки и выносят песок в барьерную зону. При этом береговые течения могут формировать в море бары, состоящие из карбонатного песка.

Особенно хороший пример такой смешанной карбонатно-терригенной береговой линии мы находим в миоцене бассейна Сурт (Сирт) в Ливии. Здесь, по-видимому, проявляется действие всех трех вышеозначенных факторов. Ниже приводится описание.

ЛИВИЙСКАЯ МИОЦЕНОВАЯ БЕРЕГОВАЯ ЛИНИЯ: ОПИСАНИЕ И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Бассейн Сирт (Сурт) сформировался в позднемиоценовое время в связи с направленным к югу расширением геосинклинали Тетиса за счет развития глыбовых дислокаций и опускания части щита Сахары.

К миоцену этот геосинклинальный прогиб оказался в значительной степени заполненным карбонатами и сланцами. В течение позднемиоценового времени происходила постепенная регрессия моря, прерываемая отдельными небольшими морскими трансгрессиями. Во время одной из таких трансгрессий в нижнем миоцене (аквитанский — бурдигальский ярус) и были отложены осадки береговой линии, рассматриваемые ниже. Их изучение проводилось в районе оазисов Марада и Джебель-Зелтен (рис. 89 и 90).

В западной части района на поверхности отмечается несогласие между породами миоцена и олигоцена. Создается впечатление, что породы здесь испытали интенсивное субаэральное выветривание. Олигоценые известняки, лежащие непосредственно под несогласием, подверглись окислению и замещению гипсом, они пронизаны корнями деревьев, которые росли на предмиоценовой поверхности. Выше лежащие миоценовые отложения береговой линии мощностью около 200 м перекрываются породами позднемиоценовой формации. В Джебель-Зелтен их контакт несогласный, но к северу, в направлении центра бассейна, он становится постепенным. В настоящее время контакт этих пород имеет наклон к северу приблизительно 1 : 1000. Если взять эту поверхность в качестве опорной, то можно видеть, что подстилающие миоценовые отложения были ранее смяты в пологую антиклиналь широтного простирания, апикальная часть (замок) которой располагалась над нефтяным месторождением Зелтен. Отложения миоценовой береговой линии представляют собой разнообразные комбинации многократно переслаивающихся фаций:

- 1) скелетных известняков
- 2) пластинчатых сланцев
- 3) тонкопереслаивающихся песков и сланцев
- 4) косослоистых песчаников и сланцев

преобладает на юге (в сторону суши)



преобладает на юге (в сторону суши)

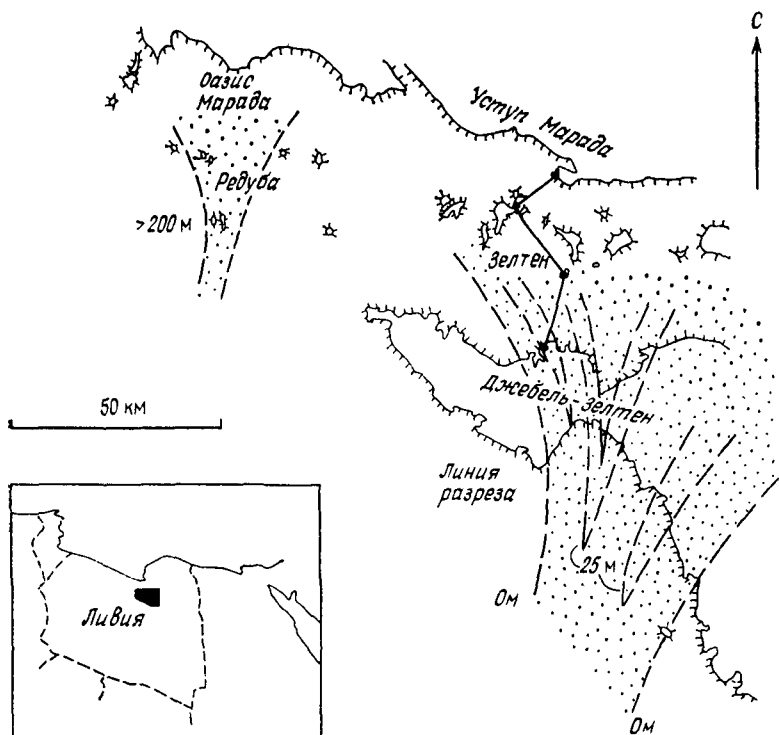


РИС. 89. Положение миоценовой береговой линии в районе оазиса Марада и Джебель-Зелтен, Ливия.

Примерный ареал распространения основных комплексов известковых песчаников отмечен точками. Эти комплексы тянутся вдоль осей двух миоценовых синклиналей, которые до этого и впоследствии характеризовались положительным трендом

5) русловых известковых
гесчаников

комплексы шнурковых тел, состоящих из
отдельных линз, тянущиеся в близширот-
ном направлении

Ниже дается последовательное описание и рассмотрение этих фаций.

Фация скелетных известняков: описание. Скелетные известняки занимают почти полностью 200-метровый разрез, обнажающийся на севере. К югу они теряют в мощности и сходят на нет, фациально замещаясь песчаниками и сланцами. Петрографически они представлены плохо сортированными средне- и крупнозернистыми карбонатными породами — пэккитами (packstones)*, состоящими

* «Пэккит» (от английского «packstone» по аналогии с ваккитом от «Wackestone») — термин, впервые использованный Данхемом (Dunham, 1962 г.) для обозначения карбонатных осадочных пород, в которых зерна образуют самостоятельный каркас, но которые содержат также некоторое количество карбонатного илестного цемента; ваккит, по определению того же автора, илестая карбонатная порода, состоящая более чем на 10 % из зерен диаметром более 20 мкм (например, калькаренита), в советской литературе термин используется ограничено.

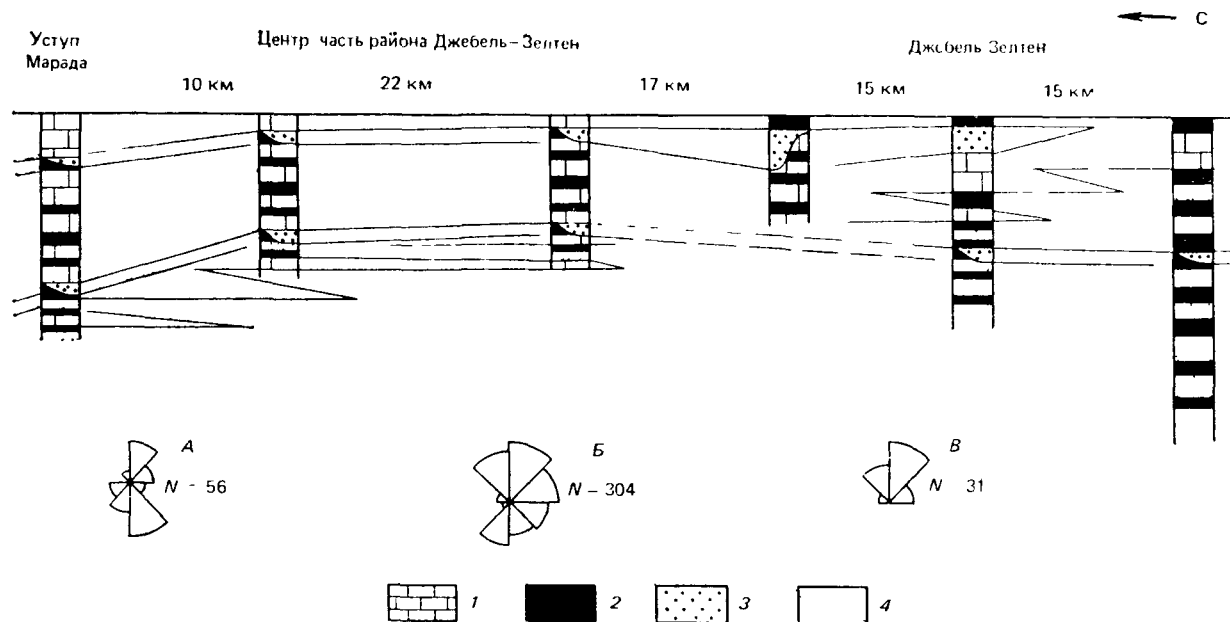


РИС. 90. Корреляция фактических разрезов, демонстрирующая изменение фаций вкост мнотеновой береговой линии в районе между уступом Марада и Джебель-Зелтен

В качестве опорной взята постмарадская эрозионная поверхность. Мощность правого разреза 180 м. Размеры частиц и частота косых слоев в известняках увеличиваются над замком антиклинали, в центральной части района Джебель-Зелтен. Диаграммы демонстрируют направление наклонов косой слоистости (Вертикаль направлена на север, N — число измерений).
 А — известняки, биполярный характер распределения наклонов обусловлен, вероятно, воздействием приливно-отливных течений, доминирующее направление на юг свидетельствует о преобладании переноса в сторону суши, Б — известковые песчаники, биполярный характер наклонов, но доминирующим является направление в сторону открытого моря, вероятно, за счет осадочного накопления под воздействием приливно-отливных течений в эстуарных руслах, В — аллювиальные косослоистые пески, одномотальная (в сторону моря) ориентация наклонов; 1 — известняки открытого моря и барьерные известняки 2 — лагунные и литоральные сланцы и песчаники 3 — аллювиальные пески 4 — эстуарные известковые песчаники



РИС. 91. Эродированная ветром поверхность, демонстрирующая крупномасштабную косую стратификацию, фация обломочных известняков береговых баров. По [77], с разрешения Лондонского геологического общества

из структурно связанных биокластических обломков и пеллет с интерстициальным микритом и спаритом. Они обладают, однако, высокой межзерновой пористостью. Присутствуют также более тонкозернистые калькарениты, кальцилиты и кальцирудиты. Для этой фации характерна широкая региональная вариабильность размера частиц, причем более грубые калькарениты концентрируются над сводом антиклинали Зелен, в то время как более тонкие карбонатные пески и илы располагаются к северу и югу.

Более грубозернистые известняки плоско- или косослоисты, толщина слоев в отдельных пачках достигает 1 м. На крупномасштабной карте видно, что здесь наблюдаются как плосконаклонные, так и корытообразные передовые слои, часто варьирующие в весьма широком диапазоне. Отдельные плосконаклонные передовые слои могут быть трассированы по простиранию на расстояния более 100 м. Корытообразные слои достигают в ширину 50 м (рис. 91). Ориентация этих структур показывает, что накопление осадков происходило за счет попеременно сменяющихся течений — направленных то в сторону суши (на юг), то в сторону моря (на север), хотя перенос первого типа преобладал. Более тонкие известняки обычно массивны и часто несут следы биотурбаций. Во многих местах слои известняка рассечены крупными промоинами глубиной в несколько метров. Они заполнены калькаренитами, аналогичными тем, в которых они прорезаны. Вдоль бортов промоин и на днищах часто лежат (и маркируют их) переотложенная крупная известняковая галька и валуны диаметром до 1 м.

Известняки по большей части состоят из различной биоты разной степени сохранности — от полностью сохранившихся организмов, находящихся, очевидно, *in situ*, до сильно фрагментированных и истертых остатков. В состав биоты входят известковые водорос-

ли, мшанки, кораллы, пелециподы (такие, как устричные и гребешки), гастроподы, морские ежи, фораминиферы (включая миллиолы и пенероплиды) и различные ассоциации ископаемых следов жизнедеятельности (включая *Ophiomorpha*).

Интерпретация. Детальное сравнение ископаемых форм с современными показывает, что они развивались в различных условиях: при глубине от 0 до 50 м и при солености, отвечающей полностью морским условиям и солоноватоводным, причем придонный энергетический уровень мог быть как высоким, так и низким.

Эти грубозернистые биокластические косослоистые известняки накапливались, по-видимому, в условиях развитой турбулентности. Сравнение с современными карбонатными песками доказывает, что своим происхождением они обязаны мигрирующим береговым барам и отмелям. Известны современные примеры таких осадочных передовых слоев на крутых склонах подобных образований и субгоризонтальных слоев на их тыловых склонах [30].

Промойны и русла, расчленяющие отмели, могут быть аналогами тех, что под влиянием приливно-отливных течений вырабатываются в современных карбонатных барах, как это утверждает В. Индрич. Эта интерпретация подтверждается и биополярным характером палеотечений (см. рис. 90).

Крутые борта каньонов и интраформационные известковые конгломераты свидетельствуют о постседиментационном диагенезе, аналогичном тому, с которым связано образование пляжного известкового песка (beachrock) в условиях субаэральной экспозиции современных карбонатных пляжей, описанных Р. Гинзбургом.

Наиболее вероятно, что более грубозернистые известняки отлагались в мигрирующих в сторону суши береговых барах, которые периодически становились, выходя из-под моря, барьерными островами.

Накопление более тонкозернистых известняков, как правило, массивных, с включениями калькаренигов, происходило в условиях более слабой турбулентности, в основном в зоне ниже волнового воздействия и, вероятно, на достаточно больших глубинах, как о том свидетельствуют найденные в них ископаемые (рис. 92).

Фация пластинчатых сланцев: описание. Слои сланца толщиной 1—2 м широко распространены в рассматриваемом районе; на севере они переслаиваются с известняками, на юге — с песчаниками. Сланцы имеют серый или зеленый цвет, часто весьма сильно известковисты, содержат тонкие белые прослои кальцитита. Для всей серии характерна пластинчатость, местами встречаются знаки ряби и ископаемые следы жизнедеятельности организмов.

Устричные рифы находятся внутри толщи сланцев, а также отделяют последние от нижележащих известняков. Они зачастую имеют мощность до 1 м и состоят из длинных и тонких раковин (*in situ*) устриц, ориентированных вертикально, причем макушки раковин направлены вниз (рис. 93). Кроме раковин устриц в этой фа-

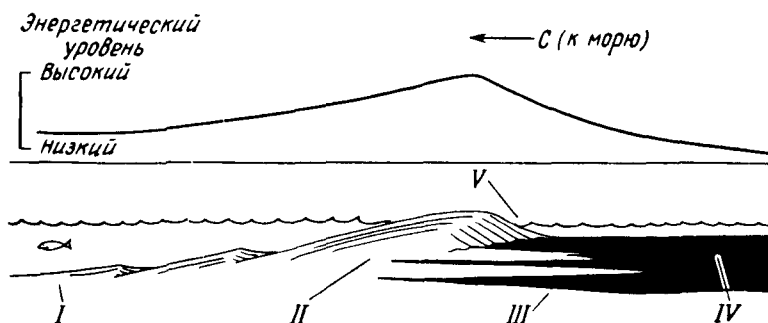


РИС. 92. Схема предполагаемого формирования береговых баров, фация скелетных известняков. По [77], с разрешения Лондонского геологического общества.

Энергетический уровень определялся по размерности материала: высокому энергетическому уровню отвечают грубозернистые осадки, низкому — тонкие. I — средне- и тонкозернистые пески зоны открытого моря, II — средние и крупнозернистые пески с крутым наклоном передовых слоев в сторону суши и субгоризонтальными обратными слоями, III — средне- и тонкозернистые пески намывных конусов, IV — фация пластинчатых сланцев, V — барьерный бар, расчлененный ложбинами, созданные ими фестончатые формы выполнены конгломератами.

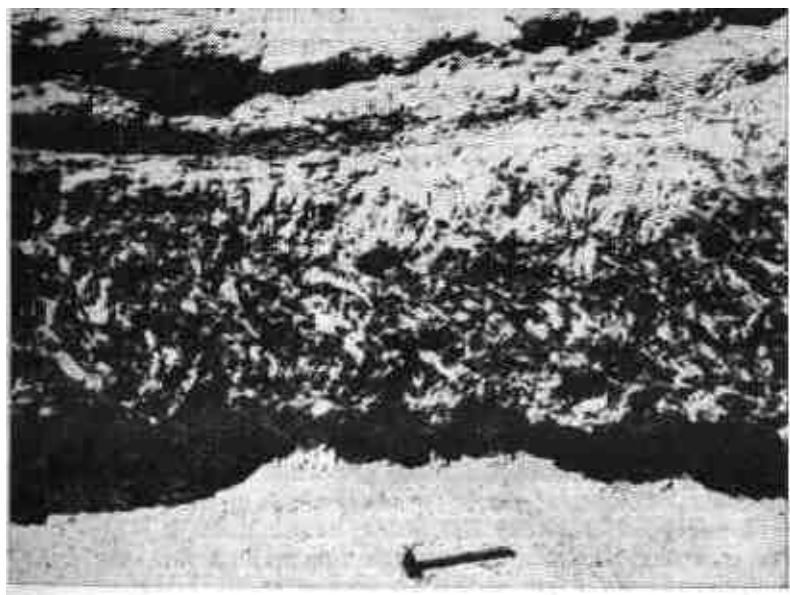


РИС. 93. Устричная отмель: створки раковин находятся в вертикальной позиции роста. По [77], с разрешения Лондонского геологического общества.

ции встречаются мшанки и известковые водоросли, а также остатки растений.

Интерпретация. Пластинчатость и тонкозернистость, присущие породам этой фации, свидетельствуют об осаждении осадка из суспензии в обстановке с низким энергетическим уровнем. Как показывают ископаемые, соленость изменялась от нормальной морской до солоноватой. Соблюдение всех этих условий могло быть обеспечено либо на относительно большой глубине (ниже зоны волнового воздействия), либо на мелководье, отделенном от открытого моря. Солоноводные элементы фауны и тип переслаивания сланцев в направлении моря с карбонатными отмелевыми отложениями предполагает верность последнего. Таким образом, накопление фации пластинчатых сланцев может быть соотнесено с лагунной обстановкой.

Фация переслаивающихся песчаников и сланцев: описание
Третья фация рассматриваемой толщи встречается в виде линзообразных образований мощностью 2—3 м, переслаивающихся со всеми другими фациями. В качестве эрратических включений эти линзы известны во всем районе, но наиболее типичны они для участка Джебель-Зелтен и для нижних частей разрезов, обнаженных на севере. Эта фация содержит пески, тонкослоистые песчанники и сланцы с редкими тонкими прослоями лигнита и коренносными горизонтами. Песчанники тонкозернисты, хорошо сортированы, глинисты. Они бывают массивными, слоистыми или микрокослоистыми. В ассоциации с ними встречаются очень тонкие, с еще более тонкой микрослоистостью, пески, глинистые пески и глины. Как правило, для них типичны знаки ряби и обилие следов жизнедеятельности ископаемых организмов в виде вертикальных или «U»-образных заполненных песком трубок, ассоциируемых со следами жизнедеятельности ископаемых рода *Diplocraterion* (рис. 94).

Эти осадки рассечены сильно изогнутыми руслами глубиной до 20 м и шириной до 80 м. Эти русла выполнены осадками, демонстрирующими закономерную последовательность осадочных текстур и измельчение материала по вертикали (рис. 95). Размытые днища русел перекрыты конгломератом, который постепенно переходит в толщу косослоистых известковых песчанников мощностью в несколько метров. На этих последних залегают микрокослоистые, со следами жизнедеятельности беспозвоночных и знаками ряби, очень тонкие пески, глинистые пески и глина с пологим наклоном от бортов русла и последующим переходом в плоскослоистые сланцы (рис. 96).

Интерпретация. Характерная для этой фации тонкозернистость указывает на ее отложение в обстановке с относительно низким энергетическим уровнем. Песчаные знаки ряби и микрокослоистость в песках, супесях и глинах подтверждают, что седиментация происходила в условиях действия очень слабых течений с пульсирующей скоростью, что попеременно то вызывало миграцию песчаной ряби, то приостанавливало этот процесс, позволяя осаж-

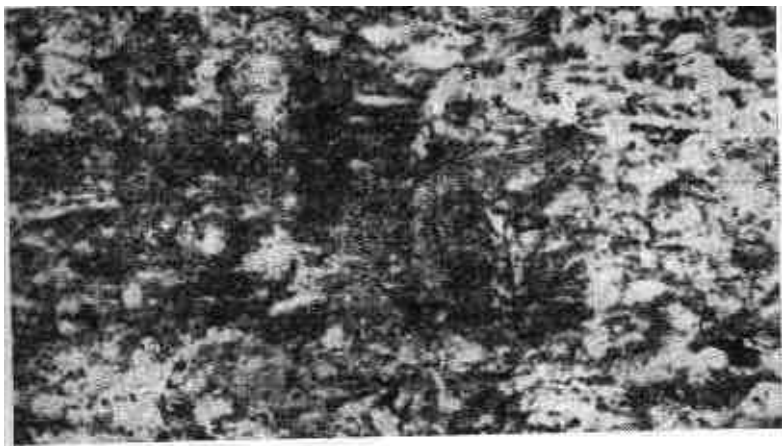


РИС. 94. Тонкопереслаивающиеся очень тонкие песчаники и сланцы с ископаемыми следами жизнедеятельности *Diplocraterion*. По [77], с разрешения Лондонского геологического общества



РИС. 95. Серии осадков приливно-отливного канала стока. По [77], с разрешения Лондонского геологического общества.

1 — базальная эрозионная поверхность, 2 — остаточный конгломерат, 3 — косослоистые среднезернистые песчаники бара в канале стока; 4 — косослоистые тонкие отмелевые пески; 5 — выполняющие канал пластинчатые алевролиты

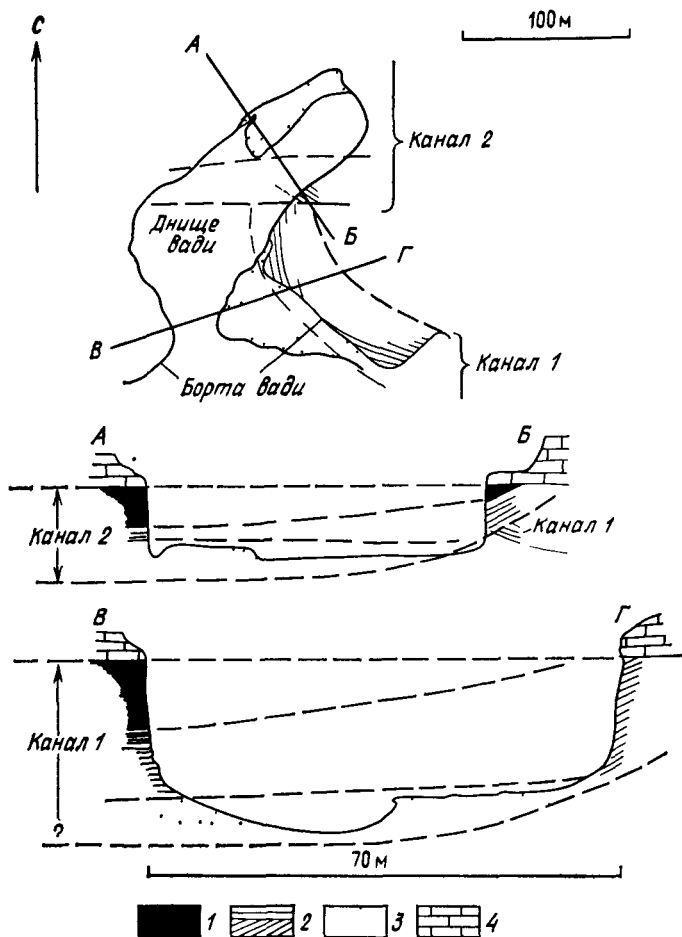


РИС. 96 Приливные каналы стока По [77], с разрешения Лондонского геологического общества

А—Б, В—Г — линии разрезов 1 — пластинчатые алевролиты (заполнение канала) 2 — тонкие пески и илы со следами жизнедеятельности ископаемых организмов и знаками ряби 3 — косослонистые галечные песчаники (остаточные отложения канала) 4 — известняки

даться глинистым частицам из суспензии. Образующийся в результате тип напластования и связанные с ним обильные вертикальные следы жизнедеятельности организмов хорошо сравнимы с осадками современной приливо-отливной отмели, такой как описана для побережья Северного моря Л. Ван-Страатеном. Морфология и осадки русел аналогичны тем, которые формируются в приливо-отливных каналах, дренирующих современные илистые отмели. Другим свидетельством в пользу того, что накопление этой фации происходило в условиях мелководья, служит наличие лигнитовых прослоев и корненосных горизонтов, происхождение которых может

быть связано с солеными маршами на обращенной в сторону суши стороне приливо-отливных отмелей. Редкие трещины высыхания также свидетельствуют о мелководном происхождении этой фации.

Фация косослоистых песчаников и сланцев: описание. Она занимает самый южный из идущих субпараллельно берегу бассейна Сурт поясов. Эта фация лучше всего развита в пределах южного уступа района Джебель-Зелтен, а также встречается, переслаиваясь с другими фациями, описанными выше, у подошвы уступов, обращенных к северу, включая Марада.

Эта фация подразделяется на три переслаивающихся субфации. На две трети она состоит из плохо сортированных бледно-желтых неконсолидированных песков — от грубозернистых до тонких. Более грубые пески встречаются в виде пачек 5—6-метровой мощности, имеющих эрозионные подошвы, часто перекрыты тонкими конгломератами с кварцевой галькой. Конгломераты имеют плоскую и корытообразную косую слоистость с высотой слоев 30—40 см и объединены в вертикально сгруппированные надсвиты. Ориентация передовых слоев и осей промоин свидетельствует о воздействии течений, направленных к северу (см. рис. 90). Более тонкозернистые пески — глинистые, массивные, иногда имеют плоскую слоистость.

Вторая субфация, переслаивающаяся с первой, включает пластинчатые сланцы, которые встречаются как в виде покровов, так и выполняют мертвые русла. Их можно отличить от фации пластинчатых сланцев на севере, так как они не бывают в противоположность последним известковыми, а будучи помещенными в воду, разбухают и распадаются. Это предполагает, что они в значительном объеме состоят из монтмориллонита.

Третья субфация представлена тонкими напластованиями, толщиной всего лишь несколько сантиметров, лигнита, сферосидеритового известняка и ожелезненного песка, пронизанного корнями растений.

Фация косослоистых песчаников и сланцев содержит обильную, разнообразную и хорошо сохранившуюся фауну позвоночных; сюда входят кости наземных млекопитающих, таких как древние слоны, верблюды, жирафы, антилопы и хищники, а также кости животных частично (крокодилы, черепахи) или полностью обитающих в воде (рыбы). Эти кости находятся в песчаных отложениях вместе с принесенными стволами деревьев. В переслаивающихся с песками сланцах содержатся остатки растений и континентальных гастропод *Hydrobia*.

Интерпретация. Фация отличается от трех предыдущих преобладанием терригенных осадков и континентальных ископаемых. Это, вместе с особенностями осадочных текстур и направленными к северу палеотечениями, доказывает, что ее накопление происходило в аллювиальной обстановке (см. гл. 2, отличительные признаки аллювиальных условий).

Соответственно можно считать, что образование песчаной суб-фации приурочено к речным руслам, в то время как сланцы и тонкие пески накапливались на участках за прирусловыми валами и на поймах. Сланцы, выполняющие русла, представляют собой осадки старичных озер. Тонкие известняки, ожелезненные слои, лигниты и корненозные горизонты — это древние почвенные образования, которые, вероятно, формировались на прирусловых валах и в междурусловых понижениях. Большие объемы сланцев означают, что накопление аллювия было скорее связано с меандрирующими руслами, чем с ветвящимися реками. Фауна позвоночных предполагает господство климата, типичного для саванны.

В заключение отметим, что формирование фации косослоистых песчаников и сланцев происходило на низменной аллювиальной прибрежной равнине, которая к северу — в направлении моря — незаметно сливалась с приливно-отливной огмелью.

Фация русловых известковых песчаников: описание. Пояса описанных выше четырех фаций, тянущиеся параллельно берегу бассейна Сурт, локально пересекаются идущими в северном направлении русловыми известковыми песчаниками последней, пятой, фации.

Условно они могут быть подразделены на два типа: мелкие изолированные русла, выполненные песчаным известняком, и крупные русловые комплексы (радиально направленные) с известковым песчаником.

Русла первого типа сосредоточены у подошвы южного уступа Джебель-Зелтен, где они переслаиваются с аллювиальными отложениями. Они также встречаются у подошв других скарпов вблизи нефтяного месторождения Зелтен и могут быть трассированы на том же уровне на значительные расстояния на север — вплоть до уступа Марада. Русла этого типа имеют глубину около 10 м при ширине 300 м. На отдельных участках они хорошо обнажены, будучи глубоко отпрепарированы в результате эксгумации рыхлых песков и сланцев, с которыми они переслаиваются (рис. 97). Эти русла включают плохо сортированные средне- и грубозернистые песчаные известняки с обломками морских раковин, смешанных с кварцем и микритовым матриксом. Они подстилаются информационными из источенной кавернами известняковой гальки конгломератами. В них наблюдается косая слоистость, широко изменяющаяся по масштабу и типу; реже встречаются массивные или плоскослоистые пески и со знаками ряби. Имеются вертикальные ископаемые следы жизнедеятельности беспозвоночных, особенно в более тонких осадках верхних частей русел, иногда отложения пронизаны корнями растений.

Главные русла приурочены к двум местам, и благодаря хорошей обнаженности могут быть представлены в виде изопакит (см. рис. 89). У пункта Регуба эта фация имеет мощность около 200 м. У гребня южного скарга Джебель-Зелтен располагается покров известкового песчаника, простирающийся в виде линзы широтного направления. Его ширина составляет приблизительно



РИС 97. Меандрирующее эстуарное русло, выполненное крепким песчаным известняком

Будучи отпрепарировано в рыхлых аллювиальных песках и сланцах, в настоящее время оно выходит на поверхность в виде протяженной извилистой плосковершинной гряды холмов

25 км при глубине 30 м. На северном уступе Джебель она разделяется на серию отдельных русел, которые трассируются севернее, в верхней части разреза уступа, вблизи нефтяного месторождения Зелтен. Одно или два песчаных русла отмечаются на том же уровне в разрезе уступа Марада.

Петрографически эта фация состоит из грубых и очень грубых, иногда галечных, известковых песчаников. Они группируются в серию сливающихся русел, выполненных осадками с варьирующей в широком диапазоне корытообразной и плосконаклонной косой слоистостью. Иногда в них отмечаются постседиментационные деформации, связанные со смещением пльвинных песков. За исключением биотурбаций, эта фация не содержит никаких ископаемых *in situ*. Здесь имеются фрагменты раковин морских моллюсков, кости, зубы и древесина.

Палеотечения, направление которых определяет косая слоистость, биполярны, причем главное направление ориентировано на север (см. рис. 90) Диаграмма распределения палеотечений, построенная по обнажениям для участка вблизи Джебель-Зелтен, выявляет их регионально-радиальный характер.

Интерпретация. Очевидно, что накопление этой фации происходило в условиях действия высокоскоростных течений в пределах русел. Палеотечения и смешение морских карбонатных осадков и раковин с терригенным песком, костями и древесиной свидетельствуют о существовании разнонаправленных течений. Кажется весьма вероятным, что эта фация связана происхождением с эстуариями, испытывающими воздействие сильных приливно-отливных течений.

Локализация двух главных русловых комплексов у пункта Регуба и Джебель-Зелтен не случайна: оба они тянутся вдоль меридиональных домиоценовых палеоподнятий, к которым приурочено

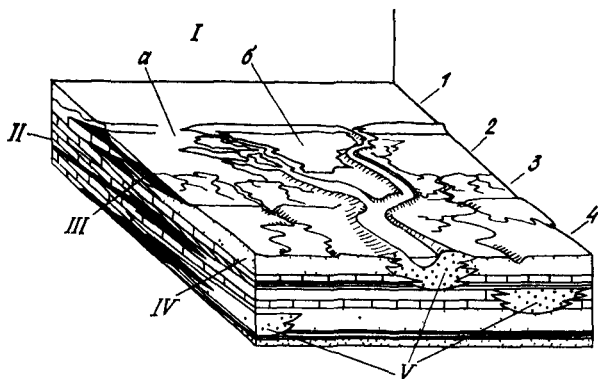


РИС. 98. Блок-диаграмма, иллюстрирующая предполагаемое происхождение отложений миоценовой береговой линии бассейна Сурт, Ливия По [77], с разрезания Лондонского геологического общества

I—V — обстановки осадконакопления и фации I — фация пластинчатых сланцев с устричными горизонтами а — открытая лагуна, б — замкнутая лагуна, II — фация скелетных известняков косослойные ракушечные пески, отлагавшиеся мигрирующими в сторону берега крупными песчаными волнами (мегарябь), III — фация переслаивающихся сланцев и песчаников со следами жизнедеятельности ископаемых организмов, знаками ряби и выполненными илами проморными литоральная отмель и небольшая приливная бухта IV — фация косослойных песчаников и сланцев с прослоями лигнита, коренными горизонтами и палеопочвами аллювиальная обстановка, V — фация русловых известняковых песчаников шнуровидные комплексы, радиально тянущиеся в сторону моря биполярная косяя слоистость, смещение континентальной и морской фауны эстуарные русла, 1—4 — геоморфология 1 — бары и барьерные пляжи дальней прибрежной зоны 2 — лагуны 3 — приливо отливные отмели и бухты 4 — прибрежная аллювиальная равнина

несколько крупных месторождений нефти. Это доказывает, что в миоценовое время по этим двум трендам происходили отрицательные движения, способствуя формированию эстуариев там, где они насасляли береговую линию.

Миоценовая береговая линия бассейна Сурт: дискуссия. В заключение можно отметить, что рассмотренный случай представляет прекрасный пример смешанной карбонатно-терригенной береговой линии. С севера на юг относительно глубоководные карбонаты переходят вверх по склону в более грубозернистые ракушечные пески, отложенные на мелководье. Южнее эти пески переслаиваются с тонкими терригенными илами и песками лагунного и приливо-отливного отмелевого происхождения. В свою очередь, эти последние переходят (в направлении суши) в фации прибрежной аллювиальной равнины. Локально береговая линия прерывается эстуариями, с которыми связан принос в прибрежную зону крупнозернистых песков (рис. 98).

Течения редко имели скорость, позволяющую выносить эти обломки за пределы барьерной зоны. По-видимому, слабые син-седиментационные движения контролировали распределение фаций. Концентрация грубых осадков и приуроченность косой слоистости в известняках к участку над тянущимся широтно замком антиклинали Зелтен предполагает, что последняя представляла собой миоценовое палеоподнятия, на котором происходило накоп-

ление барьерных карбонатов. Аналогично этому два главных эстуария располагались, видимо, вдоль оси опускания, ориентированной к северу.

Анализ палеотечений показывает, что карбонатные пески отлагались преимущественно направленными вверх по склону (в сторону берега) палеотечениями, и, таким образом, осаждались в зонах более мелководных, чем те, где они формировались. Напротив, кварцевый песок выносился со щита Сахары и отлагался на аллювиальной равнине и приливно-отливных отмелях. Только самая тонкая фракция терригенного осадка выносилась в лагуны. Смешивание снесенного с суши кварцевого песка и морского карбонатного детрита происходило только в эстуарных руслах, по-видимому, за счет действия приливно-отливных течений.

ДИСКУССИЯ И ЭКОНОМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ

Береговые линии, где карбонаты береговых баров располагаются бок о бок с континентальными терригенными фациями, являются переходными между кластическими береговыми линиями (где карбонатная седиментация, если таковая и происходит, ограничена зоной открытого моря) и карбонатными береговыми линиями (где терригенная седиментация незначительна). Описание береговых линий первого типа дана в предыдущей главе, последние будут рассмотрены дальше. Смешанные береговые линии, кроме миоцена Ливии, известны в перми западной части Техаса (гл. IX). В этом случае мелководные калькарениты переходят (в направлении суши) через лагунные отложения в континентальные красноцветы и эвапориты; выше них залегают рифовые известняки, демонстрирующие аналогичное изменение фаций в том же направлении.

Действительно, комбинация условий, способствующих возникновению смешанных карбонатно-терригенных береговых линий (т. е. сочетание слабого приноса терригенного материала и аридности климата), особенно благоприятны для роста рифов. Возможно, рифы более типичны для смешанных береговых линий, чем карбонатные песчаные банки.

Рассмотренные в этой главе береговые линии имеют важное экономическое значение. Нет необходимости углубляться в этот вопрос, поскольку экономическое значение аллювиальных отложений — с точки зрения поисков полезных ископаемых, уже дано в соответствующем разделе, а экономические аспекты карбонатных баров и рифов будут рассмотрены далее.

Литература: [30, 77].

ГЛАВА VIII

ШЕЛЬФОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ: КАРБОНАТНЫЕ И ТЕРРИГЕННЫЕ

ОБЩАЯ ТЕОРИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ НА МОРСКИХ ШЕЛЬФАХ

В трех предшествующих главах были описаны отложения береговых линий. Когда с суши поступает такое большое количество осадка, что морские течения не могут его переработать, образуется дельта. Там же, где морские течения способны перераспределять весь поступающий осадочный материал, формируются линейные (с барами и барьерами) береговые линии.

По мере уменьшения притока осадка в направлении моря низменная приливно-отливная отмель может переходить в морской шельф, где бары дальней прибрежной зоны, или песчаные волны, формируемые приливно-отливными течениями, мигрируют по расчлененным эрозионным поверхностям. Там, где приток терригенного осадка в прибрежную область незначителен, вместо этого могут накапливаться карбонатные пески или илы. В этой главе речь пойдет о терригенных и карбонатных осадках шельфовых морей.

На Земле существует значительное число областей, где относительно тонкие (как правило, менее 1000 м) карбонатные толщи занимают площади в тысячи квадратных километров, образуя стратиграфические последовательности типа так называемого «слоеного пирога», легко поддающиеся корреляции.

Согласно данным палеонтологии эти отложения формировались в условиях относительно неглубокого моря. И хотя рассматриваемые отложения в настоящее время могут занимать тектонические впадины, их накопление, по-видимому, происходило на обширных шельфах с весьма слабыми уклонами ложа.

Использование современных шельфовых морей в качестве аналогов древних морей шельфа затруднительно по двум причинам: во-первых, в настоящее время на Земле, по-видимому, нет столь обширных горизонтальных шельфов, какие существовали в прошлые геологические эпохи; во-вторых, современные шельфы недавно испытывали осушение при опускании уровня моря во время оледенений. Современные осадки областей шельфа, теперь хотя и переработанные приливно-отливными течениями, по сути были принесены и отложены флювиогляциальными процессами. Таким образом, эти реликтовые осадки не могут быть соответствующим аналогом древних шельфовых отложений, как это показано в работах К. Эмери и Д. Макмануса.

Однако существует два или три современных шельфа, в пределах которых осадки имеют градационную слоистость и находятся в состоянии баланса с режимом действующих течений. В качестве одного из таких примеров Г. Шарма называет шельф

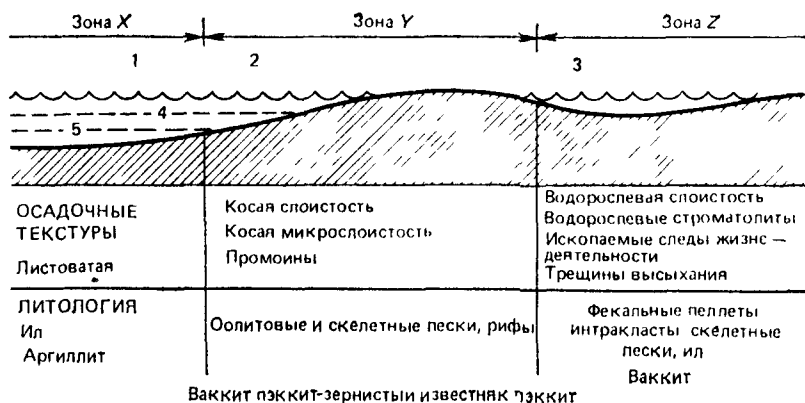


РИС. 99. Модель осадконакопления на шельфе по зонам «X», «Y» и «Z» Предложена М Ирвином [38].

Зоны 1 — ниже базы волны, 2 — мегарябь, барьерные острова, рифы 3 — лагуны приливно-отливные отмели, себха, 4 — база эфотической зоны, 5 — эффективная база волны

Берингова моря. За более подробными описаниями современных шельфов мы отсылаем читателя к работам Д. Свифта с соавторами и специальному выпуску под редакцией Д. Стэнли и Д. Свифта [49]. Одним из наиболее хорошо известных шельфовых морей, где происходит накопление карбонатов, является Персидский залив.

Общая теория карбонатовой седиментации на шельфах была предложена М. Ирвином [38] и основана на изучении карбонатов Уиллистонского бассейна Северной Америки. Именно этот пример будет детально рассмотрен в настоящей главе. Но прежде всего опишем модель эпиконтинентального моря Ирвина.

В пределах толщи известняков, таких как встречаются в Уиллистонском бассейне, можно выделить три главные осадочные фации, замещающие латерально (по направлению от центра бассейна к его окраинам) одна другую: кальцилутиты, переходящие через скелетные ваккиты и пэккиты в зернистые известняки* (скелетные и оолитовые), которые через пэккиты переходят в ваккиты, микрокристаллические доломиты и эвапориты.

Взаимоотношения этих фаций М. Ирвин объясняет так: если речь идет о морском шельфе, то для последнего характерно присутствие двух горизонтальных поверхностей (уровень моря и уровень волнового воздействия), они идут в сторону берега поперек наклона морского дна (рис. 99). В более глубокой части бассейна, ниже базы волны, из суспензии осаждаются тонкие слоистые илы; фауна, как правило, сохраняется *in situ*, не подвергаясь дроблению. Такие условия могут господствовать на площадях в тысячи

* Зернистый известняк («grainstone») — термин, использованный Данхемом для обозначения зернистой карбонатной породы с небольшим количеством связующей массы или без нее, частицы песчаной размерности, из которых по преимуществу состоит эта порода, плотно прилегают друг к другу

квадратных километров. Эту зону М. Ирвин определил как зону «Х». Так как морское дно поднимается в направлении края шельфа, оно оказывается под действием двух факторов: освещенности и турбулентности. Нижняя граница эйфотической зоны находится приблизительно на глубине 80 м*, хотя она варьирует в зависимости от степени мутности. Фотосинтез, осуществляемый водорослями, может происходить только в пределах эйфотической зоны. Этот процесс приводит к двум важным результатам: благодаря ему увеличивается содержание кислорода в воде, что делает ее пригодной для развития животного мира, а кроме того, водоросли являются поставщиками пищи для живых организмов. Таким образом, в пределах эйфотической зоны бурно развиваются фито- и зоопланктон, составляющие основу пищевых цепей более крупных организмов. Многие из них — поставщики карбоната кальция. Там, где морское дно находится в пределах эйфотической зоны, его могут колонизировать организмы с крупной раковиной. Дно мелководий временами частично обнажается и подвергается воздействию течений, что приводит к разрушению скелетного материала, образующего биокластические пески и илы. Нижний предел действия течений устанавливается не вполне определенно: на дне современных океанов течения иногда бывают достаточно сильными, чтобы переносить песок (см. с. 241). Одной из очень старых геологических концепций является представление об «эффективной базе волны», за которую принимается нижний предел той зоны, где осуществляется транспортировка осадка за счет орбитального движения волн. Она, как считается, простирается приблизительно до глубины 200 м, т. е. до края континентального шельфа. Нижняя граница зоны волнового воздействия определяется длиной волн и их периодом. Очевидно, что эти параметры варьируют от места к месту и в зависимости от сезона. Кроме того, континентальные шельфы испытывают воздействие волн, не только порождаемых ветром, но и приливно-отливных течений. Поэтому точное определение глубины нижней границы зоны волнового воздействия сопряжено с большими трудностями.

Возвращаясь к модели М. Ирвина с ее «Х», «У» и «Z» зонами, следует отметить, что в направлении от центра бассейна к его окраине выделяется некая критическая глубина, на которой активность течений на морском дне оказывается достаточной для взмучивания ила, так что там может накапливаться лишь песок. Ради удобства можно определить эту глубину как «эффективную базу волны», но вводя такое понятие, мы не подразумеваем какой-то точно фиксированной глубины и допускаем, что этот уровень не является собственно нижним пределом волнового воздействия и приливно-отливных течений.

М. Ирвин определил мелководную обстановку с высоким энергетическим уровнем как зону «У». Морское дно может представлять собой эродированную поверхность коренных пород, где соз-

* В книге напечатано ошибочно 8 см вместо 80 м (типографская опечатка)

даются турбулентные условия, или же дно моря может быть песчаным, где эти процессы менее развиты. На современных континентальных шельфах существуют песчаные волны, во многих отношениях напоминающие эоловые дюны пустынь (см. [74]).

Эти пески могут быть терригенными, но в тех районах, где принос материала с суши невелик, морское дно выше эйфотической зоны может быть заселено организмами, производящими карбонат кальция. Под действием течений постоянно происходит разрушение скелетного материала. Образующиеся в результате биокластические пески могут переноситься мигрирующей рябью и мегарябью, в то время как более тонкий ил образует суспензию, чтобы в конце концов осадиться на более глубоком и с более спокойными условиями дне океана зоны «Х». В экстремальных случаях морское дно могут занимать колонии организмов, чьи скелеты устойчивы к действию течений и которые формируют рифы. Рифы — особый тип обстановки осадконакопления зоны «У», причем значение этого типа условий накопления осадков столь велико, что рифы будут рассмотрены в следующей главе.

Иногда в зоне «У» образуются ооиды, которые представляют собой сферические известняковые образования, формирование которых происходит за счет концентрического нарастания слоев арагонита вокруг некоего ядра — обычно скелетного обломка или кварцевого зерна. Ооидная формация отмечается обычно там, где теплые воды защищенного шельфа или лагуны смешиваются с более холодными водами открытого моря. Таким образом, косослоистые оолитовые пески обычно накапливаются в зоне «У» либо в виде узких песчаных тел, в каналах приливно-отливного стока, либо в виде обширных покровов там, где ооидная мегарябь мигрирует в пределах шельфа. Край современной Большой Багамской банки — известный пример именно такой ситуации (см. [25] и др.).

Таким образом, с обстановкой зоны «У» связано накопление скелетных или оолитовых грубозернистых известняков (в тех частях этой зоны, где турбулентность особенно высока) и паккитов в более защищенной области. Эти известняки заменяются ваккитами по мере перехода зоны «У» в более глубоководную зону «Х». В то время как последняя может занимать тысячи квадратных километров, зона «У» нередко представляет собой пояс шириной всего несколько десятков километров, протягивающийся параллельно краю шельфа. Эта простая картина часто бывает осложнена дифференцированными поднятиями и опусканиями морского дна.

Далее к берегу за этими барьерными песками, характерными для обстановок с высоким энергетическим уровнем, слабое поднятие морского дна в сторону суши продолжается. В этих защищенных водах с низким энергетическим уровнем преобладают лагунные условия. Современные карбонатные лагуны хорошо описаны в ряде известных работ [86] и др. Для них характерно накопление скелетных песков и песков с фекальными пеллетами, которые за счет более спокойных условий являются микритовыми

(пэккитами и микритами). Далее в направлении суши на приливно-отливных отмелях их сменяют тонкослоистые, иногда с вертикальными ископаемыми следами жизнедеятельности беспозвоночных, карбонатные илы. Микрослоистость часто обязана своим происхождением водорослям, могут встречаться и водорослевые строматолиты. Приливно-отливные отмели бывают дренированы каналами стока. Субаэральная экспозиция благоприятствует ранней литификации осадков приливно-отливных отмелей. Последующее подтопление способствует постседиментационной эрозии недавно сцементированного известкового осадка. Поэтому для отложений лагун и приливно-отливных отмелей типичны интраформационные обломки (интракласты). Они входят как в конгломераты на днищах каналов приливно-отливного стока, и встречаются вместе со скелетами и фекальными pellets в илестых отложениях.

В условиях высокой солености могут образовываться доломиты и эвапориты. Вопрос о том, осаждаются ли они на дне лагун непосредственно или формируются в процессе постседиментационного замещения карбонатных илов в пределах приливно-отливной зоны, широко дискуссировался. На участках современных береговых линий аридной зоны, таких как Байя-Калифорния или Трусиэл Кэуст (Берег перемирия) в Персидском заливе, в подобных условиях широкое развитие получают засоленные себхи, где в настоящее время происходит образование эвапоритовых минералов, как это описывается в работах Д. Шермана, Г. Эванса с соавторами, Д. Кинсмана и др. По-видимому, поскольку солнце здесь палит немилосердно, лагунная рапа проникает по капиллярам в межпоровые пространства карбонатных осадков себхи. Там по мере испарения флюидов и концентрации рапы и происходит замещение вмещающего осадка с образованием доломита, гипса, ангидрита, галита и других эвапоритовых минералов. Эту фацию pellets известняков, доломитов и эвапоритов М. Ирвин определил как зону «Z». На рис. 100 показан вертикальный разрез карбонатных фаций, отлагавшийся при последовательной смене обстановок осадконакопления по зонам «X», «Y», «Z».

Приведенная интерпретация может быть предложена в качестве общего объяснения процессов седиментации в пределах береговых линий карбонатных шельфов. Конечно, это весьма упрощенная модель, были разработаны и другие — более сложные схемы, принимающие во внимание не только глубину базы волнового воздействия, но также глубину эйфотической зоны и экологическую зональность развития организмов-поставщиков карбоната кальция [110].

Ниже будут рассмотрены и подробно обсуждены (поскольку они являются типичными отложениями карбонатного шельфа) осадки миссисипия * Уиллистонского бассейна Северной Америки.

* Миссисипский период, миссисипий — период палеозойской эры (после девона, до пенсильвании) от 345 до 320 млн. лет, приблизительно эквивалентен раннекаменноугольному периоду Европы.

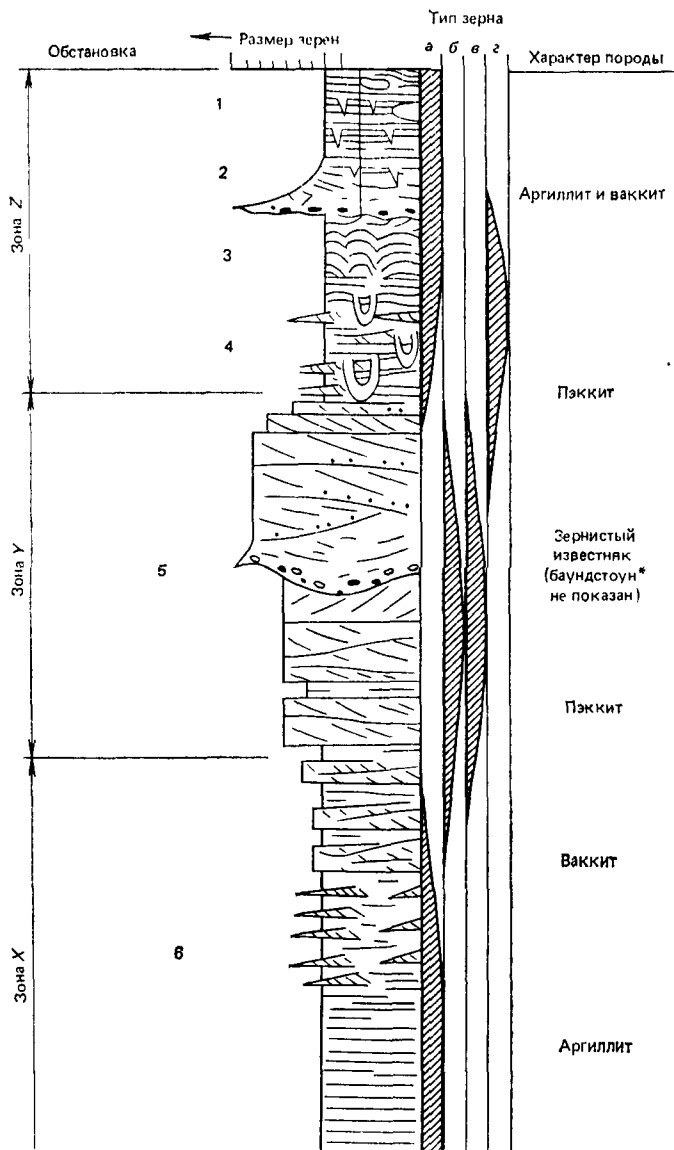


РИС 100 Схема, иллюстрирующая вертикальную последовательность фаций, образованную продвижением в сторону моря единичного инкремента зон X, Y и Z.

1 — себба, 2 — приливо-отливная отмель и булота, 3 — водорослевые строматолиты, 4 — лагуна, 5 — барьерный бар, приливной канал стока и шельфовая песчаная волна, 6 — зона ниже базы волнового воздействия

**ОТЛОЖЕНИЯ МИССИСИПИЯ (НИЖНИЙ КАРБОН)
УИЛЛИСТОНСКОГО БАСЕЙНА, СЕВЕРНАЯ АМЕРИКА:
ОПИСАНИЕ И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ**

Уиллистонский бассейн занимает территорию площадью во многие сотни квадратных километров (штаты Монтана и Дакота США и провинции Альберта, Саскачеван и Манитоба, Канада). Его заполняет толща осадочных пород мощностью более 5 км, причем возраст осадков охватывает все геологические периоды. Эти породы в основном связаны с мелководьем и лишь в слабой степени тектонически деформированы; наклоны слоев в сторону центра впадины локально прерываются антиклинальными флексурами. В позднепалеозойское время к северу от Уиллистонского бассейна в бассейнах Альберта и Маккензи — вплоть до Арктики происходило накопление карбонатов. Эти породы включают главным образом сланцы, известняки (иногда рифовые), доломиты и эвапориты (нефтеносные девонские рифы будут рассмотрены в следующей главе). Нефть имеется также в карбонатах миссисипия на юго-восточной окраине Уиллистонского бассейна в Канаде и на севере США. Интенсивное исследование этих образований и привело к выработке общей концепции о зонах «Х», «У» и «Z», изложенной выше. Далее приводится описание этих пород.

Разрез пород миссисипия Уиллистонского бассейна имеет мощность более 700 м, причем депоцентр бассейна приурочен к западной части северной Дакоты. Стратиграфическая номенклатура отличается сложностью и варьирует в пределах региона. В своем описании мы придерживаемся системы (рис. 101), предложенной К. Карлсоном и С. Андерсоном. Серия стратиграфических интервалов определяется за счет тонких выдержанных слоев эвапоритов и кластического материала, региональная корреляция которых в погребенном состоянии может быть осуществлена при скважинном каротаже по графикам гамма-излучения. Предполагается, что маркирующие горизонты, по которым и выделяются эти интервалы, приближаются к хронологическим границам. Сверху вниз выделяются три диахронные фации:

1) фация Чарлз, циклические эвапориты; 2) фация Мишен-Каньон, биокластические известняки, доломиты и оолиты; 3) фация Лоджпоул, тонкопереслаивающиеся аргиллитовые известняки.

Эти фации переслаиваются латерально и фациально замещают одна другую в направлении центра бассейна.

Описание. Фация Чарлз. Пачки этих пород развиты по южной и восточной периферии Уиллистонского бассейна и диахронно направлены в сторону центра бассейна поверх подстилающей фации Мишен-Каньон. Литологически фация Чарлз представлена в основном доломитом и ангидритом с небольшим количеством галита, сланцев и песчаников. Отмечается ритмическое строение: каждый ритм начинается с пелмикритов и биомикритов, которые вверх по разрезу переходят в микрокристаллические доломиты с рассеянными обломками раковин. В верхней части встречаются

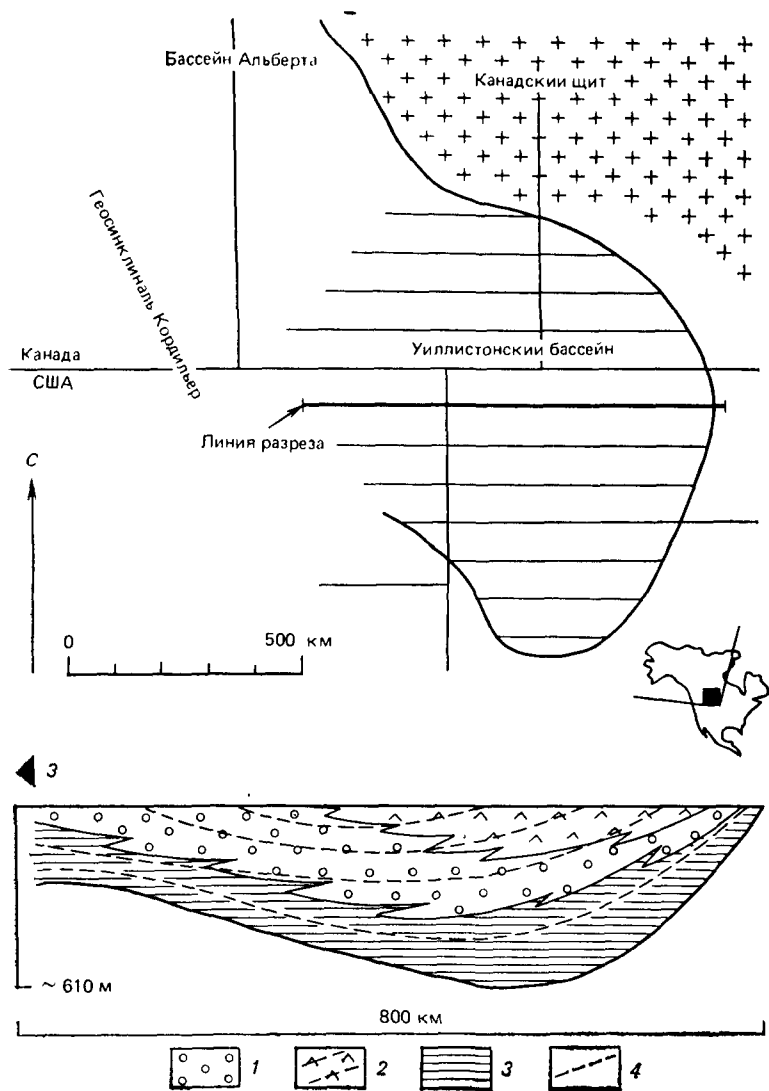


РИС. 101. Карта распространения отложений миссисипия (нижний карбон) Уиллистонского бассейна — А (вверху) (по Ч. Карлсону и С. Андерсену, модифицировано, с разрешения Американской ассоциации геологов-нефтяников) и разрез отложений миссисипия бассейна Уиллистон — Б (по У. Смит, Г. Саммеру и Д. Уоллингстону, с разрешения Американской ассоциации геологов-нефтяников). 1 — фация Мишен-Каньон, калькаренисты; 2 — фация Чарлз, эвапориты; 3 — фация Лоджпоул, кальцилутиты; 4 — временной маркер, выведенный

прожилки и желваки ангидрита, переходящие в ангидритовые породы с доломитовыми жилами.

Фация Мишен-Каньон. Эта фация перекрывается (и вверх по склону переходит в нее) фацией Чарлз, залегая на (и, в свою очередь, переходя в нее в сторону центра бассейна) фации Лоджпоул. Петрографически эта пачка представляет собой хорошо сортированные известковые и илистые чистые калькарениты, изредка доломитизированные или цементированные спаритом, но часто сохраняющие первичную межзерновую пористость. Эти породы иногда представлены оолитовыми, а иногда скелетными песчаниками, часто в значительной степени состоящими из обломков криноидей. Вверх по склону они переходят в пелспариты, которые с увеличением известковисто-илистого матрикса, в свою очередь, постепенно сменяются пелмикритами фации Чарлз. Обильные, но часто фрагментарные ископаемые фации Мишен-Каньон включают криноидеи, брахиоподы, мшанки, кораллы, фораминиферы и водоросли.

Фация Лоджпоул. Наиболее хорошо развита в центральной части бассейна, где ее перекрывают осадки фации Мишен-Каньон. Литологически она представлена тонко- или микрослоистыми темно-серыми аргиллитовыми известняками. Локально они окремнены и переслаиваются с кремнистыми сланцами. Фауна аналогична той, что описана в фации Мишен-Каньон, но значительно менее обильная, хотя имеет лучшую сохранность — с отдельными кораллами и водорослями. Ископаемые иногда окремнены.

Интерпретация. Из вводного раздела этой главы должно быть ясно, что отложения миссисипия Уиллистонского бассейна относятся к образованиям типа карбонатного шельфа. Фации Лоджпоул, Мишен-Каньон и Чарлз отвечают зонам соответственно «X», «Y» и «Z», выделенным М. Ирвином [38]. Тонкозернистость и фауна фации Лоджпоул свидетельствуют о ее накоплении в морской обстановке с низким энергетическим уровнем. Значительное латеральное распространение этой фации предполагает, что осаждение происходило в открытом море ниже базы волнового воздействия (или вне участия донных течений и континентального детрита).

Фрагментарность фауны, оолиты, отмытость осадков фации Мишен-Каньон свидетельствуют о том, что их отложение происходило в морской обстановке с высоким энергетическим уровнем, с вымыванием скелетных песков на мигрирующие отмели и банки. Пеллетоидные микриты, кристаллические доломиты и эвапориты фации Чарлз предполагают, что ее накопление осуществлялось в морской обстановке, изолированной от открытого моря барями, сложенными скелетными песками. Пелмикриты типичны для современных лагун. Микрокристаллические доломиты и эвапориты могут формироваться за счет первичного хемогенного осадконакопления в отложениях приливно-отливных и надлиторальных отмелей — аналогов современных себх.

Из стратиграфических соотношений трех фаций ясно, что они развивались синхронно и мигрировали в направлении центра бассейна одна над другой. Цикличность, наблюдаемая в эвапоритовой фации, может отражать небольшие флуктуации береговой линии, накладывавшиеся на общую регрессию бассейна.

Следовательно, породы миссисипия Уиллистонского бассейна — это хороший пример обстановки древнего морского карбонатного шельфа.

ДИСКУССИЯ

Карбонатные отложения шельфа. С тех пор, как М. Ирвин в 60-е годы предложил свою модель с делением на зоны «Х», «У» и «Z», детальное изучение карбонатных отложений шагнуло далеко вперед. Более сложные седиментационные модели были разработаны А. Лизом, Дж. Уилсоном, А. Рикманом и Г. Фридманом и др. [70, 110]. В упомянутых работах выделяется девять различных обстановок осадконакопления с соответствующими фациями.

На рис. 102 показана более сложная модель карбонатного шельфа, основанная на данных перечисленных выше авторов. Здесь также выделены три главных обстановки накопления осадков (собственно бассейн, внешний шельф и внутренний шельф), но они лишь частично коррелируются с зонами Ирвина.

Обстановка накопления, определенная как «бассейн», простирается за пределы континентального склона. В сторону глубоководья она выходит за пределы глубины карбонатной компенсации, где скелетные обломки растворяются, и, таким образом, сливается с абиссальной обстановкой, которая рассматривается в гл. XI.

Бассейновые карбонаты представлены тонкозернистыми микропелитами с пелагической фауной радиолярий и мелких пелагических фораминифер, таких как глобигериниды (рис. 103).

Как правило, на границе между бассейном и внешним шельфом располагается континентальная окраина. В ее пределах может сформироваться вполне определенная обстановка континентального склона, по которому стекает карбонатный обломочный материал и происходит накопление турбидитов. Образующиеся в результате отложения состоят из фрагментов детрита, снесенного из зоны морского мелководья, и их часто относят к аллодепическим известнякам, в соответствии с определением К. Мейшнера в сб. «Турбидиты», вышедшем в 1965 г. под редакцией А. Боума и А. Брауера. На рис. 104 показан образец такого типа известняка с о. Ямайка. Склоновая обстановка в направлении берега переходит в обстановку внешнего шельфа. Там, где внешний шельф располагается ниже базы эффективного волнового воздействия, происходит накопление тонких известковых аргиллитов, имеющих большое сходство с выше рассмотренными бассейновыми осадками. Хорошим примером отложений древнего внешнего шельфа

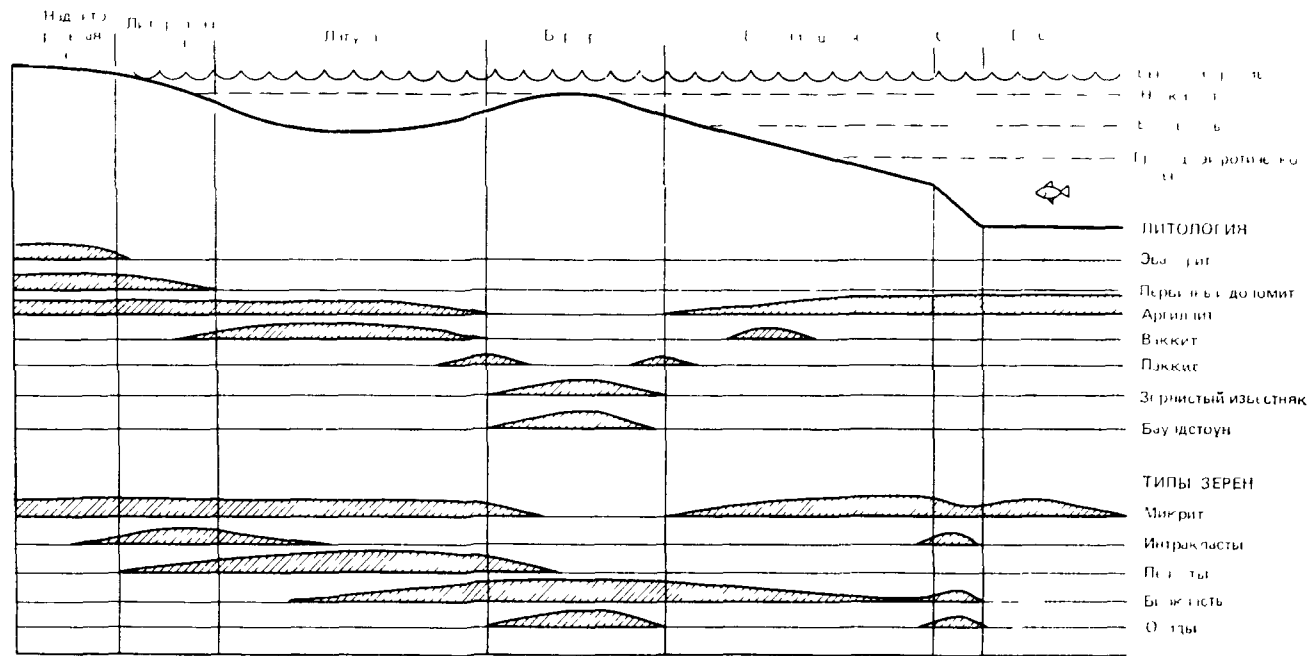


РИС 102. Комплексная модель карбонатного шельфа

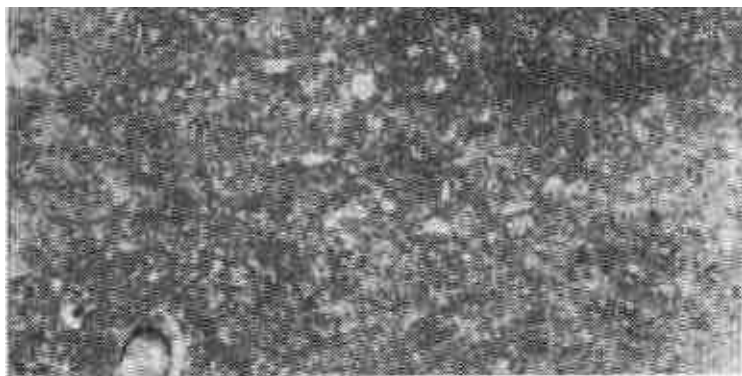


РИС. 103. Микрофотография палеоценовой карбонатной микрофауны, отобранной из подповерхностного слоя в пределах бассейна Сурт (Сирт), Ливия. Печатается с разрешения Оазис-Ойл-Кампани, Ливия.

Кальциллит с пелагическими фораминиферами, обстановка накопления — бассейн Ширина поля зрения 8 мм

являются меловые породы Ближнего Востока, Северной Африки, Северо-Западной Европы и США. К ним относятся мелы Остин-Чалк в Техасе, а также мелы Англии (рис. 105). Мелы представляют собой тонкозернистый известковый аргиллит, состоящий в основном из остатков скелетов группы синезеленых водорослей, именуемой нанопланктоном. Как свидетельствует название, эти водоросли ведут пелагический образ жизни. Когда они погибают, их скелеты, так называемые коккосферы, опускаются на морское дно, иногда распадаясь на составные пластинки — кокколиты (рис. 106 и 107). Меловые известняки содержат также кальцисферы (микроскопические шарики неизвестного происхождения), мелкие пелагические фораминиферы-глобигериниды и редкую микрофауну. Последняя включает морских ежей, брахиоподы, пелециподы, губки, мшанки и одиночные кораллы. Часты и многочисленные биотурбации — следы жизнедеятельности *Thalassinoides* и *Zoophycus* [19]. Обычно присутствие желваков и прослоев кремня, известных на юге Англии преимущественно под названием «флинт». Нередко кремнем замещены и ископаемые следы жизнедеятельности (рис. 108). Постоянство морских условий накопления этой толщи подтверждается существованием латерально выдержанных твердых горизонтов, так называемых «устойчивых подошв» (*hardgrounds*). Последние представляют собой интраформационные эрозионные поверхности, как правило, корродированные и фосфатизированные. Они инкрустированы, т. е. покрыты коркой и раковинами моллюсков, обитающих на каменистом субстрате. Каждая эрозионная поверхность перекрывается тонким слоем аргиллитового мела с интраформационными базальными конгломератами, состоящими из обломков мела. Отдельные горизонты устойчивых пород могут быть прослежены на территории Северо-Западной Европы на сотни километров.



РИС 104 Шлиф породы формации Монпелье (миоцен), о. Ямайка

Порода представлена аллодепическим ваккитом накопленным в глубоководном желобе, содержит переотложенную мелководную фауну куда входят крупные бентосные формы мшеры и обломки рудистов



РИС 105 Меловой клиф верхнемелового возраста у Бнера, графство Девон
На снимке видна регулярная слоистость характерная для шельфовых отложений зоны «У»



РИС 106 Строение отдельной коккосферы мела, из которых состоят кокколиты Леуер Чок, Фолкстоун (сканирующий электронный микроскоп) Ув 11000



РИС 107 Кокколитовая природа мелового осадка Леуер Чок, Фолкстоун (сканирующий электронный микроскоп) Ув 2500 С разрешения Дж Янга

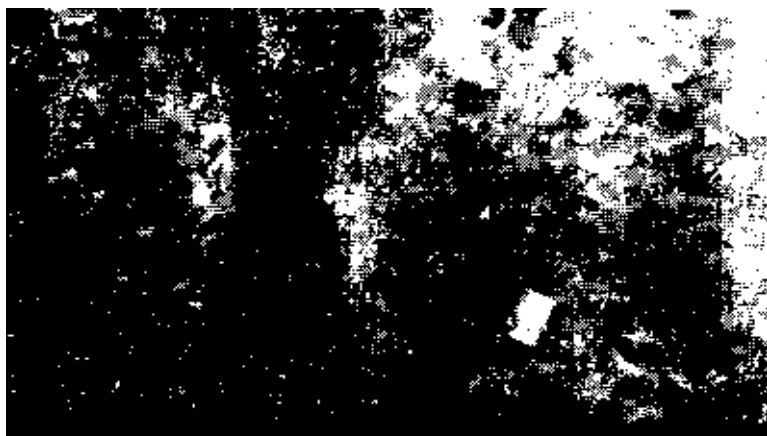


РИС 108 Образец мела, видно преобладающее окремнение ископаемых следов жизнедеятельности беспозвоночных Аннис Ноб, Биср, граф Девон (Великобритания)

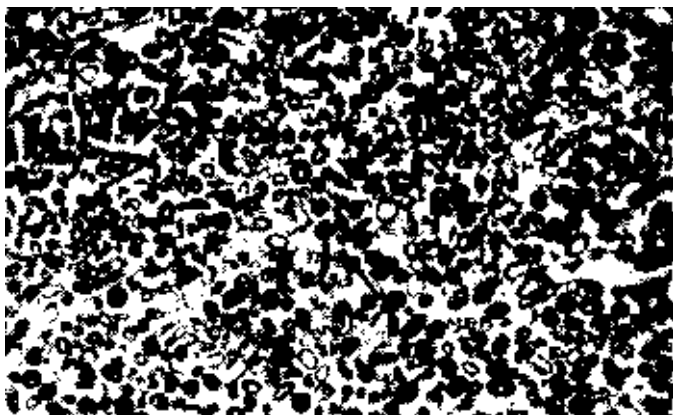


РИС. 109. Зернистый известняк с ооидами и биокластами — палеоценовая карбонатная микрофация: (погребенное состояние, бассейн Сурт, Ливия). Печатается с разрешения Оазис-Ойл-Компани.

Обстановка осадконакопления — шельф, высокий энергетический уровень. Ширина поля зрения 6 мм

Тонкозернистость и характерная для пород мелового возраста фауна свидетельствуют о том, что их накопление происходило в морской обстановке с низким энергетическим уровнем. Отсутствие бентосных водорослей означает, что морское дно находилось ниже эйфотической зоны. Детальные палеоэкологические исследования позволили определить глубины зоны накопления осадков в 200—600 м [60]. Таким образом, мелы мелового возраста служат хорошим примером для характеристики обстановки накопления внешнего шельфа; такого рода обстановки развивались тогда, когда глобальная морская трансгрессия распространялась на области континентальных шельфов. Однако локально могло происходить формирование рифов, и возникающие бассейны заполнялись мелями, переотложенными с шельфов и приносимыми мутьевыми и обломочными потоками. Примером такого рода является Центральный грабен Северного моря, как это показал У. Кеннели в работе, включенной в труды симпозиума «Накопление пород-коллекторов Северного моря».

Внешний и внутренний шельфы обычно разделяются барьером высокой волновой активности, сопоставимым с зоной «У» Ирвина. Как уже отмечалось, эта зона является областью накопления карбонатов с образованием скелетных или оолитовых песков на банках или формированием рифов. На рис. 109 показан образец мелководного зернистого известняка. Рифовая обстановка столь важна сама по себе, что ей, как уже отмечалось, будет посвящена следующая глава.

Как видно на рис. 102, внутренний шельф (зона «Z» Ирвина) может быть подразделен на три субобстановки: сублиторальную (*subtidal*), литоральную (*intertidal*) и надлиторальную (*supra-*

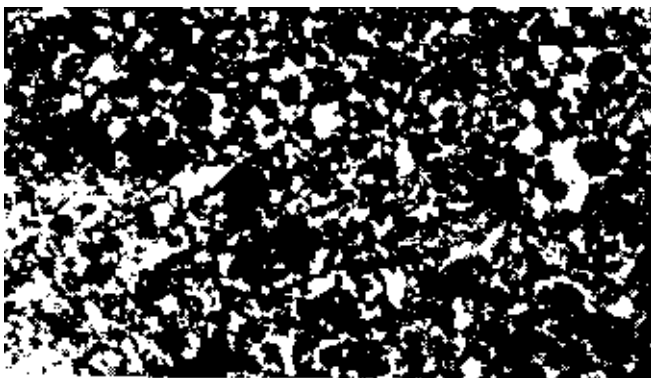


РИС. 110. Пористый известняк, состоящий из пеллет известковистого ила с рыхлым илистым матриксом — палеоценовая карбонатная микрофацция (бассейн Сурт, Ливия).

Неуплотненное состояние пеллет предполагает ранний диагенез, вероятно, в связи с почти одновременно с отложением субаэральной экспозиции (за счет приливов-отливов); внутренний шельф, обстановка с низким энергетическим уровнем. Ширина поля зрения 7 мм

tidal), Сублиторальная зона может занимать столь обширный район, что заслуживает того, чтобы ее просто именовали «внутренним шельфом», или же может быть столь узкой, что правильнее ее было бы назвать лагуной. Перечисленные закрытые мелкие обстановки допускают значительное по масштабам биогенное карбонатообразование, но принос нутриентов меньший, чем это наблюдается вдоль береговых баров, соответствует и меньшей скорости формирования. В результате образующиеся осадки обычно представляют собой скелетные ваккиты, фауна, как правило, имеет хорошую сохранность и иногда находится в положении роста. Если в фауне внешнего шельфа доминируют мелкие пелагические фораминиферы, то для внутреннего шельфа характерно развитие более крупных бентосных форм. Осадки внутреннего шельфа содержат также большое количество фекальных пеллет (рис. 110). Ранний диагенез и постседиментационная эрозия песков с фекальными пеллетами приводят к образованию сложных гроздьевидных частиц (так называемого «виноградного камня»). Карбонатные осадки литоральной зоны во многом схожи с рассмотренными выше сублиторальными отложениями. Но в них могут встречаться водорослевые строматолиты (от слегка волнистых скорлуп до более закономерно построенных колоний коллений). Субаэральная экспозиция вместе с перемежающимся затоплением пресными водами обуславливают такие особенности этих отложений, которые отсутствуют у их сублиторальных аналогов. К ним относятся трещины высыхания, а также отдельные корненозные горизонты, обязанные своим существованием растительности маршей. Наиболее характерный признак карбонатных отложений литоральной зоны — наличие неправильной формы поровых систем, параллельных напластованию. Неоднократно описанные, они получили

наименование «фенестрильной пористости» (или пористости высыхания), текстуры «птичьего глаза» или лоферита. Этот феномен связывают с самыми различными процессами: изгибание осадочных слоев во время выхода на поверхность, деформация, возникающая при выделении биогенного метана и выщелачивании органического водородсодержащего клея. Ранняя литификация и сразу же следующая за этим эрозия часто приводят к формированию интракlast, причем последние могут быть столь обильными, что образуют интраформационные конгломераты в приливно-отливных ложбинах или могут входить в состав осадков более мористых частей внутреннего шельфа. Обстановка накопления приливно-отливной зоны (литорали) по направлению к суше переходит в надлиторальную (см. рис. 102). Осадки этой зоны в основном аналогичны отложениям внутреннего шельфа, но им присущи черты, свидетельствующие более выразительно о субаэральной экспозиции, включая палеокарстовые поверхности. Аналогичным образом они несут и более явные признаки раннего диагенеза. В аридном климате могут преобладать условия, характерные для засоленных маршей (себх), — с постседиментационной доломитизацией и развитием эвапоритовой минерализации. В областях стабильной шельфовой седиментации часто встречаются генетические инкременты, охватывающие отложения от внешнего шельфа до литоральной зоны включительно. В тектонически активных районах с хорошо выраженными границами шельфа пояса фаций выделяются более отчетливо и могут быть закартированы.

Терригенные отложения шельфа. Общее представление об обстановках осадконакопления с низким или высоким энергетическим уровнем может быть распространено и за пределы царства карбонатов — на терригенные отложения.

Нижнепалеозойские породы щитов Сахара и Аравийского демонстрируют широкое развитие трех осадочных фаций (их подробное описание дано Ф. Бендером для Иордании, А. Хелалем для Саудовской Аравии, Е. Клитшем для Ливии и Чада, А. Беннасефом с соавторами для Алжирской Сахары).

1. *Грантолитсодержащие сланцы и тонкозернистые песчаники.* Максимум своего развития они достигают в бассейнах, например, таких как Мурзук и Куффа в Ливии и Табук в Саудовской Аравии. Обычно эта фация имеет ордовикско-силурийский возраст.

2. *Пески от средне- до тонкозернистых,* хорошо сортированные, развиты на обширных площадях. Содержат тонкие прослои сланцев с *Cruziana* (ископаемые следы движения трилобитов) и следы жизнедеятельности *Tigillites* (*-Scolithos-Sabellarifex*). Эта фация представлена породами формации Ум-Сахм в Иордании и песчаниками Хауаз в Южной Ливии (ордовик).

3. *Крупнозернистые галечные косослойные пески,* имеющие широкое латеральное распространение, обычно лишены ископаемых, к ним относятся песчаники Сак в Саудовской Аравии, породы формации Салсб, Ишрин и Дизн в Иордании и песчаник Хассауна в южной Ливии (кембро-ордовик).

Седиментологические исследования и анализ следов жизнедеятельности ископаемых организмов в вышеописанных толщах Южной пустыни Иордании показали, что эти три фации представляют собой (снизу вверх): аллювий ветвящихся рек, отложения морского шельфа и дельтовые осадки, как показано в работах автора 1970 и 1972 гг. Описание предполагаемой морской шельфовой фации на примере формации Ум-Сахм Иордании будет приведено ниже (рис. 111).

При мощности около 250 м эта формация широко обнажается в Южной пустыне Иордании и может быть прослежена к востоку в Саудовскую Аравию. Ее юго-западная граница имеет эрозионный характер, на северо-востоке она перекрывается граптолитовыми сланцами и песками. Формация Ум-Сахм включает тонко- и среднезернистые хорошо сортированные протокварциты, имеющие в свежем изломе грязно-белый цвет, а в выветрелом состоянии — темно-коричневый (рис. 112).

Пески массивные или плоскостонные, мощность прослоев 5—15 см. Отдельные слои объединены в серии, последние имеют значительную латеральную выдержанность (рис. 113). В отличие от нижележащей фации аллювия ветвящихся рек эти пески не бывают приурочены к руслам. Ориентация передовых слоев свидетельствует об отложении течениями, направленными на северо-восток, в сторону от Аравийского щита. На нескольких уровнях отмечаются слои серого пластинчатого алевролита и очень тонких микрокостистых песков мощностью около 1 м. Эта толща распространена в виде покровов и может быть трассирована на тысячи километров вдоль палеосклона и перпендикулярно ему.

Ископаемые следы жизнедеятельности беспозвоночных включают *Cruziana* (которые считают следами передвижения трилобитов), вертикальные трубчатые образования, именуемые *Sabillariifex* (*-Scolithos-Tigillites*), субгоризонтальные ископаемые следы типа *Harlania* (*-Arthropycus*).

Косая слоистость и покровная геометрия песчаников Ум-Сахм доказывают, что их накопление связано с мегарябью, возникающей под действием однонаправленных донных течений открытого моря (т. е. не ограничено только каналами приливно-отливного стока). Сланцы и песчаники со знаками ряби свидетельствуют о перемежающихся низкоэнергетических условиях. Если *Cruziana* являются ископаемыми следами перемещения трилобитов, то, вероятно, необходимо признать, что накопление этих осадков происходило в морских условиях. Но более вероятным кажется, что образование песчаных отложений Ум-Сахм связано с мигрирующими отмелями на открытом морском шельфе, т. е. что они представляют классический пример обстановки зоны «У» Ирвина. Однако сланцевые прослои могли образоваться или в находящейся ниже зоны волнового воздействия морской зоне «Х» с ее низким энергетическим уровнем, или в мелководной, тоже низкоэнергетической обстановке, приуроченной к обращенной в сторону берега стороне песчаных отмелей зоны «Z». Ключ к ре-

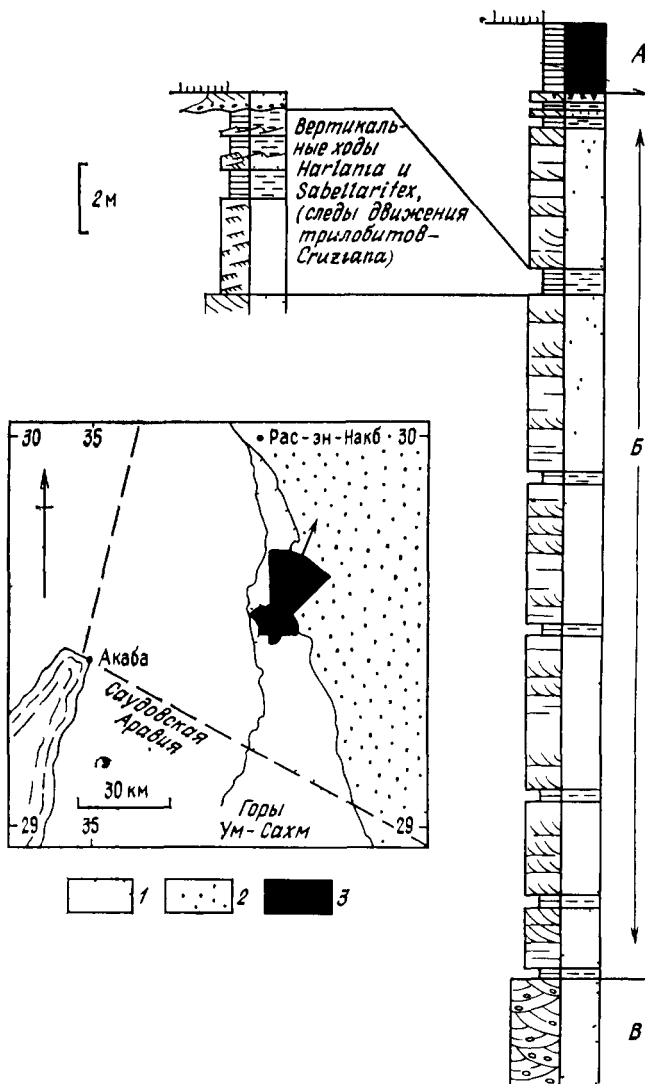


РИС. 111. Сводный разрез и карта обнажений пород формации Ум-Сахм, Иордания.

Основная часть напластования представлена косослоистыми мелководными песками (зона «У»), подчиненное положение занимают биотурбированные измельчающиеся вверх по разрезу сланцы приливно-отливной отмели (зона «Z»), как показано на врезке слева 1 — участок, где породы формации Ум-Сахм обнажаются на поверхности, 2 — показано погребенное обнажение, отвечающее площади развития толщи, 3 — ориентация 109 ко сых слоев, А — группа Хрейм (дельтовая), Б — формация Ум-Сахм (морской шельф), В — формация Дизи (аллювий ветвящихся русел)

шению этой дилеммы дают следы движения и отпечатки ископаемых организмов. Исследования следов жизнедеятельности современных и древних организмов показывают, что они могут быть подразделены на несколько специфических, характерных для той или иной обстановки, ассоциаций [19]. Ассоциация, характерная для сланцев формации Ум-Сахм,— это классический пример серии *Cruziana/Scollithos*, типичных для прибрежной части приливно-отливной зоны. Поэтому гонимая субфация Ум-Сахм должна быть скорее соотнесена с обстановкой, отвечающей зоне «Z» (обращенная к берегу сторона песчаных отмелей), чем с более глубоководной обстановкой с низким энергетическим уровнем, приуроченной к зоне открытого моря «X».

Таким образом, формация Ум-Сахм Иордании относится к осадкам морского шельфа. Приведенный выше материал показывает, как концепция трехзонального шельфа может быть использована и в случае некарбонатных фаций.

В заключение нашего рассмотрения морских шельфовых отложений отметим следующее.

1. Важно отличать тектонические шельфы и тектонические бассейны от седиментарных шельфов и бассейнов. Это отнюдь не синонимы.

2. Тектонический шельф — это стабильная часть земной коры, которая является ареной действия как эрозии, так и накопления осадков. Седиментация может происходить в самых различных обстановках — от континентальных условий через прибрежные до условий открытого моря.

3. Шельфовая обстановка осадконакопления может быть приурочена к подводному тектоническому шельфу.

4. Тектонический бассейн — это значительная, в основном в виде синклинали, часть земной коры (хотя на самом деле тектонический бассейн может иметь и выпуклую форму за счет кривизны земной поверхности).



РИС. 112. Облагашение пород формации Ум-Сахм в Южной пустыне, Иордания.

Являющиеся горизонтально карниз образуются за счет слабого выветривания слоев сланца со следами жизнедеятельности ископаемых организмов.



РИС. 113 Плоскостной пачка в породах формации Ум-Сахм, Иордания

5. Если скорость опускания выше скорости седиментации, то бассейн могут заполнять глубоководные осадки (примером тому служит пермский бассейн Делавэр в западном Техасе, см. с. 225).

6. Медленное погружение тектонического бассейна может привести к его заполнению осадками мелководного морского шельфа, береговых линий или обычными бассейновыми

7. Обстановка открытого морского шельфа является лишь частным случаем, т. е. одной из тех обстановок, что могут развиваться на тектоническом шельфе. Она может оказаться преобладающей в условиях полого прогибающегося тектонического бассейна.

В отложениях морского шельфа выделяют три главных типа. Ниже базы волнового воздействия в низкоэнергетических условиях формируются кальцилиты и сланцы. Там, где основание волны совмещается с полого наклоненным морским дном, в высокоэнергетических условиях формируются отмывы (карбонатные или кластические) пески, образуются подводные банки и барьерные бары.

В верхней части склона к лагунам и приливо-отливным отмелям приурочена вторая обстановка с низким энергетическим уровнем. Здесь может происходить накопление глинистых осадков, или, при отсутствии поступления материала с суши, образование пеллетовых известняков, доломитов и эвапоритов.

Предлагаемая концепция выделения трех главных типов обстановок морского шельфа в равной мере справедлива как для районов слабого погружения, как, например, Уиллистонский бассейн, так и для более сложных в тектоническом отношении областей, например, для бассейна Сурт (Сирт). Это касается как обстановок накопления карбонатов, рассмотренных выше, так и обста-

новоков накопления терригенных шельфовых осадков, как в случае формации Ум-Сахм в Иордании.

В областях, аналогичных бассейну Уиллистон, эвапориты вне всякого сомнения являются отложениями мелководья (? диагенетическими, надприливными), мигрировавшими со временем к центру бассейна.

Эвапориты встречаются в центральных частях многих карбонатных осадочных бассейнов, таких как Мичиганский бассейн силурийского возраста и бассейны пермского возраста западного Техаса и Северного моря. Их положение в таких депоцентрах заставляет связывать генезис этих эвапоритов с дном глубоких замкнутых морских бассейнов, как это делали Х. Бочерт и Р. Мьюир. Интересно, однако, проверить, не являются ли некоторые из них на самом деле мелководными отложениями зоны «Z» шельфа, как это считают некоторые исследователи, например Д. Шермани, Дж. Фулер, Д. Киркленд и Р. Эванс.

ЭКОНОМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ

Шельфовые отложения имеют большое экономическое значение. Многие известные на Земле месторождения нефти приурочены к карбонатным шельфам; к ним относятся нефтяные месторождения Ирака, Ирана, Ливии и бассейна Уиллистон (см. работы Х. Даннингтона, Н. Фолкена, Б. Колли и Ч. Карлсона и С. Андерсена соответственно, а также сб. материалов VI Международного конгресса по геологии нефти и «Обстановки нефтенакпления» под редакцией Л. Уикса).

Согласно всем этим исследованиям нефть накапливается главным образом в отмелевых карбонатах зоны «Y» и связанных с ней рифах (см. с. 225). Последние часто сохраняют свою первичную пористость (некоторые нефтяные месторождения Ливии приурочены к абсолютно неконсолидированным карбонатным пескам), или же они могут быть цементированы, но за счет доломитизации и выщелачивания в них может сформироваться вторичная пористость.

Фация прибрежной зоны «Z» с ее низким энергетическим уровнем обычно менее благоприятна для формирования нефтяных залежей. В микрокристаллических доломитах и пеллетовых известняках иногда наблюдается пористость. Важным с точки зрения повышения потенциальных коллекторских свойств пород этой фации представляется трещинообразование. Кепроки нефтяных пластов, связанные с шельфовыми карбонатами, обычно бывают представлены эвапоритами себхи, хотя эту же роль может играть и микритовый мел.

Микриты зоны «X» редко оказываются перспективными с этой точки зрения. Они могут быть пористыми, как мел, например. Однако обычно, если только не отмечается сильной раздробленности, проницаемость здесь отсутствует. Происхождение месторождения

Экофиск и сопряженных месторождений Северного моря связывают именно с такими залежами (см. [61] и работы П. Шолла и др.).

Большое значение при этом приобретает регионально выдержанная стратиграфия, поскольку это обеспечивает формирование значительных нефтяных залежей. Например, мелководные известняки Араб-Д позднелюрского возраста в Саудовской Аравии являются вмещающими породами месторождения Гхавар протяженностью более 30 км. Пологие, но регионально выдержанные наклоны осадков карбонатного шельфа благоприятствуют аккумуляции углеводородов с огромных площадей.

Все изложенное доказывает, что карбонатные шельфовые отложения представляют определенный интерес с точки зрения поисков нефти и газа. Концепция деления шельфа на три зоны (X, Y и Z) оказывается полезной и помогает осуществлять прогноз оптимальных с точки зрения скопления нефти и газа характеристик в таких породах. Дж. Уилсон и А. Ринкманн и Г. Фрицман [70, 110] дают примеры более подробного фациального анализа в поисково-разведочных работах на нефть в карбонатных толщах.

Карбонатные шельфовые отложения представляют экономический интерес и другого рода, поскольку в них могут содержаться эвапориты и фосфаты. Происхождение фосфатов — это сложная и противоречивая проблема, и параметры, которые контролируют обстановку их накопления, не вполне ясны (см. работу Р. Бромли в [19]). Ценные фосфатсодержащие отложения встречаются в верхнемеловых шельфовых карбонатах Ближнего Востока. Они приурочены к поясу, тянущемуся от Сирии (формация Сухне) через Вади-Сирхан в Саудовской Аравии в Иорданию, Палестину, Египет и Марокко. Хотя фациальные взаимоотношения ясно свидетельствуют об их морском происхождении, конкретные обстановки, в которых происходило накопление этих фосфатов, были, по-видимому, различны. Так, в Египте, согласно данным Р. Саида, они соотносятся с обстановкой регрессирующей береговой линии, в то время, как М. Юссеф считает, что они накапливались в синседиментационных бассейнах (в наиболее глубоких частях морского ложа). С другой стороны, в Иордании, согласно Ф. Бендеру, фосфагная фация приурочена к палеоподнятиям. Проблема эта представляет значительный интерес и подробно рассмотрена в работах А. Нотольта и Г. Багурина.

ПОДПОВЕРХНОСТНАЯ ДИАГНОСТИКА ШЕЛЬФОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Методы распознавания шельфовых отложений широко различаются в зависимости от того, идет ли речь о карбонатных или терригенных осадках, как это показал П. Геккель.

Как уже указывалось в гл. I, обстановки накопления карбонатов диагностируются главным образом на основе петрографии, тер-

ригенные отложения выявляются в основном по последовательностям осадочных текстур и размерности частиц

Таким образом, подповерхностная диагностика карбонатных пород в значительной степени основывается на данных, полученных при исследованиях под микроскопом бурового шлама, дополняемых изучением керна, когда таковой имеется

В пределах зон «X», «Y» и «Z» конкретные литологические единицы могут быть выделены по их текстуре и типу зерен, как это показано на рис 99 и 100 Состав и текстура карбонатов меняются в направлении от центра бассейна к его окраине в такой последовательности: микрит, ваккит, пэккит, зернистый известняк (или баундстоун в случае рифовых береговых линий), пэккит, микрит. Соответственно варьирует и тип частиц — от известкового ила (с пелагическими ископаемыми), скелетных зерен бентосных фоссилий и /или оолитов до пелоидальных частиц в зоне «Z», в лагунах и на приливно-отливных отмелях Конечно, такое изложение грешит значительным упрощением, и очевидно, что диагностику обстановки осадконакопления карбонатных пород невозможно осуществить без практического изучения современных карбонатных осадков и микропетрографических исследований соответствующих древних отложений

Напротив, распознавание терригенных шельфовых отложений сталкивается с целым рядом проблем Во многих случаях эти отложения неотличимы от песков береговых баров, особенно там, где морские пески лежат поверх несогласия и сами перекрываются трансгрессивными морскими сланцами

Изучение современных шельфовых морей с сильными приливно-отливными течениями, например таких, как Северное море или моря Юго-Восточной Азии, привлекли внимание к песчаным грядам, мигрирующим по размытому течением коренному ложу.

Эти гряды могут иметь мощность до 10 м при ширине в сотни метров и протяженности в несколько километров и идти параллельно оси отливного течения и потока, как показано в работах А. Страйда и Х. Рейнека Они бывают сложены ракушечными глауконитовыми песками Как показывают результаты съемки с помощью искрового разряда, они имеют сложную внутреннюю косую слоистость, отражающую сложность систем течений, с которыми связано их образование

Подповерхностная диагностика песчаных тел, создаваемых приливно-отливными течениями и аналогичных этим грядам, иногда может быть осуществлена по данным сейсмических наблюдений. Такого рода «песчаные достройки», как их иногда в просторечии именуют, обнаруживают плоские подошвы, сложные внутренние рефлекторы и волнистые верхние поверхности На рис 114 представлена каротажная диаграмма для скажины, пройденной в песчаном теле, связанном происхождением с действием приливно-отливных течений.

Литература [19, 25, 38, 49, 60, 61, 70, 74, 86, 110]

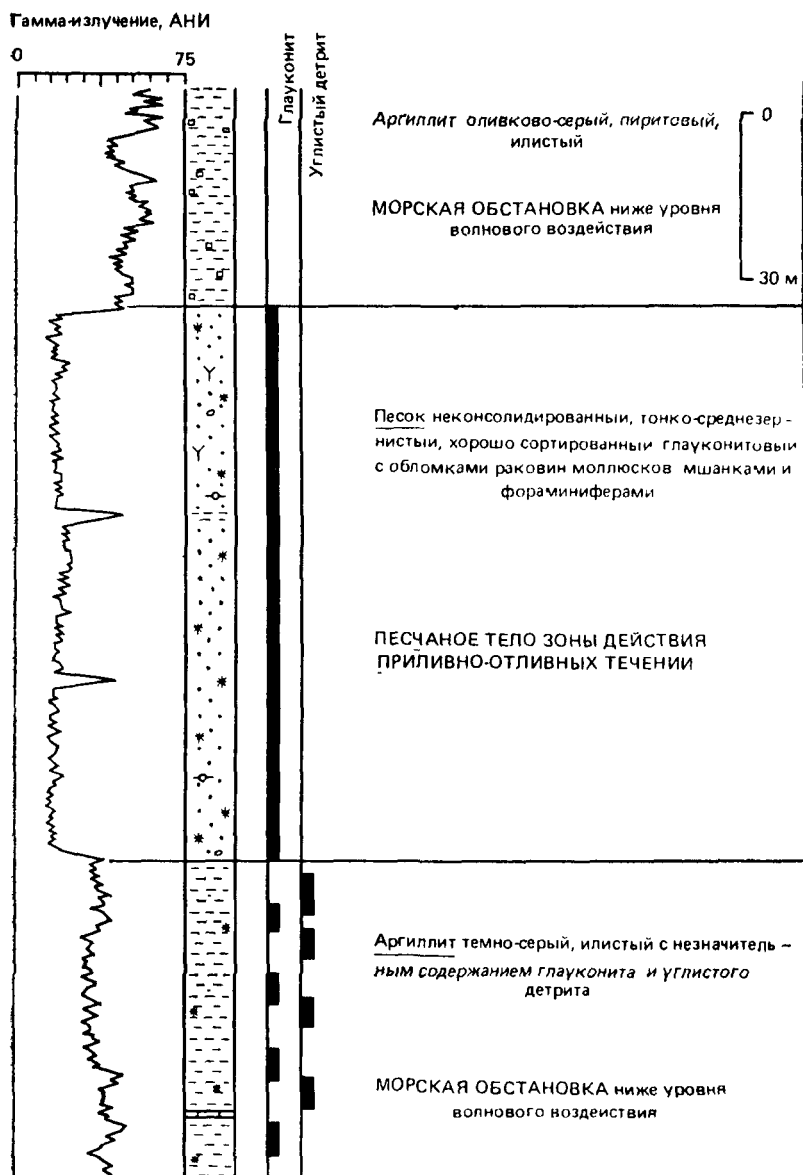


РИС. 114. Результаты бурения скважины в песчаном теле, генезис которого связан с приливно-отливными течениями. По [79], с разрешения Американской ассоциации геологов-нефтяников.

Обращают на себя внимание литология (глауконит, обломки раковин), резкая разлодоща и явно равномерный характер кривой гамма-каротажа

ГЛАВА IX

РИФЫ

Первоначально термин «риф» применялся к скалистым выступам морского дна, о которые разбивались корабли. Коралловые рифы, встречающиеся в настоящее время в тропических водах, представляют особую форму опасных для навигации образований.

Геологи используют термин «риф» применительно к образованиям, построенным из известковых скелетов организмов, обитавших в этом месте.

Во многих случаях, однако, невозможно доказать, представлял ли древний «риф» некое топографическое поднятие морского дна или, когда таковое было, не было ли оно останцом пород, устойчивых в отношении волнового воздействия.

Е. Каммингз в 1932 г. в работе «Рифы или биогермы?» классифицировал известковые скелетные образования следующим образом.

Биогерм: «Риф, банка или иное образование округлой формы; термин используется применительно к рифоподобным, холмо- или линзовидным или каким-либо иным округлой формы структурам, сложенным исключительно органогенными породами, заключенными в породы иного литологического состава».

Биостром: «Четкослоистые структуры, такие как ракушняк, криноидные, коралловые слои и т. д., состоящие и построенные главным образом из скелетов обитающих в этом месте организмов, не имеющие сводно- или линзоподобной формы плоские тела или слои».

Соответственно термин «риф» использовался в очень широком смысле применительно к линзам карбонатов, выявленным часто лишь на основе сейсмических исследований еще до того, как осуществлялось бурение. Проблема классификации и идентификации рифов рассматривалась целым рядом исследователей, в частности Р. Данхемом, Ч. Брейтуэйтом, П. Геккемем. Привязать линзы карбонатных пород к одному из жестко определенных классов, как это предполагают отдельные номенклатурные схемы, чрезвычайно трудно. И не только потому, что изучению в горных выработках или по керну доступно лишь ограниченное число пород, но также и потому, что диагенез способен быстро уничтожать те характерные признаки, фаунистические и структурные, на которых зиждится само определение «риф».

В соответствии с задачами этой книги нами использованы следующие определения:

карбонатная достройка * — пласт (линза) карбонатной породы (описательный термин). Достройки могут быть двух типов:

* «Карбонатная достройка», или «карбонатная постройка» (**buildup*), в советской литературе чаще употребляется вторая форма.

риф — карбонатная достройка из скелетных организмов, которая во время формирования представляла топографический выступ, устойчивый к волновому воздействию, возвышавшийся над общим уровнем морского дна;

банка — карбонатная достройка, которая во время формирования являлась топографическим выступом из материала, который не мог противостоять волнам, т. е. оолитовые отмели, ракушечные банки или гряды, сложенные обломками криноидей.

В этой главе дается описание древних карбонатных построек, которые интерпретировались как рифы, но в первую очередь будут рассмотрены особенности современных рифов. Среди них наиболее хорошо документированы коралловые рифы. Обобщение данных по этому вопросу основано на ряде специальных работ, в том числе тех, что приведены в списке литературы.

СОВРЕМЕННЫЕ РИФЫ

Большинство современных рифов встречается в мелководных тропических морях. Факторы, ограничивающие развитие рифов, достаточно разнообразны, но в целом наиболее благоприятны для роста рифов такие условия: глубина менее 25 морских саженей (1 сажень = 182 см), соленость 27—40 ‰, при том что температура воды редко бывает ниже 20 °C [84]. О коралловых рифах Норвежского побережья, рассмотренных Ч. Тейчером, образовавшихся в холодных водах на глубинах в 35 морских саженей, приходится говорить как об исключении. Рифы, образованные известковыми водорослями, могут формироваться в неморских водах.

Биота современных рифов крайне разнообразна. Устойчивый каркас рифов образуют кораллы, известковые водоросли, гидрокораллины («коралловый мох») и мшанки. Фактически главенствующее положение в этом сообществе принадлежит кораллам. Среди других организмов, связанных с рифами, находятся известковые губки, фораминиферы, иглокожие, пелециподы, гастроподы и сабеллериды (т. е. организмы, переводящие карбонат кальция из раствора в скелетные формы).

Рифовый комплекс в разрезе может быть подразделен на четыре геоморфологических элемента (рис. 115).

Как правило, рифы отделяют мелководье лагун от открытого моря. Дно лагун в наиболее глубоких частях покрыто карбонатным илом, а на мелководных участках, где действуют турбулентные течения, песком. Лагунные осадки состоят из фекальных пеллет, фораминиферовых песков, кораллово-водорослевых песков, включающих мелкие обломки кораллов и известковых водорослей вместе с другими скелетными песками и мельчайшими частицами карбонатного ила. Цепочки рифов могут быть рассеяны по всей лагуне.

Размерность частиц вкост лагуны увеличивается в направлении рифов, и локально осадки могут быть представлены конгло-

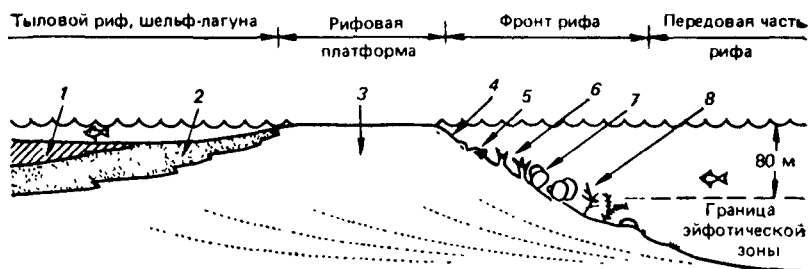


РИС. 115. Схематический разрез рифа, показывающий распределение различного типа осадков и соотношение экологии и обстановки осадконакопления:

1 — илы с фекальными пеллетами; 2 — кораллово-водорослевый детрит намывного конуса; 3 — породы растущего рифа; 4 — инкрустирующие виды; 5 — коротковетвистые (пнеоморфные) виды; 6 — ветвящиеся; 7 — пластинчатые; 8 — папоротникоподобные

мератами, состоящими из обломков органогенных пород, оторванных от рифов и перенесенных в лагуну штормами.

Собственно риф, как следует из его определения, состоит из твердого волноустойчивого каркаса, построенного из органических известковых скелетов. Вершина рифа плоская, так как создающие его организмы не выдерживают продолжительной субаэральной экспозиции. Кроме того, верхняя поверхность рифа постоянно эродирована и выколачивается под действием волн, ее пересекают направленные в сторону моря волновые каналы. Иногда верхние части этих поперечных каналов, секущих внешний край рифа, перекрываются наростами того же рифового материала и приобретают форму подводных туннелей. Сам жесткий каркас рифа зачастую отличается высокой степенью пористости (согласно К. Эмери, до 80 %).

Верхняя часть обращенного в сторону моря края рифа, так называемый фронт рифа, представляет собой подводный клиф с осыпным склоном у подошвы. Он сложен обломками органогенной породы, отломившимися от фронта рифа; вниз по склону, т. е. в сторону глубоководья, размер частиц уменьшается. Непосредственно у подошвы фронта рифа могут располагаться крупные обломки пород, слагающих риф, затем по мере увеличения глубины идут пески и илы. Осыпному склону отвечает фауна, аналогичная той, что наблюдается в пределах самого рифа, однако более спокойные условия позволяют развиваться более тонковетвистым кораллам и известковым водорослям. Рифовая осыпь имеет слабо выраженную слоистость с наклоном в сторону моря. На краях древних рифов отмечались оползни и турбидиты (см. с. 209).

Что касается геометрии рифов, то тут важно выявить их истинную геометрию. Вероятно, рифы можно сравнить с машинами по производству карбонатного осадка. Биогенный карбонатный материал, который формируется в рифовой обстановке, подвергается постоянным атакам моря. Таким образом, относительно небольшие участки собственно рифа, по-видимому, сохраняются в преде-

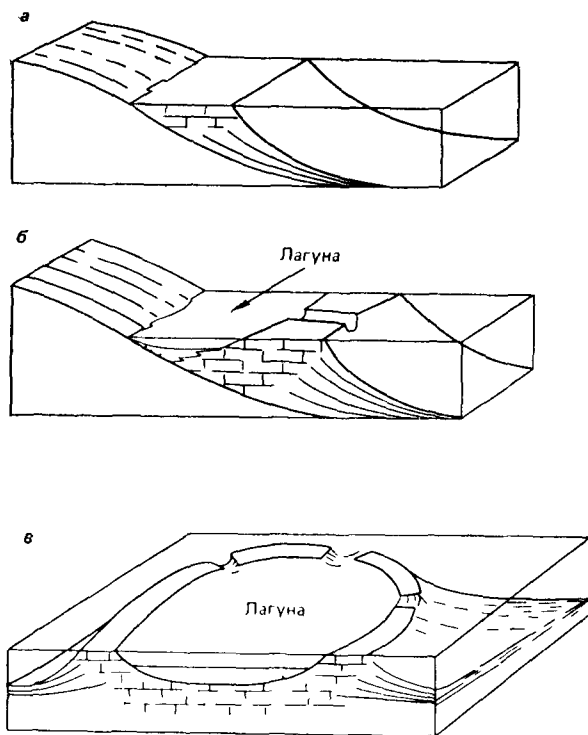


РИС. 116. Три главные типа современных рифов
 а — окаймляющий, или береговой, б — барьерный, в — атолл

лах обширных образований, состоящих из переотложенных с рифа коралло-водорослевых песков и илов. Это хорошо видно на примере Большого Барьерного рифа Австралии. Хотя эта полоса современных рифов тянется вдоль побережья более чем на 2000 км, лишь немногие отдельные рифы имеют протяженность более 20 км.

В соответствии с их геометрией современные рифы подразделяют на три главных типа. Разумеется, существуют и переходные типы.

Окаймляющие, или береговые рифы представляют собой линейные в плане и идущие параллельно берегу рифы без каких-либо промежуточных лагун (рис. 116). Такого типа рифы могут образоваться там, где благодаря скудным атмосферным осадкам поступление пресной воды невелико, а ил, который сносится в море, задерживает рост колониальных рифовых организмов. Хорошим примером могут служить береговые рифы, окаймляющие пустыни залива Акаба в Красном море.

Барьерные рифы тоже линейные образования, но отделенные от суши лагуной (см. рис. 116). Лагуна может быть относительно узкой или, как в случае Большого Барьерного рифа Австралии,

представлять собой участок открытого моря шириной в сотни километров.

Атоллы — коралловые рифы приблизительно округлой формы, отгораживающие лагуну от открытого моря (см. рис. 116). Рифы такого типа широко распространены в Тихом океане; типичный пример — атолл Бикини. Классическая теория, объясняющая возникновение атоллов, была сформулирована Ч. Дарвином в 1842 г. Согласно этой теории барьерные рифы первоначально формировались вокруг вулканических островов. По мере того как остров погружался под действием собственной тяжести, происходила — в соответствии с относительным повышением морского уровня — надстройка рифового сооружения. В конце концов, после того как вулканический остров полностью исчезал под океанической гладью, над водой оставался округлый коралловый риф, или атолл.

Результаты исследования современных рифов и основные принципы их развития успешно используются в изучении рифов древних [40, 95]. Однако рассмотрение конкретных примеров ископаемых рифов необходимо предварить рядом замечаний.

Во-первых, рифообразующие организмы прошлого отнюдь не всегда относились к тем же группам, что мы наблюдаем сегодня. Роль различных групп организмов меняется во времени и пространстве. Так, например, известковые водоросли в некоторых ситуациях действуют лишь как материал, цементирующий скелетный каркас рифа. В других случаях и в иные геологические эпохи эти водоросли доминировали в формировании самой жесткой структуры рифа.

Во-вторых, следует отметить, что современные рифы пострадали от субаэральных воздействий в плейстоценовый период. Поэтому их современная топография не столь выразительна. В частности, необходимо иметь в виду, что большинство современных фронтов рифов являются древними морскими клифами.

В-третьих, это относится к геометрии современных и древних рифов. Очевидно, что настоящие береговые рифы в геологической летописи встречаются редко. Комплексы линейных рифов распространены широко, но представлены барьерным типом и отделяют отложения открытого моря от лагунных фаций или лежат на структурных поднятиях между пониженными частями бассейна.

Ископаемые атоллы редки. Субаэральные рифовые комплексы описаны как атоллы, но они не покоятся на вулканических конструкциях. Примерами ископаемых атоллов служат атолл Хоншу (Подкова) и рифы Скарри-Снайдер (пенсильванского возраста) в западном Техасе и риф Эль-Абра в Мексике. Последний вначале считали барьерным баром, но исследования дальней прибрежной зоны, как сообщает Е. Гузман, выявили, что он имеет овальную форму.

Второй основной тип древних рифов, кроме барьерных, это округлые рифовые ядра, окаймленные склоновыми рифовыми осыпями. Ядро может ограждать лагуну с подветренной стороны. Этот тип структуры именуют «изолированным рифом» или, когда в вер-

тикальном разрезе наблюдается существенно конусообразная форма, «рифовым пиком».

Ниже рассматриваются конкретные примеры древних барьерных рифов и атоллов.

ПЕРМСКИЕ РИФЫ ЗАПАДНОГО ТЕХАСА: ОПИСАНИЕ И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Описание. Одна из наиболее хорошо задокументированных древних окраин карбонатного шельфа приурочена к пермским породам западного Техаса (рис. 117 и 118). Рифы обнажаются по кромке бассейна Делавэр и в погребенном состоянии прослеживаются далее на восток по краю платформы Мидленд, где с ними связаны крупные месторождения нефти. По причине их важного экономического значения эти рифы весьма интенсивно исследовались в обнажениях, а кроме того, проводился анализ фаций и устанавливалось их распространение по данным бурения и результатам геофизических исследований. Нижеследующее описание дается на основе обобщения известных литературных данных.

В серии осадочных фаций могут быть выделены такие, что располагаются концентрически по ограничению бассейна, и те, что распространяются одна над другой в направлении его центра (табл. 7).

На северо-западном шельфе различаются три фации: Бенэл, Чок-Блаф и Карлсбад. Они встречаются в хорошо выдержанных

Таблица 7

Фации и обстановки накопления пермских пород западного Техаса.
По данным Ф Мейснера, Дж. Уилсона и др.

Фация	Описание	Обстановка накопления
Бернэл	Красный алевролит	Континентальные условия
Чок-Блаф	Тонкослоистый гипс и доломитовый ваккит	Эвапоритовая себха
Карлсбад	Доломитовый ваккит, водорослевые строматолиты Пеллоидальные доломиты Косослоистые скелетные доломитовые зернистые известняки	Ограниченный шельф Обсыхающая краевая часть шельфа
Кэпитэн	Скелетные ваккиты и баундстоуны Основные ваккиты и брекчия со склоновой слонстостью	Рифы или край шельфа Край склона
Делавэр	Черные радиоляриевые сланцы Тонкозернистые песчаники	Некомпенсированный бассейн Турбидиты

С
↑
Ю

Примечание Отложение турбидитов бассейна Делавэр и красной толщи Бернэл происходило в регрессивные фазы, другие фации накапливались во время трансгрессий. Стрелкой показано направление с юга на север.

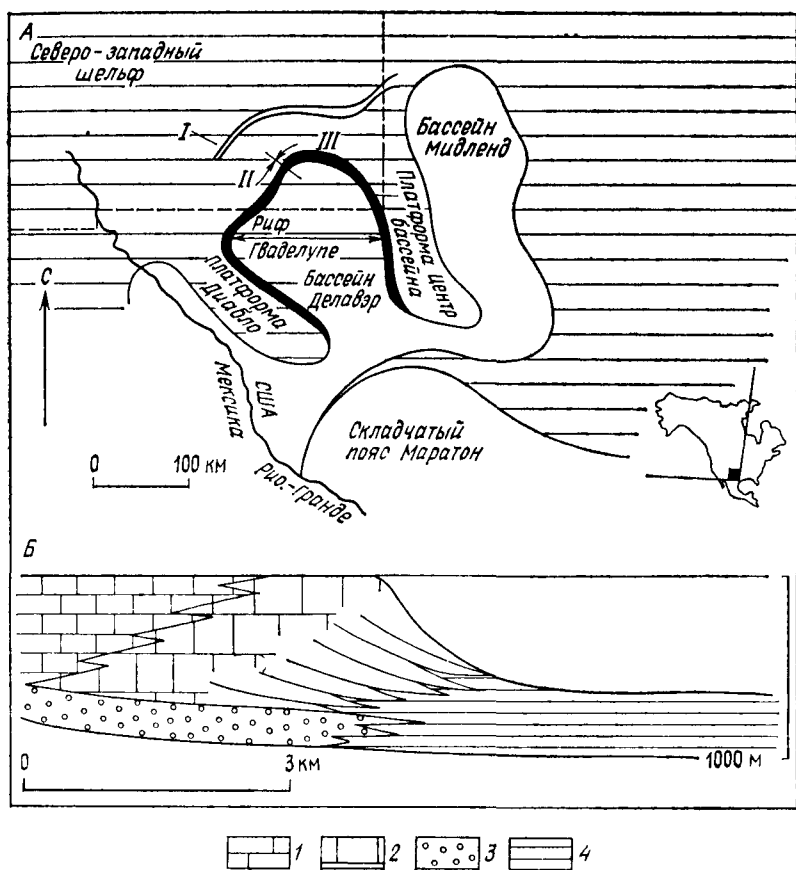


РИС. 117. Пермская тектоническая (конседиментационная) структура Западного Техаса — А (граница шельфа показана толстой заливой линией) (по П. Кингу, модифицировано) и схематический разрез (Б), иллюстрирующий распространение фаций пермских пород в западном Техасе (по Н Ньюэлу, и др, модифицировано).

Шельфовые фации: Бернэл, Чок-Блаф и Карлсбад; окраина шельфа известняк фации Кэпитэн; бассейновая фация песчаники и сланцы групп Делавэр 1 — шельфовая фация (себха—лагуна); 2 — биолититовая фация краевой части шельфа (осыпной склон рифа). 3 — калькаренитовая фация края шельфа (скелетные пески мелководья), 4 — бассейновая фация (дно некомпенсированного бассейна)

переслаивающихся формациях. Фация Бенэл, которая наиболее хорошо развита на севере, включает пластинчатые красные алевролиты с трещинами высыхания и переслаивающиеся косо- и тонкослоистые красные песчаники.

Присущая этой фации тонкозернистость свидетельствует о ее накоплении в обстановке с низким энергетическим уровнем, а трещины высыхания и красный цвет осадочных пород указывают на субаэральную экспозицию и существование континентальных условий. Поэтому наиболее вероятным представляется, что эта фация

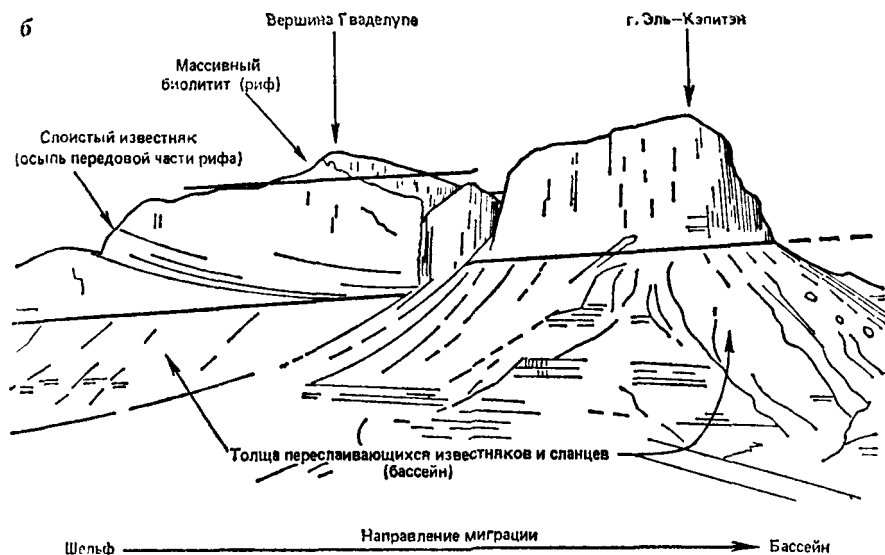


РИС 118. Фотография (А) и схема (Б) гор Гваделупе (западный Техас), демонстрирующие взаимоотношения фаций. Печатается с разрешения Дж Хармса, П. МакДаниэла и Л. Прэя

отлагалась в сложной системе обширных мелководных лагун или плайевых озер.

Далее к югу вкрест шельфа континентальная фация Бенэл, линзовидно выклиниваясь, перемежается с фацией Чок-Блаф. Эта последняя включает тонкослоистые гипсы и доломитовые ваккиты. Переход эвапоритовых пород к югу в морские карбонаты предполагает, что фация Чок-Блаф накапливалась в обстановке лито-рального соленого марша.

Третья и наиболее выдвинутая в бассейн фация Карлсбад может быть подразделена на две субфации: первую из них представляют доломитовые ваккиты и пэккиты с обильными пелоидальными зернами. Она содержит также водорослевые строматолиты. Последние свидетельствуют об обстановке морского мелководья, причем плохая сортировка предполагает условия слабого разветвления, а обилие пелоидальных зерен типично для современных прибрежных лагун и ограниченного морского шельфа. Вторая из субфаций фации Карлсбад включает косослоистые доломито-скелетные зернистые песчаники. Косая слоистость и хорошая сортировка, присущие этой субфации, предполагают ее отложение на открытом морском шельфе.

Между тремя вышеописанными платформенными фациями и бассейном находится фация Кэпитэн, отвечающая краевой зоне шельфа. В ней также выделяются две субфации. Вдоль гребня уступа располагаются массивные карбонаты: рифовый баундстоун* (*in situ*) и скелетные зернистые известняки и ваккиты. Ископаемые этой фации представлены двумя видами организмов: одни ведут прикрепленный образ жизни, а другие — инкрустирующие колонизальные организмы. Сюда входят губки, мшанки, известковые водоросли, криноидеи и брахиоподы. Настоящие кораллы встречаются редко. Эта фация обнаруживает экологическую зональность относительно границы шельфа (рис. 119).

Массивная субфация фации Кэпитэн в направлении бассейна перекрывает другую субфацию, состоящую из скелетных ваккитов, брекчий и валунника; породы последней субфации обнаруживают первичные наклоны в направлении центра бассейна под углом 30° (см. рис. 118). Массивная субфация Кэпитэн является ключом к интерпретации пермских пород западного Техаса в целом. Совершенно очевидно, что образование субфации, демонстрирующей наклонную слоистость, происходило на подводном склоне между краем шельфа и дном бассейна. По поводу происхождения массивных известняков фации Кэпитэн существуют разногласия, поскольку это мог быть и настоящий барьерный риф (см. следующий раздел).

* «Баундстоун» («*boundstone*») — термин, введенный Данхемом (*Dunham*, 1962) для обозначения карбонатных осадочных пород, первичные компоненты которых находились в связанном состоянии в ходе отложения осадка и в процессе увеличения массы пород по существу не изменились, сюда относится большинство рифогенных пород.

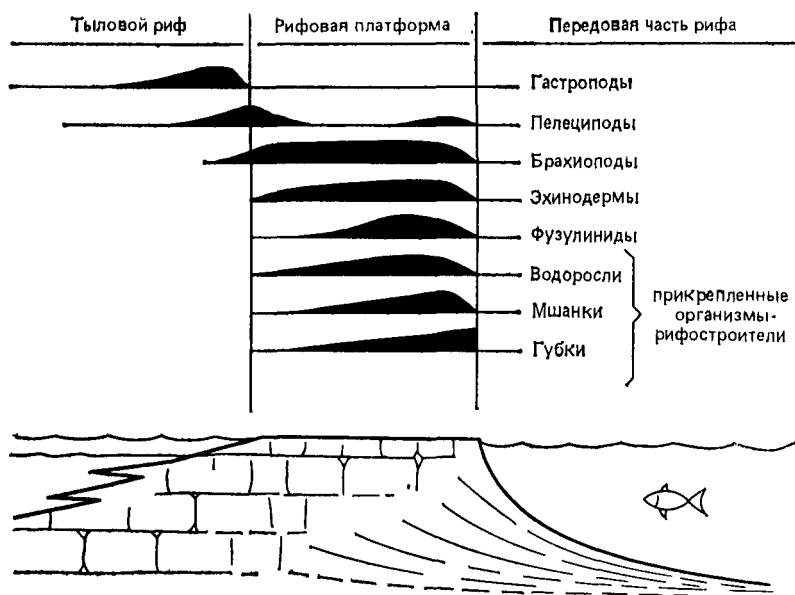


РИС. 119. Предполагаемое распределение сообществ рифообразующих организмов для перми западного Техаса. По книге Н. Ньюэла с соавторами «Пермский рифовый комплекс гор Гваделупе, Техас и Нью-Мексико», 1953 г

Конечные передовые слои склоновой субфации Кэпитэн в сторону моря фациально пересланяются с породами фации Делавэр. Толща пород этой фации мощностью около 1220 м покрывает участок дна бассейна площадью приблизительно 100 000 квадратных миль (около 250 тыс. км²). В ней выделяются две пересланяющиеся субфации: одна состоит из черных углистых аргиллитов и алевролитов, местами пересланяющихся с тонкозернистыми известняками, содержащими пелагические фораминиферы, аммоны, кремневые спикюлы губок и радиолярии.

По мере продвижения вдоль края склона большее распространение приобретают известняки, при этом отмечается укрупнение частиц, появляются обломки скелетного материала, снесенного с шельфа и его края.

Вторая субфация фации Делавэр представлена терригенными обломочными отложениями. К ним относятся тонкозернистые сортированные тонкослоистые песчаники, петрография которых свидетельствует о их связи с гранитами области питания, располагающейся к северу от бассейна по другую сторону края шельфа. Тот факт, что именно этим песчаникам было уделено особое внимание, объясняется тем, что они являются коллекторами углеводородов. По данным, полученным с помощью изучения материалов двух близко расположенных скважин, установлено, что эти песчаники приурочены к вытянутым неглубоким депрессиям, простирающимся перпендикулярно краю бассейна.

Фация Делавэр очевидно накапливалась в относительно глубоководных условиях, во всяком случае ниже уровня воздействия волн и приливо-отливных течений. Черные сланцы скорее всего отлагались в условиях некомпенсированного бассейна с ограниченной циркуляцией. Хорошо сортированные песчаники интерпретируются как турбидиты (см. гл. X), принесенные из области, находящейся за пределами северо-западного шельфа, тогда как скелетные известняки, вероятно, были привнесены под действием тех же процессов с окраины карбонатного шельфа.

С учетом всего изложенного можно полагать, что пермские породы западного Техаса являются классическим примером комплекса карбонатного шельфа, склона и продвигающегося бассейна, который в конце концов был заполнен эвапоритами.

Интерпретация. То, что пермские карбонатные породы западного Техаса накапливались в условиях шельфа, склона и бассейна, является общепризнанным. После ранней работы П. Кинга, посвященной стратиграфии пермских пород Техаса, крупное исследование было выполнено Н. Ньюэлом с соавторами. Упомянутые исследователи интерпретировали массивную фацию формации Кэпитэн как гигантский барьерный риф, протянувшийся на несколько сотен километров вдоль края шельфа. Последующими более детальными исследованиями эта интерпретация была, однако, поставлена под сомнение.

Основные факты, касающиеся геометрии этих отложений, бесспорны: наличие значительной по размерам обстановки накопления органогенной карбонатной формации, тянущейся вдоль края шельфа, продвижение в сторону бассейна по осыпному склону, сложенному обломками тех же пород; максимальный размах высот в области осадконакопления (от самой высокой точки шельфа до дна бассейна) составлял около 700 м.

Предметом дискуссии явился вопрос, был ли край шельфа барьерным рифом. Ответ на него в какой-то мере зависит не только от результатов палеонтологических и петрографических исследований, но в значительной степени и от определения самого термина «риф». Тот факт, что массивная фация Кэпитэн содержит типичную для рифа фауну, разногласий не вызывает (это касается не только организмов, участвующих в построении рифа, но и тех, что обеспечивают цементацию материала и целостность каркаса). Спорным является вопрос, достаточно ли количество рифообразующего осадка (баундстоуна), чтобы можно было говорить о формировании живого барьера. Общий объем таких пород с трудом поддается определению из-за труднодоступности этой горной области, а также по причине широкого развития рекристаллизации, в результате чего бывает трудно различать первичные осадочные текстуры.

В работе Ч. Эчауэра наряду с признанием наличия *in situ* водорослевого биолитита высказывается сомнение в достаточности экологического потенциала рифообразующих организмов для создания жесткой и устойчивой к волновому воздействию формы

рельефа. В этой связи возникает еще один интересный вопрос. Многие исследователи отмечали, что фация Кэпитэн обнаруживает признаки субаэральной экспозиции: вадозные пизолиты, многоугольники высыхания, именуемые «шатровыми структурами», внутрiformационные каналы и конгломераты и диагенетический цемент, подобный тому, что находят в недавно вышедших на дневную поверхность известняках. Р. Данхэм, в работе, посвященной вадозным пизолитам пермского рифа Кэпитэн, выделил так называемые «экологические рифы», представляющие органически связанные образования, в отличие от «стратиграфических рифов», устойчивость которых к волновому воздействию обеспечивается цементацией неорганического происхождения. По его мнению, формация Кэпитэн принадлежит последнему типу. Представление о том, что шельф мог оказаться субаэрально экспонированным, развивал Ф. Мейснер. Хотя рассматриваемые фации в основном регрессивны, поскольку в бассейне Делавэр наблюдается и продвижение фаций, там отмечается также и циклическая седиментация. Ф. Мейснер предположил, что во время трансгрессий карбонатная седиментация происходила на шельфе при господстве в бассейне анаэробных условий. Трансгрессии чередовались с регрессивными понижениями уровня моря, когда происходила субаэральная экспозиция и цементация карбонатов краевой зоны шельфа (с образованием стратиграфических рифов). На шельфе господствовали континентальные условия, терригенные осадки сносились в направлении центра бассейна по каналам, прорезавшим экспонированную зону шельфа, и отлагались на дне бассейна в виде турбидитов.

Этот механизм, таким образом, предполагает, что массивный известняк фации Кэпитэн не связан с истинным экологическим барьерным рифом, хотя периодически мог существовать стратиграфический риф. По-видимому, можно считать общепризнанным, что массивный известняк Кэпитэн образовался в более глубоководной части бассейна, ниже шельфа, там, где организмы, строящие тонкий известковый каркас, действовали как дефлекторы седиментации, образуя ловушки для карбонатного ила. Периодическое осушение приводило к цементации этих органогенных иловых построек, которые к началу следующей трансгрессии формировали стратиграфический риф, литифицированная поверхность которого, по-видимому, представляла идеальный субстрат для развития инкрустирующих и других бентосных организмов. Действительно, как показали детальные исследования, в массивном известняке Кэпитэн прослеживаются отдельные передовые слои, а бровка края шельфа на самом деле могла располагаться там, где в настоящее время находятся косослонистые скелетные зернистые известняки [110]. Другими словами, северо-западный шельф временами бывал отделен от бассейна Делавэр песками морского мелководья, а иногда сцементированными карбонатными отложениями барьерных островов, но редко, если это вообще когда-либо имело место, представлял собой настоящий экологический барьерный риф.

Как можно видеть на рис. 117, различные фации пермского возраста, описанные выше, постоянно мигрировали от шельфа в сторону бассейна. Об этом ясно свидетельствует факт перекрытия массивными биолитами наклонно слоистых известняков. Еще более поразительным представляется то, что эвапоритовые и красноцветные фации мигрировали от тыловой части шельфа к центру бассейна Делавэр, где они образуют мощную серию Окоэн, как это показано в работе Дж. Хиллза. Нижняя часть этой серии (формации Кэстайл и Саладо) представлена толщей мощностью в несколько сотен метров, состоящей из тонкослоистого ангидрита, полигалита, гипса, галита и сланцев. Последние часто имеют ленточную слоистость, смяты, им присущи желваковые включения. Отдельные пачки сланцев прослеживаются на площади в сотни квадратных километров. Эта эвапоритовая фация перекрывается тонкими красноцветными песчаниками и алевролитами формаций Растлер и Дьюн Лейк.

ДЕВОНСКИЕ РИФЫ ЛЕДЮК, КАНАДА: ОПИСАНИЕ И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Рифовый комплекс Ледюк дает множество прекрасных примеров второго широко распространенного типа древних рифов — изолированных. Они развиты по краю сланцевого бассейна Айртон (девон) в провинции Альберта (рис. 120). Изолированные рифы приурочены к перегибам склона, располагаются вдоль края шельфа и на самом шельфе. Поскольку в 1947 г. здесь были открыты крупные залежи нефти, значительное число данных было получено именно при интенсивном бурении. Карбонатные линзы Ледюк лежат на латерально выдержанной толще формации Кукинг-Лейк, включающей известняки, иногда глинистые, с тонкими прослоями сланцев. Изредка известняки представлены блоклистическими калькаренидами или биостромами с тонкими, имеющими плохую выдержанность, биогермами. Кровля формации Кукинг-Лейк представляет собой плоскую поверхность, на которой покоятся карбонатные постройки формации Ледюк. Верхняя часть отдельных линзовидных образований иногда находится на высоте 300 м над кровлей формации Кукинг-Лейк (например, на участке месторождения Ачесон). Большинство структур Ледюк располагается вдоль протягивающегося с северо-востока на юго-запад обрыва склона на восточной окраине сланцевого бассейна Айртон. С ними связаны нефтяные месторождения Ачесон, Ледюк, Бонни-Глэйн и Римби. Месторождение Рэд-Уотер приурочено к изолированной постройке на шельфе, расположенной восточнее. Другой архипелаг рифов, более древних, находится на краю палеоподнятия Пис-Ривер на северо-западном склоне бассейна Айртон. Петрографически большинство карбонатов Ледюк представлены средне- и тонкозернистыми пористыми кристаллическими доломитами, содержащими мало поддающиеся определению ископаемые. Имеются отдельные исключения из этого правила, когда ископаемые сохра-

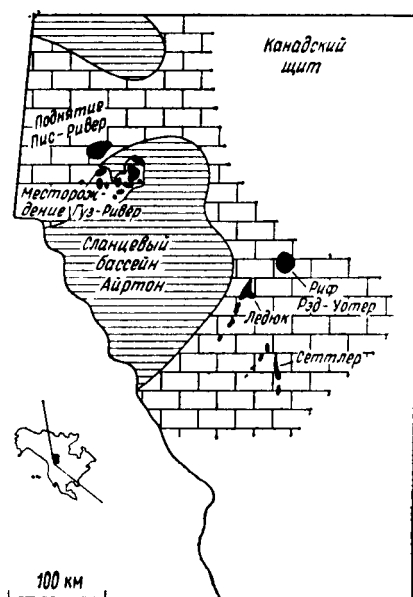


РИС. 120. Расположение девонских фаций в южной части пров. Альберта (Канада). По А. Дженику и Дж. Лербекмо, с разрешения Американской ассоциации геологов-нефтяников, модифицировано.

на северо-запад и высоту приблизительно 50 м. В целом в этом объеме горных пород может быть выделено 22 типа пород и 8 фациальных обстановок. Для нашего рассмотрения такое дробное деление было бы излишним. По существу постройка Гуз-Ривер состоит из краевой фации приблизительно округлой формы в плане, которая окаймляет центральную фацию, как это представляют Н. Фишбах и А. Дженик и Дж. Лербекмо.

Краевая фация включает биолититы, калькарениды и кальцирудиты. Биолитит состоит в основном из находящихся *in situ* колоний строматопороидей — массивных, морфологически напоминающих короткие обрубки ветвей. Калькарениды встречаются в виде линз, переслаивающихся с биолититами, и выполняют каналы, секущие последние. Они состоят из обломков строматопороидей, мшанок, брахиопод, иглокожих (как криноидных, ведущих прикрепленный образ жизни, так и эхиноидных). На внутреннем и внешнем краях маргинальной фации находятся внутриформационные конгломераты, состоящие из угловатой и окатанной гальки, заключенной в глинистый матрикс. Галька микритовая с полностью истертыми фрагментарными остатками водорослей, строматопороидей, мшанок, криноидей, эхиноид, брахиопод и фораминиферами.

няют первичные признаки; одно из таких исключений будет рассмотрено более подробно. Латерально линзы карбонатов Ледюк отделены одна от другой породами формации Дюверней. Последняя представлена толщей тонкослоистых темных пиритовых битуминозных известняков и сланцев. Известняки в значительной степени глинистые, лучше всего развиты в нижней части формации, содержат фауну — криноидеи, остракоды и брахиоподы. В составе фауны известковых сланцев, доминирующих в верхней части формации Дюверней, спикулы губок, брахиоподы, остракоды, конодонты и споры растений.

Карбонатная постройка Гуз-Ривер — одна из тех, что расположены на северо-западном шельфе бассейна Айртон. Она имеет округлую форму, диаметр около 12 км с юго-запада на северо-восток и 8 км с юго-востока

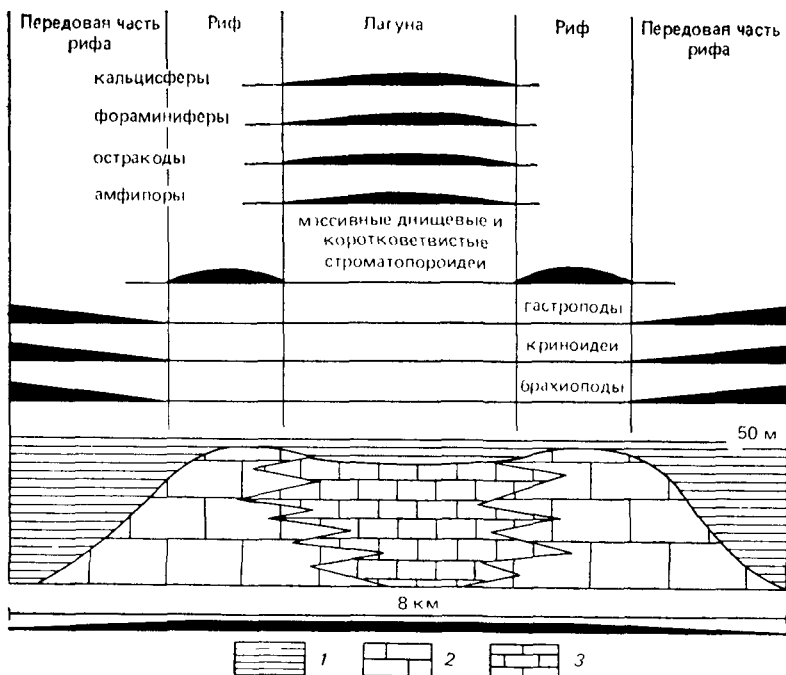


РИС 121 Разрез основных осадочных фаций и распределение фауны в районе рифов Гуз Ривер (верхний девон), пров Альберта, (Канада) По А Дженику и Дж Лербеку, с разрешения Американской ассоциации геологов-нефтяников, модифицировано

1 — глинистый кальцилит 2 — биолит, калькарент и кальцирудит, 3 — кальцилит

Краевая фация, представленная, как было показано выше, тремя основными литологическими типами, окружает фацию тонкозернистых карбонатов в центре постройки. Эта центральная фация включает слоистые микриты, микритовые пеллеты и скелетные пески, а также слои пизолитовых и онколитовых водорослей. Ее биота отличается от биоты краевой фации. Макрофауна обычно отсутствует, более широко распространены микрофоссилии, куда входят фораминиферы, остракоды и кальцисферы (последние, вероятно, являются репродуктивными цистами дазикладацитовых водорослей). Так же, как в краевой фации, присутствуют строматопороидеи, однако они отличаются тонковетвистой морфологией, такой, например, формы, как *Amphipora* (рис. 121).

Как явствует из особенностей геометрии формации Ледюк, она состоит из серии так называемых карбонатных построек. Там, где интенсивный диagenез уничтожил первичные структуры, доказать, были ли это первоначально банки или рифы, невозможно. Лишь там, где первичная структура не подверглась изменениям, может быть установлено их истинное происхождение.

Формации Ледюк и Дюверней перекрываются сланцами формации Айртон, локально утончающейся над палеоподнятиями Ле-

дюк. Эта формация мощностью более 200 м состоит из слонстых пиритовых глинистых доломитов и доломитовых сланцев с тонкими ракушечными прослоями.

Риф Гуз-Ривер интерпретируется в качестве примера девонских рифов Альберта, хотя он несколько древнее ранее описанных рифов Ледюк и отличается от большинства из них, так как не представлен кристаллическим доломитом: здесь сохранились первичные осадочные признаки и фауна.

Краевая строматопоронидная биолититовая фация является подтверждением того, что линзовидное образование Гуз-Ривер — истинный риф. Отталкиваясь от этого постулата, нетрудно разобратся в происхождении фаций. Кальцирудиты и калькарениты, связанные с краевым биолититом, по-видимому, обязаны происхождением разрушению рифа под действием волн. Образовавшийся в результате этого детрит вымывался через вершинную часть рифа в лагуну или же мог отлагаться на внешнем осыпном склоне.

Наличие тонкозернистых осадков в центральной части постройки свидетельствует об обстановке с низким энергетическим уровнем и условиях, позволявших развиваться ископаемым микроорганизмам и более тонко организованным макрофоссилиям. Литология, фауна и срединное положение фации свидетельствуют о ее формировании в лагуне, окруженной почти округлым рифом. Связь с открытым морем осуществлялась, вероятно, по каналам, секущим краевую фацию, выполненную скелетными калькаренитами.

Сходное, хотя и не столь симметричное, распределение фаций описано также для постройки Рэд-Уотер на юго-восточном шельфе бассейна Айртон. В последнем случае вытянутый с северо-запада на юго-восток дугообразный риф защищал низкоэнергетические осадки, находящиеся к юго-западу, т. е. здесь мы имеем дело с неполностью замкнутой лагуной.

По аналогии с этими двумя рифами можно полагать, что и другие, в настоящее время рекристаллизованные, постройки связаны происхождением с изолированными рифами, в которых дугообразные или округлые атоллоподобные рифовые ядра отделяли от открытого моря обстановки накопления с низким энергетическим уровнем.

РИФОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ НЕФТИ БУ-ХАСА, АБУ-ДАБИ, ОБЪЕДИНЕННЫЕ АРАБСКИЕ ЭМИРАТЫ: ОПИСАНИЕ И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Месторождение нефти Бу-Хаса открыто в прибрежной зоне Абу-Даби. Оно связано с продуктивным горизонтом формации Шуайба аптского яруса в верхах группы Тамама. Месторождение Бу-Хаса занимает участок на окраине карбонатного шельфа мелового возраста, развитого между Аравийским щитом на юге и впадиной Персидского залива на севере (рис. 122).

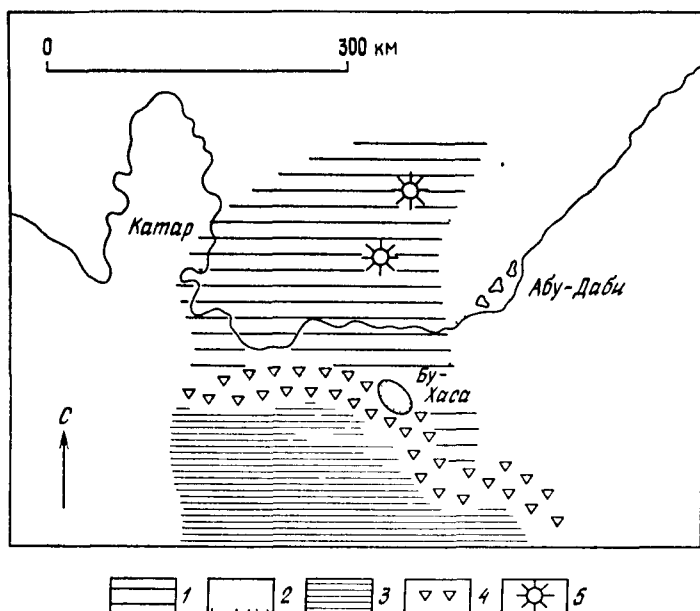


РИС 122 Региональная схема рифового нефтяного месторождения Бу Хаса (мел), Абу Даби По Т Харрису и др Б Тумбли Дж Скотту, Т Хассану и др
1 — бассейновые известковые алевролиты 2 — скелетные ваккиты 3 — лагуна шельф 4 — рудистовый барьерный риф 5 — кораллово водорослевый изолированный риф

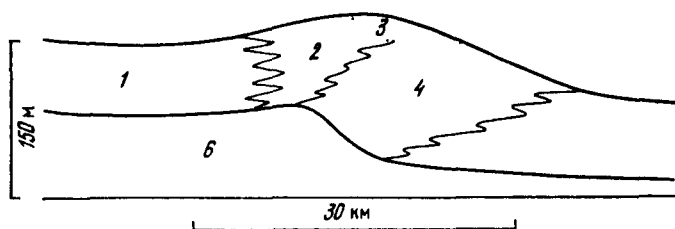


РИС 123 Фации и обстановки накопления осадков, месторождение нефти Бу-Хаса, Абу-Даби По Т Харрису, Б Тумбли, Дж Скотту, Т Хассану и др
1 — микстолитовый пеллетовый ил (лагуна—шельф) 2 — рудистовый баундстоун (риф) 3 — скелетные зернистые известняки (пляж) 4 — рудистовые фораминиферовые ваккиты (осыпь передовой части рифа) 5 — известковый аргиллит (бассейн) 6 — водорослевый баундстоун (мелководная платформа)

Детальные петрографические исследования выявили значительное число карбонатных микрофаций. На упрощенном разрезе (рис. 123) показано их распространение в пределах месторождения. Образование карбонатной постройки Бу-Хаса началось на обширном биостроме, образованном инкрустирующей известковой водорослью *Bacinella*. Эта пачка на шельфе перекрывается толщей осадочных карбонатных пород со связанными первичными компонентами — баундстоуном *Lithocodium* (рис. 124), переходящими в направлении бассейна в глинистый битуминозно-известковый аргиллит с редкими пелагическими фораминиферами (рис. 125).

Обращенный к бассейну край пачки *Lithocodium* перекрыт рудистовым баундстоуном (рис. 126). Последний имеет мощность 60 м при ширине 6 км и тянется латерально вдоль края шельфа приблизительно на 200 км. (Рудисты — группа двусторчатых моллюсков, принявших облик кораллов. Одна из створок их раковины образует своего рода чашу, вторая служит защитной крышкой. В меловое время рудисты играли весьма активную роль в создании рифов.) Именно с ними связано возникновение нефтяных резервуаров в Персидском заливе, в Ливии, в Мексике и США. Рудистовые баундстоуны Бу-Хаса переходят в сторону бассейна в скелетные ваккиты с обломками рудистов и крупными бентосными фораминиферами *Orbitolina* (рис. 127). В свою очередь, ваккиты переходят в известковые алевролиты. К югу, в направлении Аравийского щита, наблюдается переход рудистового баундстоуна в илы с фекальными пеллетами и милиолидовыми фораминиферами (рис. 128). Локально в верхней части, обращенной в сторону бассейна, баундстоун замещен обломочным рудистовым зернистым известняком (рис. 129).

Кровля формации Шуайба образует региональное несогласие, выше его залегают богатые органикой сланцы альбского возраста формации Нахр-Умр (именно они, по-видимому, являются нефтематеринскими породами месторождения Бу-Хаса и соседних с ним).

Очевидно, что карбонатные породы (баундстоун) *Lithocodium* и *Bacinella* накапливались в условиях мелководья, в пределах эйфотической зоны, где могли развиваться водоросли. Латеральный переход литокодиумного баундстоуна в известковый аргиллит маркирует зарождение топографических поднятий на морском дне. Известковые аргиллиты с их пелагическими фораминиферами должны были накапливаться в более спокойных и глубоких водах, ниже границы эйфотической зоны. Как и вообще для многих рифов, обращенный к морю край шельфа оказался благоприятным для развития и активного воспроизводства организмов, производящих карбонат кальция. Таким образом, обращенный в сторону моря край шельфа, сложенный баундстоуном *Lithocodium*, обеспечивал идеальные условия для формирования рудистового барьерного рифа. Ваккиты *Orbitolina*, развитые на внешней стороне рифа, представляют передовую осыпь рифа, которая переходит постепенно в базальные известковые аргиллиты. Милиолидсодержащие

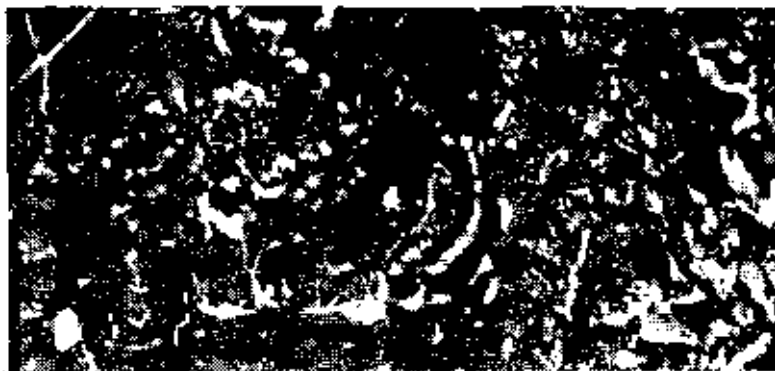


РИС. 124. Водорослевый баундстоун, на котором сформировался риф Бу-Хаса (микрофото)

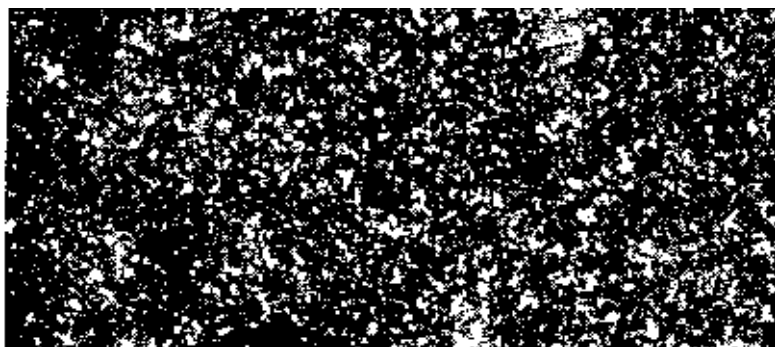


РИС. 125. Известковый аргиллит, отглававшийся в бассейне к северу от рифа Бу-Хаса (микрофото)



РИС. 126. Породы рудистового рифа, месторождение Бу-Хаса (микрофото)

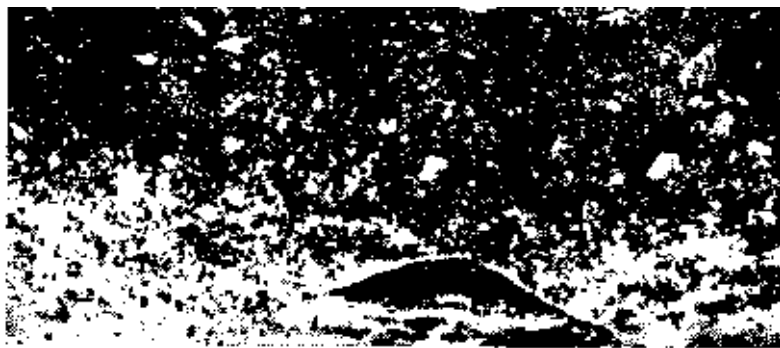


РИС. 127 Скелетный ваккит с фораминиферами *Orbitolina* и обломками рудистов, передовая часть рифа Бу-Хаса (микрофото)

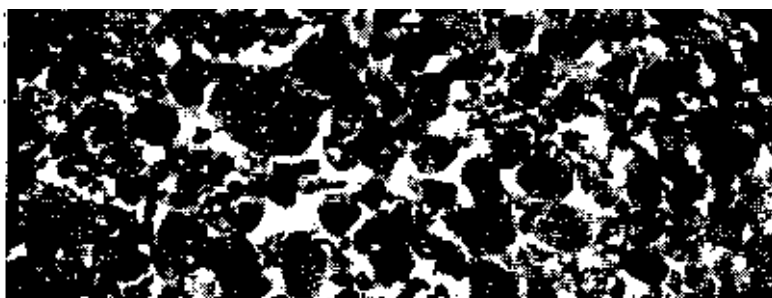


РИС. 128 Пэккит с фекальными пеллетами, шельф позади барьерного рифа Бу-Хаса (микрофото)

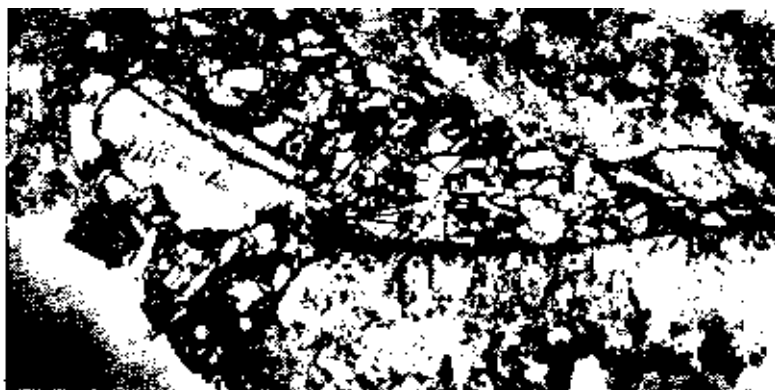


РИС. 129 Рудистовый зернистый известняк с морского окаймления рифа Бу-Хаса (микрофото)

илы с фекальными пеллетами за рифом являются аналогом лагунных отложений современного карбонатного шельфа.

Скелетные зернистые известняки вдоль обращенной к морю кромки фронта рифа, по-видимому, являются пляжными отложениями. Несогласие предальбского возраста свидетельствует о пространственно развитом эпизоде субаэральной экспозиции, во время которого по всей подстилающей толще пород формации Шуайба развилась пористость растворения. Образование скелетных зернистых известняков по краю рифа, вероятно, происходило во время регрессии. Современный структурный рельеф свода Бу-Хаса составляет около 35—20 км. Не ясно, однако, связано ли его развитие с процессами структурными, осадочными или эрозионными. Распределение пористости и проницаемости в пределах месторождения не зависит от границ фаций, и это в какой-то мере обусловлено растворением, связанным с несогласием пост-Шуайба.

Рассмотренный выше пример показывает, каким образом петрография помогает в интерпретации условий накопления карбонатов. Но помимо этого, он, увы, выявляет и тот факт, что, когда дело касается карбонатных нефтяных резервуаров, фациальный анализ отнюдь не всегда эффективен в прогнозе зон повышенной пористости и проницаемости.

ДИСКУССИЯ

В этом разделе будут представлены на обсуждение три темы: факторы, контролирующие геометрию рифов и распределение фаций, связь рифов с эвапоритами и эвксениговыми сланцами и, наконец, диагенез рифогенных пород.

Факторы, контролирующие геометрию рифов и фации. Контроль за геометрией рифа и распространением связанных с ним фаций осуществляется за счет взаимодействия таких факторов, как изменения уровня моря, тектоника, биота и океанографические характеристики.

Принято считать, что древние рифы развивались в условиях мелководья (без обозначения абсолютной глубины). Это заключение базируется на аналогиях с современными рифами. Кроме того, осадочные фации, ассоциируемые с древними рифами, в целом предполагают их накопление в условиях мелководного рельефа.

Если древние рифы действительно развивались на мелководье, то их рост должен был самым тесным образом зависеть от изменений уровня моря. Рифовые организмы не могут продолжать жизнедеятельность выше уровня моря, так как длительная субаэральная экспозиция действует на них губительно. Не могут они развиваться и на больших глубинах, поскольку водоросли, как и всякие растения, могут существовать лишь в эйфотической зоне. Среда обитания кишечнорастных организмов ограничена аналогичным образом, поскольку они находятся в симбиотической связи с зооксантеллами (одноклеточными желто-коричневыми водорослями), обитающими в их живой ткани.

При сохранении постоянного уровня моря риф расширяется в сторону моря за счет собственного осыпного склона, как это происходило в случае пермских рифов западного Техаса. Если же уровень моря медленно поднимается, риф будет расти в основном вверх, без каких-либо латеральных миграций фаций, или же трансгрессивно наступать по направлению к суше, перекрывая лагунную фацию тылового рифа. Примером такого рода могут служить девонские рифы бассейна Кенинг в Австралии. Быстрый подъем уровня моря приводит к гибели рифа из-за большой глубины. Медленное понижение уровня моря заставляет риф мигрировать в сторону моря и вниз. Однако такого рода события довольно редки, так как по мере отступления береговой линии происходит разрушение рифов под действием субаэральной эрозии. Быстрое снижение уровня моря вызовет быструю гибель рифа из-за длительной экспозиции. Следовательно, колебания уровня моря оказывают серьезное воздействие на геометрию рифа, а также связанные с ним фаций.

Вторым основным фактором, контролирующим геометрию рифов, является тектонический режим, так как он играет решающую роль в положении морского дна по отношению к уровню моря. По существу, рифы — это типичные образования тектонических шельфов, где осадконакопление происходит в условиях морского мелководья, без привноса терригенного материала. В пределах этой обширной области могут быть выделены четыре основных типа: во-первых, рифы очень часто образуются у края шельфа, там, где он переходит в более глубокий бассейн. Вдоль таких линий перегибов могут образовываться барьерные рифы (например, пермские рифы западного Техаса) или прерывистые цепочки изолитованных рифов, подобные девонскому рифовому комплексу Ледью Канады. Иногда край шельфа может представлять собой разлом с рифами вдоль бровки сбросового уступа. В качестве примера могут быть приведены рифы Крако и Кренвен в Северной Англии.

Иногда шельф бывает слишком глубок для формирования рифов, но локально синседиментарные движения замков антиклиналей приводят к тому, что глубина оказывается здесь небольшой, отвечающей условиям образования рифов. Примером такого рода служат палеоценовые рифы Интисар в Ливии, а также рифы Клингеро в раннекарбонном прогибе Боулэнд в Англии.

Аналогичным образом за счет подводных вулканических извержений на небольших глубинах на дне океана могут возникать лавовые постройки, верхние части которых колонизируют организмы-рифопостроители. К этому типу рифов принадлежит девонский риф Хамар-Лаггад в бассейне Тафилалет в Марокко. Как уже упоминалось, древние вулканы, увенчанные атоллами, встречаются редко. Объясняется это, по-видимому, тем, что они представляют собой сугубо океанические образования и в областях, доступных традиционным геологическим исследованиям, встречаются редко.

Четвертая разновидность рифов, приуроченных к шельфам, — изолированные рифы, беспорядочно рассеянные по весьма широкой площади. Такие рифовые архипелаги, или как их иногда остроумно называют «кучки рассыпанной дробы», встречаются в ниагарской серии силура на окраине Канадского щита.

Третьим фактором, от которого зависят геометрия и фации рифа, как уже упоминалось, является биота. Определяющая роль глубин уже была отмечена. Одной из интереснейших особенностей рифов является то, что хотя возрастные пределы их очень широки — от докембрия до настоящего времени, при идентичности геометрии и субфаций связанная с ними фауна варьирует во времени. Докембрийские водорослевые биостромы согласно их геометрии и внутреннему строению были разделены на несколько типов. Мнения о природе этих различий (стратиграфической или экологической) существенно расходятся, как это следует из работы Б. Логана с соавторами, посвященной классификации водорослевых строматолитов. Во многих районах мира нижнекембрийские породы содержат рифы, построенные необычайно странными созданиями (неопределенной видовой принадлежности), именуемыми археоциатидами. Широко распространены по всему миру рифы в породах палеозойского возраста; их жесткий каркас в этом случае бывает создан в основном строматопороидеями, кораллами ругоза, гидрокораллинами (кораллиновыми водорослями) и мшанками. Ругоза и днищевые кораллы в значительном объеме вымерли в конце палеозойской эры, тогда как альционарии (октокораллы) и склерактинии (гексакораллы) внезапно получили в это время широкое развитие, занимая ту же самую экологическую нишу. В раннемеловое время важную роль в качестве организмов-рифопостроителей начинает играть одна из групп пелеципод, а именно, рудистиды. Для этой формы характерна неравностворчатая раковина: одна из створок имеет чашеобразную форму, в ней и помещается моллюск, а другая служит щитком. Рудистовые рифы раннемелового возраста встречаются в известняках Эдвардз в Техасе и Голден-Лейн в Мексике, а также в Альпах, Ливии и Иране. Брахиподы группы *Richtofenid* сохраняли подобный псевдокораллиновый облик в течение позднего палеозоя. На протяжении огромного промежутка геологического времени, по-видимому, было немного групп водных беспозвоночных, которые в то или иное время не имели бы развитых колониальных рифоформирующих видов. Однако почти во все периоды геологического прошлого важную роль в качестве организмов-рифопостроителей играли известковые водоросли (о чем в 1961 г. писал Дж. Харлан-Джонсон). По большей части их функция сводилась к тому, что они скрепляли воедино каркас рифа, построенный другими организмами. Иногда, правда, они сами главным образом формировали этот каркас, без помощи других организмов. Водорослевые рифы обычно были менее мощными, но латерально более выдержанными, чем рифы, созданные другими организмами.

Установлена, как свидетельствуют данные А. Хаддинга и А. Мэнтонa, тесная зависимость геометрии рифов Готланда (Швеция) от их фауны. Там выделено три типа рифов: линзовидные рифовые постройки, созданные сфероидальными строматопоронидеями *Favosites* и *Heliolites*; биостромы, построенные днищевыми строматопоронидеями; рифовые пики с хорошо развитой фланговой брекчией из тонковетвистых столбчатых строматопоронидей.

Следовательно, поскольку риф состоит почти полностью из остатков ископаемых организмов, палеонтология и палеоэкология играют существенную роль в понимании условий их формирования. Кроме того, так как биота рифа контролирует его диагенез, а отсюда и развитие пористости, знание этой биоты приобретает важное значение с точки зрения экономических оценок рифов.

Рифы — эвапориты — ассоциация эвксинных сланцев*. Для пермских пород западного Техаса характерны отложения застойных бассейнов, окаймленных рифами, перекрытыми эвапоритами. Такого рода ассоциации имеют широкое распространение в древних осадках. В работе Л. Ункаса, посвященной происхождению и миграциям нефти и поискам и разведке ее месторождений, приводится еще 19 аналогичных примеров, причем все они, как и упомянутый пермский комплекс, нефтеносны. По поводу происхождения и развития таких бассейнов существует множество разного рода представлений. Принято объяснять их генезис таким образом: рифы развиваются по краю замкнутого моря, где воды верхнего слоя с нормальной соленостью благоприятны для их роста; значительно более соленые воды (рапа) на больших глубинах, препятствуя активности бентоса, способствуют формированию сероводородных илов, а в конечном счете, осаждению эвапоритовых минералов на более глубоких участках дна бассейна. По мере заполнения бассейна эвапоритовая фация трансгрессивно распространяется в сторону берега, вызывая гибель рифов и накопление в них углеводородов, мигрировавших сюда из бассейновых илов (так объяснял происхождение нефти в карбонатных породах Дж. Хант). Этой концепции противоречит тот факт, что рост краевых рифов был синхронен выпадению бассейновых эвапоритов, как это следует из данных Ф. Хенсона и Ф. Хейброуэка.

Однако это не всегда удается доказать, так что для объяснения может быть предложен и другой механизм. Как уже упоминалось, в настоящее время образование эвапоритов может происходить на участках себхи, в литоральной и надлиторальной зонах (с. 196). Эти отложения не только петрографически сходны с упоминаемыми «бассейновыми» эвапоритами, но во многих других отношениях напоминают последние: органогенной слоистостью, наличием текстур смятия и ангидритовых желваков. Отсюда, как считают Д. Шеерман и Дж. Фалер, образование внутририфовых

* «Эвксинные сланцы» — фации черных сланцев, накопление которых происходило в среде с ограниченной циркуляцией и застойными или анаэробными условиями.

эвапоритов девонской формации Виннипег в Канаде скорее может быть объяснено диагенезом отложений себхи, чем накоплением осадков на дне бассейна. Если же это так, то эвапориты образовались уже после того, как понижение уровня моря привело к гибели рифов.

Аналогичным образом пермские эвапориты бассейна Делавэр со временем продвигались от шельфа в бассейн, т. е. происходило именно то, что можно было ожидать в случае движения (в сторону моря) себхи. Если бы эвапориты формировались на дне бассейна, закономерно было бы наблюдать обратный эффект. Невольно возникает вопрос: нет ли здесь путаницы между тектоническими бассейнами (слабо прогнутыми участками, заполненными осадками) и седиментарными бассейнами (т. е. бассейнами, которые во время осадконакопления представляли собой депрессии морского дна). Очевидно, что происхождение бассейновых эвапоритов и их временные соотношения с рифами заслуживают тщательного анализа (см. также исследования Д. Кекленда и Р. Эванса).

Диагенез рифов. Строго говоря, диагенез рифов — процесс постседиментационный и поэтому выходит за рамки этой книги, посвященной исследованию обстановок осадконакопления.

Однако диагенез рифогенных пород играет решающую роль в оценке их экономического значения и потому заслуживает внимания. Диагенез карбонатов вообще, и рифовых в частности, — тема обширная и очень сложная, подробно рассмотренная в целом ряде работ ([20], а также работах Г. Лэнгresa с соавторами и А. Ринкмана и Г. Фридмана [70] по изучению карбонатных резервуаров). Поэтому приводимое ниже рассмотрение будет по необходимости кратким.

Рифам присущи три интересные и также необычные особенности, весьма важные с точки зрения их постседиментационной истории. Во-первых, при образовании рифы имеют очень высокую первичную пористость; во-вторых, одновременно с формированием рифа происходит их литификация с весьма слабым уплотнением, и, таким образом, первичная пористость сохраняется, в-третьих, рифы образуются из химически нестабильных минералов (преимущественно арагонита и кальцита), которые, вступая в реакции с циркулирующими поровыми водами, испытывают различные химические превращения. В этом случае различают два типа преобразований: минералогические и структурные. Очевидно, те и другие взаимосвязаны. В начальной стадии арагонитовый скелетный материал переходит в более стабильный полиморфный кальцит. Теоретически это должно приводить к увеличению объема и одновременно к уменьшению пористости и проницаемости. На разных участках рифового комплекса этот процесс идет с различной скоростью, поскольку устойчивость карбонатных частиц различна. Одновременно или с некоторым запозданием по отношению к этому процессу превращения арагонита в кальцит может происходить обогащение карбонатов магнием, поступающим из морской воды, и превращение их в доломит. Согласно теории это должно было

бы приводить к разительному сокращению суммарного объема пород на 13 % за счет межкристаллической пористости между отдельными равновеликими кристаллами доломита. Окремнение, часто влекущее за собой селективное замещение ископаемых организмов, — второй диагенетический процесс, обычный в рифовых образованиях, как это отмечает Н. Ньюэл с соавторами.

Эти химические преобразования сочетаются с модификациями структуры рифов. Во-первых, первичная пористость может уменьшиться сразу же после осадкообразования за счет инфильтрации тонкого карбонатного ила — продукта дробления известковых водорослей. Снижение пористости может также осуществляться при накоплении в каркасе спаритового кальцита за счет рекристаллизации карбонатных скелетов и развития кальцитовых оболочек. Все эти преобразования ведут к уменьшению пористости и, вместе с доломитизацией, часто уничтожают все признаки первоначальной органогенной структуры. В дальнейшем может появиться вторичная пористость за счет вдолгтрещинного растворения, что сопровождается возникновением пористости, обусловленной удалением отдельных биокomпонентов, и пустотной пористости. Многие из этих процессов обратимы.

Таким образом, можно видеть, что диагенез рифов, будучи функцией их исходного фаунистического и литологического состава и химизма циркулирующих затем в них флюидов, — это процесс сложный. Первое, что необходимо отметить, это то, что рекристаллизация способна полностью разрушить первичную органическую структуру рифа. Во-вторых, хотя древние рифы зачастую отличаются высокой пористостью, ее тип и распространение могут не иметь никакой связи с теми, что существовали при формировании рифов. Месторождение нефти Бу-Хаса демонстрирует это со всей очевидностью. Перечисленные моменты приобретают особую важность при экономической оценке рифов с точки зрения поисков и разведки полезных ископаемых.

ЭКОНОМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ДРЕВНИХ РИФОВ

Отложения древних рифов имеют большое экономическое значение: благодаря пористости они часто, будучи соответствующим образом запечатаны, становятся местами скопления углеводородов; за счет той же пористости и химической неустойчивости они могут быть замещены рудными минералами.

Ассоциация рифов, окаймляющих сланцевые бассейны и увенчанных эвапоритами, уже рассматривалась. Значительное внимание при этом было уделено аккумуляции нефти в таких ситуациях. Считается, что решающую роль играют эвапориты, поскольку они являются источником рапы, препятствующей окислению органики, что способствует образованию нефти, а также потому, что сами эвапориты образуют хорошие кепроки, как свидетельствуют данные Л. Уикса и Л. Слосса. Вопрос о значении карбонатов в качестве нефтематеринских пород в прямом смысле этого слова, как

это видно из работы Дж Ханта по происхождению нефти в карбонатных породах, является дискуссионным. Однако обычно считается, что нефтеносные рифы как таковые едва ли могли быть источником нефти потому, что окисление органического материала в период рифообразования происходит весьма интенсивно. Интересно между тем отметить, что в третичных рифах Ирана накопление нефти предшествовало, согласно Ф. Хенсону, цементации, причем по составу эта нефть отличается от той, что составляет главный объем нефтяного резервуара

Кроме самого рифа, нефть и газ могут накапливаться в вышележащем, нерифогенном, пористом слое, облегающем вершину рифа (более подробно о рифогенных нефтяных залежах см в работах Дж. Харбо и А. Риикмана и Г. Фридмана [70], посвященных проблемам формирования нефтяных резервуаров в карбонатных породах). Несмотря на то, что поиски и разработка нефтегазовых месторождений, связанных с рифами, дело довольно трудное, усилия такого рода могут себя оправдать

Помимо способности аккумулировать значительные объемы нефти и газа, рифы являются также вмещающими породами металлоносных отложений. Существует частная разновидность таких пород, именуемых по месту их первого открытия отложениями «типа долины Миссисипи» (см. [36] и др.). Они представлены телетермально замещенными сульфидными рудами, сфалеритом и галенитом; подчиненное значение имеют флюорит, барит, доломит и, конечно, кальцит. Как правило, такие отложения, замещая рифы и другие карбонатные постройки в тектонически стабильных областях, встречаются на значительных расстояниях от разломов и изверженных пород, которые могли бы служить источником металлов. Роль эвапоритов в процессах переноса металлов в рифы с растворами солей рассматривал Ч. Дэйвидсон. Идея о седиментарном происхождении большинства таких руд была поддержана рядом исследователей [20].

Поскольку или вокруг рифа уплотняются, остаточные, обогащенные металлами, растворы выжимаются и могут проникать в соседние пористые рифы, где они замещают вмещающую породу.

Так же, как в случае нефти и газа, распределение минералов в рифовых комплексах изменяется от места к месту. Для раннекаменноугольных рифов Ирландии характерно, согласно Д. Дерри с соавторами, наличие минерализованных ядер. Девонские рифы бассейна Кеннинг в Австралии демонстрируют минерализацию предрифовых фаций, как сообщают М. Джонстоун с соавторами, в то время как в триасовых рифах Альп минерализация оказывается иногда приуроченной к лагунным фациям тылового рифа.

Таким образом, древние рифы имеют большое экономическое значение и как возможные залежи углеводородов, и как породы, вмещающие рудные минералы. Подповерхностный анализ фаций играет важную роль в поисках и разработке таких отложений.

ПОДПОВЕРХНОСТНАЯ ДИАГНОСТИКА РИФОВ

Методам локализации нефтяных резервуаров, связанных с древними рифами, уделяется серьезное внимание, хотя, как уже говорилось, сделать это не всегда просто. Когда дело касается древних рифов, трудности удваиваются. Рифы трудно обнаружить, так как они могут быть беспорядочно рассеяны по шельфу, будучи погребенными под горизонтально залегающими слоями, зачастую без каких-либо структурных проявлений на поверхности. Трудно оконтурить и уникальные нефтяные залежи, границы которых определяются рифами, поскольку диагенез нередко уничтожает первичные органогенные структуры. Далее эти проблемы будут рассмотрены подробнее.

Поскольку традиционные методы полевых геологических изысканий на поверхности часто оказываются в этом случае непригодными, поиски рифов главным образом базируются на данных геофизических исследований. Нередко успех является делом случая. Поиски рифовых пиков, имеющих всего несколько километров в диаметре, на участке шельфа площадью в несколько сотен квадратных километров напоминают поиски иголки в стоге сена. Именно такова ситуация с открытием рифов Интисар в бассейне Сирт (Сурт) в Ливии. Так случилось, что второй сейсмический профиль, прослеженный на концессионной площади в 1880 км², пересек как раз вершинную часть рифа. Начальная продуктивность скважины-открывательницы составила 43 000 баррелей* в день. Для поисков подобного рода структур были предприняты сейсморазведочные работы по специальной программе. Риф оказался побудительным толчком.

Поскольку рифы сложены известняком, а иногда доломитом, они обычно имеют большую плотность, чем сланцы или эвапориты, которые их перекрывают. Это открывает возможность идентифицировать рифы с помощью гравиметрических измерений по положительным аномалиям Буге, как это показано в работе Ч. Ферриса. Однако в настоящее время этот метод в значительной мере заменен сейсмическими.

Рифы могут быть выявлены главным образом на основе сейсмических данных. Там, где существует достаточная контрастность в значениях скорости сейсмических волн между рифами и породами их перекрывающими, отражающим горизонтом может служить кровля. Так обычно случается, когда риф венчают эвапориты. Однако в случае уплотненных сланцев разница в значении скоростей может быть слишком незначительна для того, чтобы генерировать сигнал. Иногда, при наличии рефлектора на фланге рифа, над его вершиной этот отражающий горизонт исчезает. Это означает, что

* Баррель (*barrel*) — мера объема жидких и сыпучих тел, принятая в Великобритании, США и ряде других стран и используемая большинством нефтяных компаний мира. Так, «нефтяной баррель» США равен 159 л, баррель Великобритании — 163,65 л.

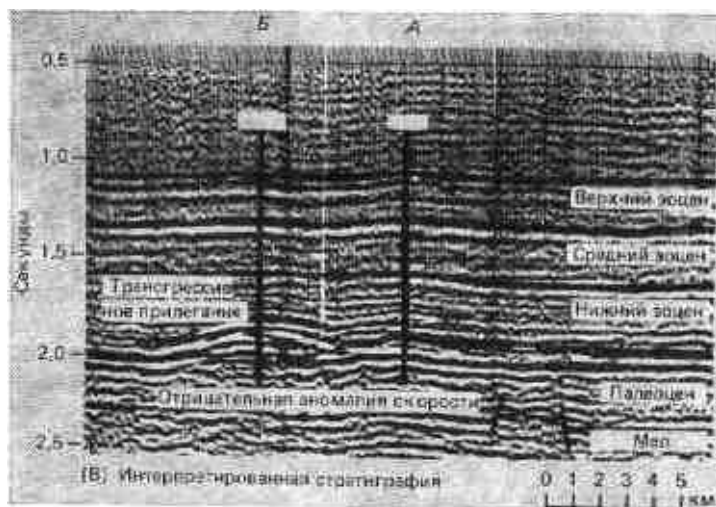


РИС. 131. Сейсмический разрез одного из нефтяных месторождений бассейна Сурт (Сирт), Ливия, связанного с коническим рифом Идрис-Интисар. По Дж. Баббу и У. Хэтледиду, с разрешения Американской ассоциации геологов-нефтяников.

Следует обратить внимание на отрицательные аномалии скорости под рифом



РИС. 132. Сейсмический разрез миоценового барьерного рифового комплекса в заливе Папуа. По Дж. Баббу и У. Хэтледиду, с разрешения Американской ассоциации геологов-нефтяников

Обращает на себя внимание регрессивное прилегание некоторых осепей передовой части рифа, что предполагает педиятие и, следовательно, возможность существования пористости растворения в сводовой части рифа

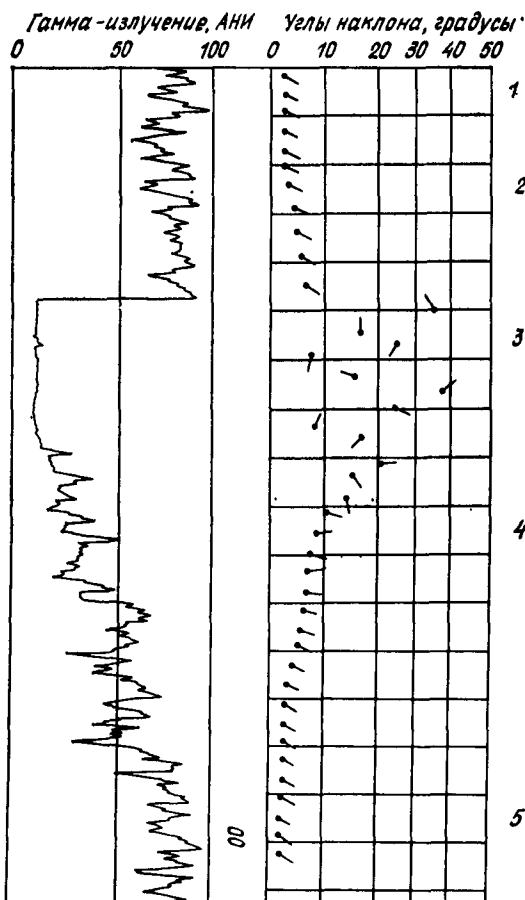


РИС. 133. Графики измерения наклонов (справа) и гамма-каротажа (слева) для скважины, пробуренной на юго-восточной стороне «рифа»:

1 — однородный тектонический наклон в сланцах; 2 — увеличение угла наклона вниз по разрезу за счет обложения; 3 — хаотическое распределение наклонов в ядре рифа (известняк); 4 — уменьшение угла наклона вниз по разрезу в осыпи передовой части рифа (переслаивающиеся известняки и сланец); 5 — однородный тектонический наклон в предрифовых сланцах

рифовой осыпи и изменения фаунистических характеристик, свидетельствующие о наличии органогенной постройки, как это показано в работе Дж. Андричука по верхнедевонским рифам Ледюк в Канаде. Ядро рифа, когда оно пройдено скважиной, может остаться нераспознанным в связи с рекристаллизацией. При наличии двух скважин, если одна из них вскрывает фации открытого моря, а эквивалентный интервал другой отвечает лагунным осадкам, следует поискать в промежутке между ними барьерный риф.

Пример нефтяного месторождения Бу-Хаса (с. 218) демонстрирует важную роль петрографии в подповерхностной диагностике рифов. Этот случай показывает также, что диагенез может изме-

нять первоначальное распределение пористости и проницаемости.

Таким образом, даже тогда, когда риф локализован, предсказать распределение оптимальных коллекторских свойств трудно. В отдельных случаях продуктивными бывают ядра рифов (рифы Ледюк в Канаде и Интисар в Ливии). В других ситуациях ядро рифа может представлять собой немую зону, а продуктивными окажутся фации передовой части рифа, как это, согласно Ф. Хенсону, наблюдается в третичных рифах Ирана. Лагунные фации тыловых рифов обычно бывают плохими коллекторами. При высокой пористости пеллетовых известняков они могут иметь, как показал Дж. Стаут, низкую проницаемость. Последняя повышается при наличии трещиноватости. В Техасе нефть добывают из лагунных песков пермского рифового комплекса, где вверх по восстанию они переслаиваются с эвапоритами и доломитами, как писал А. Леверсон в книге «Геология нефти».

Графики гамма-каротажа и каротажа по естественным потенциалам, как уже упоминалось, мало применяются для определения обстановок накопления карбонатов. Кривая, демонстрирующая понижение АНИ вверх по разрезу, может отвечать участку, где осыпь передовой части рифа постепенно надвигается на бассейновые сланцы. Вышележащему рифу будет соответствовать типичная для чистых карбонатов кривая с постоянно низким значением АНИ (рис. 133).

Особенно результативными могут оказаться наклономерные измерения, но именно для установления геометрии рифа в случае, когда он уже найден. Ядро рифа за счет трещиноватости и рекристаллизации нередко дает на графиках наклонов хаотическое распределение типа «мешка с гвоздями». Для осыпных склонов передовой части рифа нередко бывают хорошо различимы первичные наклоны, в этом случае отмечается характерный «голубой мотив» с увеличением угла наклона вверх по разрезу. Ядро рифа находится в противоположной по отношению к наклону продвигания стороне (см. рис. 133). Там, где двумя соседними скважинами окажется пройденным фланг рифового пика, его вершина может быть локализована с помощью двух линий, обратных направлению наклона передовой части рифа [39].

Литература: [20, 36, 39, 40, 70, 84, 95].

ГЛАВА X

ГЛУБОКОВОДНЫЕ МОРСКИЕ ПЕСКИ

ОПРЕДЕЛЕНИЕ

Современными глубоководными морскими песками называют те, накопление которых происходит ниже уровня континентального шельфа, т. е. ниже 200 м. Определить, что такое древние глубоководные песчаные отложения, значительно труднее. Вероятно, под

такowymi можно понимать те (каковы бы они ни были), накопление которых шло на глубинах ниже уровня активного волнового воздействия. Точная батиметрия — дело чрезвычайно трудное и в случае древних осадков по большей части представляет чисто академический интерес.

Существует несколько критериев, на основании которых можно утверждать, что те или иные песчаники отлагались в условиях глубоководья, т. е., как указывалось выше, ниже базы волнового воздействия. Одни из них носят чисто негативный характер, другие позитивный. Какие бы то ни было признаки субаэральной экспозиции или формирования в условиях мелководья не должны присутствовать. Иначе говоря, глубоководным морским пескам абсолютно не свойственны трещины высыхания, следы дождя, следы позвоночных животных, корненозные горизонты и палеопочвы. Морские глубоководные осадки не должны обладать признаками, присущими мелководью, хотя последние менее определены, чем субаэральные особенности. К ним относятся колонии водорослей (*in situ*), поскольку водоросли растут лишь в пределах эйфотической зоны, следы жизнедеятельности организмов, обитающих на мелководье (т. е. в основном вертикальные ископаемые следы ползания червей, моллюсков и т. п.) и крупная косая слоистость (предполагается, что волокущие течения, действующие в глубоководных частях, не обладают скоростью, достаточной для образования мегаряби).

Позитивные критерии, свидетельствующие в пользу морской глубоководной обстановки, не столь определены. Исследования морских глубоководных отложений показывают, что содержащаяся в них фауна в значительной степени состоит из привнесенных мелководных и свободно плавающих организмов. Тела ископаемых глубоководных морских животных редки, хотя ископаемые следы жизнедеятельности сообществ беспозвоночных, поверхностные и внутри осадочных слоев, распространены широко. Региональная и стратиграфическая позиция формации также может быть использована для суждения о глубоководном ее отложении. Можно предполагать, что в центральных частях бассейнов песчаники имеют глубоководное происхождение, особенно, если они перекрываются или переходят в направлении шельфа в склоновые отложения (что подтверждается обилием признаков слоистости оползания), за ними следуют осадки морского мелководья. Так, закон Уолтера предполагает глубоководное происхождение для сланцев Идейл и песчаников Мэм-Тор в Дербишире (см. рис. 65). Полезными могут оказаться и результаты сейсмических исследований. Песчаники, вскрытые бурением во фронтальной части крупной, выявленной сейсмическим методом, наступающей дельты, по видимому, отлагались на глубинах в интервале от поверхностного дельтового слоя до продвинутой части передовых слоев (см. рис. 76).

Несмотря на очевидные трудности в идентификации глубоководных морских песков, большинство геологов признают, что круп-

ные объемы древних глубоководных песчаников широко представлены в стратиграфических колонках. Многие из этих формаций прежде относили к так называемому флишу (кажется, этот термин выходит из моды). Петрографически многие флишевые песчаники представлены граувакками. Осадочные текстуры флишевых песчаников предполагают, что они являются «турбидитами», т. е. отложены турбидитными (мутьевыми) течениями, представляющими особый тип плотностных течений. Ниже дается толкование основных терминов.

Флиш: мощные толщи переслаивающихся песчаников и сланцев. Песчаники обычно имеют эрозионное основание и отличаются внутренней градационной слоистостью. Сланцы содержат морскую фауну. Будучи впервые использовано в Альпах, это наименование применялось к аналогичным породам геосиклинальных поясов самого разного возраста во всех частях земного шара (подробнее см. [24] и др.).

Турбидитовое (мутьево) течение: поток мутьевого течения, движение которого происходит под действием нагрузки (массы осадка, несомого этим потоком и делающего его избыточно плотным); такое определение было предложено в 1965 г. П. Куененом.

Турбидит: отложение турбидитового течения.

Граувакка: плохо сортированный песчаник с обильным матриксом, полевым шпатом и/или обломками пород.

Большинство геологов полагают, что флишевые песчаники являются турбидитами. Многие флишевые песчаники, однако далеко не все, представлены граувакками. Поэтому термины «флиш», «турбидит» и «граувакка» использовались как синонимы. Между тем это заблуждение: флиш — описание фации, граувакка — чисто петрографическое определение особого типа породы, а турбидит — генетический термин, указывающий на процесс, в результате которого происходит отложение осадка. Эти понятия не только абсолютно различны, но и сами по себе имеют самое широкое толкование в специальной литературе.

Эта глава начинается с попытки обобщить характеристики турбидитов. Далее пойдет дискуссия по поводу их происхождения и будут рассмотрены два конкретных примера — один для Шотландии, другой — для Альп. После этого будет обсужден весь комплекс проблем, связанных с флишем и турбидитами, и будут обобщены соответствующие экономические аспекты. Заключает главу обзор диагностических критериев, используемых при идентификации этих образований в погребенном состоянии, т. е. по данным бурения и геофизических исследований.

ДИАГНОСТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ТУРБИДИТОВ

В основе распознавания турбидитов лежит не один какой-то признак, а совокупность многих критериев. Выбор их достаточно субъективен и зависит от представлений каждого отдельного гео-



РИС. 134. Слой турбидитового песчаника; переходная серия песчаника Акакус (сланец Танезруфт, силур), бассейн Мурзук, Ливия.

Обращают на себя внимание резкая подошва и постепенный верхний контакт

Таблица 8

Осадочные текстуры, характерные для турбидитов [62]

Процесс (причина)	Текстура (следствие)
Время Эрозия	Знаки течения: отпечатки выемки (рифли), борозды, промывы и заполнения Прегражденные промывы, формирующиеся за галькой, раковинами и т. п. Следы выпаживания, т. е. отпечатки желобка, возникающие за счет перемещения каких-либо объектов
Время Седиментация	Градационная слоистость Сланцеватость Микрокосослоистость
Время Деформация	Отпечатки нагрузки, оползни, скольжения, расплюсченность, песчаные дайки, песчаные вулканы

лога. Наиболее заметная особенность турбидитов — это свойственная им вертикальная сортированность. Каждый слой обычно характеризуется четкой подошвой и постепенным переходом в сланцы (рис. 134). Детальные исследования турбидитов показали, что они содержат множество разных типов осадочных текстур (табл. 8). В отдельных толщах турбидитов, как правило, наблю-

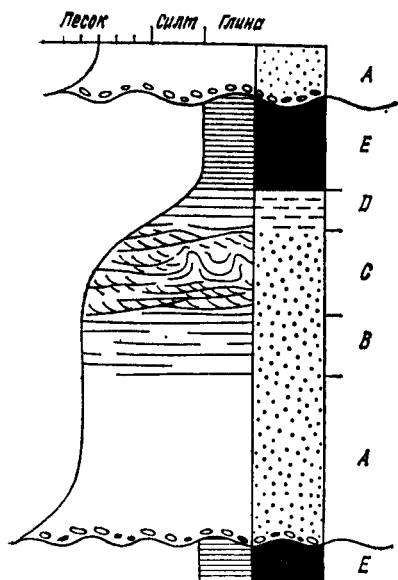


РИС. 135. Обобщенный разрез турбидитовой пачки [8].

Буквами обозначена вертикальная последовательность пяти различных элементов Боума

дается закономерная последовательность текстур (рис. 135). Серия таких текстур интерпретируется следующим образом (см. [34] и др.): сначала течения создают на поверхности ила различные формы размыва; последующая седиментация турбидита происходит в условиях ослабляющего потока. Сначала идет накопление массивной пачки А, вероятно, как антидюны в режиме турбулентного (*upper flow regime*) течения; в условиях струйного потока отлагается следующая слоистая пачка В, а накопление микрокослоистой пачки С происходит в режиме ламинарного течения (*lower flow regime*). Для накопления покрывающего пластинчатого силта было предложено несколько объяснений. Возможно, он отражает возврат к струйному течению, но поскольку размер частиц значительно

меньше, действительная скорость течения, по-видимому, была ниже, чем при отложении нижней пластинчатой пачки. Верхняя, пелитовая пачка Е свидетельствует о возвращении обстановки осадконакопления с низким энергетическим уровнем, преобладавшей до того, как началось накопление турбидитов.

Важно отметить, что последовательность осадочных текстур, приведенная в табл. 8, редко получает полное развитие в каком-то одном турбидите. Приведенная выше интерпретация основывается на результатах изучения многих турбидитовых толщ. Изменения такого рода исследовались в ряде работ, в том числе в [8, 100]. Систематические вертикальные вариации частоты форм основания внутри турбидитовых толщ были зарегистрированы Уокером [103] и др.

Обычно наблюдается такая закономерность: у подошвы турбидитовой толщи развиты верхние элементы последовательности; вверх по разрезу постепенно появляются и нижние пачки турбидита, пока в самой верхней части серии не появится вся последовательность А—Е. Считается, что накопление нижних пачек турбидитов с незавершенной последовательностью (так называемых «дистальных») происходит на значительном расстоянии от источника. Верхние, полные пачки, именуемые «проксимальными», откладывались, как полагают, вблизи источника. Мощные толщи турбидитов могут, таким образом, зафиксировать постепенную миграцию источника осадков в сторону области осадконакопления.

Таблица 9

**Обстановки осадконакопления, в которых зафиксированы турбидиты
(знак «+»)**

Обстановки	Современные	Древние
Фиорды	+	
Озера	+	+
Дельты	+	+
Рифы	?	+
Окраина карбонатных шельфов	+	+
Древние флиши и современные глубоко- водные отложения	+	+
Расслоенные габбро		+

Широко обсуждается вопрос о структуре турбидитов. Для многих древних турбидитов характерна плохая отсортированность и присутствие глинистого матрикса; петрографически многие из них, как уже упоминалось, являются граувакками. Однако современные морские глубоководные пески, относимые многими исследователями к турбидитам, часто хорошо отсортированы и не содержат глинистого материала. Было высказано предположение [17], что древние турбидиты могли часто представлять собой чистые, но минералогически незрелые пески, и матрикс в них образовался в процессе диагенетического разрушения химически нестабильных минералов. По размерности частиц турбидиты изменяются от силтов до галечниковых песчаников. Более грубозернистым разновидностям, часто называемым «флюксотурбидитами», приписывают отложение в процессе, представляющем нечто среднее между мутьевым течением и гравитационным оползанием. Петрографически многие древние турбидиты являются граувакками, тогда как современные морские глубоководные пески в основном представлены протокварцитами. Древние протокварцитовые турбидиты также известны. Карбонатные турбидиты встречаются как в древних, так и современных отложениях (табл. 9). Из этой таблицы следует также, что турбидиты были обнаружены не только в самых различных седиментарных обстановках, но и то, что их распространение не ограничивается осадочными породами: известны они и в расслоенных габбро. Можно заключить, что для турбидитов характерна вся совокупность широко варьирующих текстур. Что же касается их структурных особенностей, то обычно турбидиты описывают как плохо сортированные образования, однако это далеко не всегда так. Петрографически их чаще всего связывают с граувакками, однако они часто встречаются в песчаниках другого типа и известняках. Они были зафиксированы в широком спектре обстановок осадконакопления. Казалось бы, при таком разнообразии характеристик можно было предположить их распознавание очень трудным делом.

Напротив, обзор литературы показывает, что многие геологи считают, что они уверенно могут идентифицировать турбидиты по одному их виду

Все вышеизложенное подтверждает несомненную важность этой фации при рассмотрении современных глубоководных морских песков

Современные глубоководные морские пески. Изучение современных континентальных окраин показывает, что присущие им физико-географические условия аналогичны условиям вадии пустынь и аллювиальных конусов (рис 136)

Края континентального шельфа рассечены подводными каньонами Истоки их расположены либо рядом с устьями крупных рек, либо вблизи береговых пляжей Каньоны тянутся через континентальный шельф и разгружают переносимый ими осадочный материал на подводных конусах — аналогах субаэральных аллювиальных конусов У вершины (апекса) конуса подводный каньон расщепляется, образуя комплекс радиально расходящихся небольших русел, часто фланкируемых валами В нижней части конуса эти русла становятся все более многочисленными, более широкими и менее глубокими Вниз по конусу меняются также фации осадков В проксимальной части конуса, т. е. вблизи источника, отлагаются грубозернистые пески, иногда гравий По мере удаления от источника, т. е. вниз по конусу, происходит измельчение материала, и пески подводного конуса постепенно переходят в донные илы океанического бассейна [49, 74, 108 и др.]

Отложения подводных конусов обнаруживают целый ряд характерных для турбидитов признаков, о которых упоминалось выше

Подводные каньоны иногда бывают заполнены турбидитами, например, у их дистальных окончаний, но они содержат также отложения других седиментационных процессов Когда каньоны берут начало от крутого подводного тектонического уступа, у их проксимальных концов могут находиться гетерогенные оползневые валунники

С другой стороны, когда осадки в таком каньоне представлены чистым песком, принесенным прибрежными вдольбереговыми течениями или поступившим из речного устья, то преобладающим является другой процесс Он известен как «песчаный поток» (т. е. насыщенный частицами песчаной размерности, «grainflow») и представляет нечто среднее между гравитационными потоками (перемещением масс, «massflow») и мутьевыми Для отложений таких песчаных потоков не характерна ни градиционная слоистость турбидитов, ни косая слоистость отложений волокущих течений Они бывают представлены массивными песками с резкими верхним и нижним контактами По всему слою могут быть рассеяны обломки, внутри он массивен или обнаруживает слабую конвалютную слоистость Отложения этого типа в основном находят залегающими на крутых склонах песчаных дельт и на континентальных окраинах Часто, но не обязательно, они приурочены к каньонам.

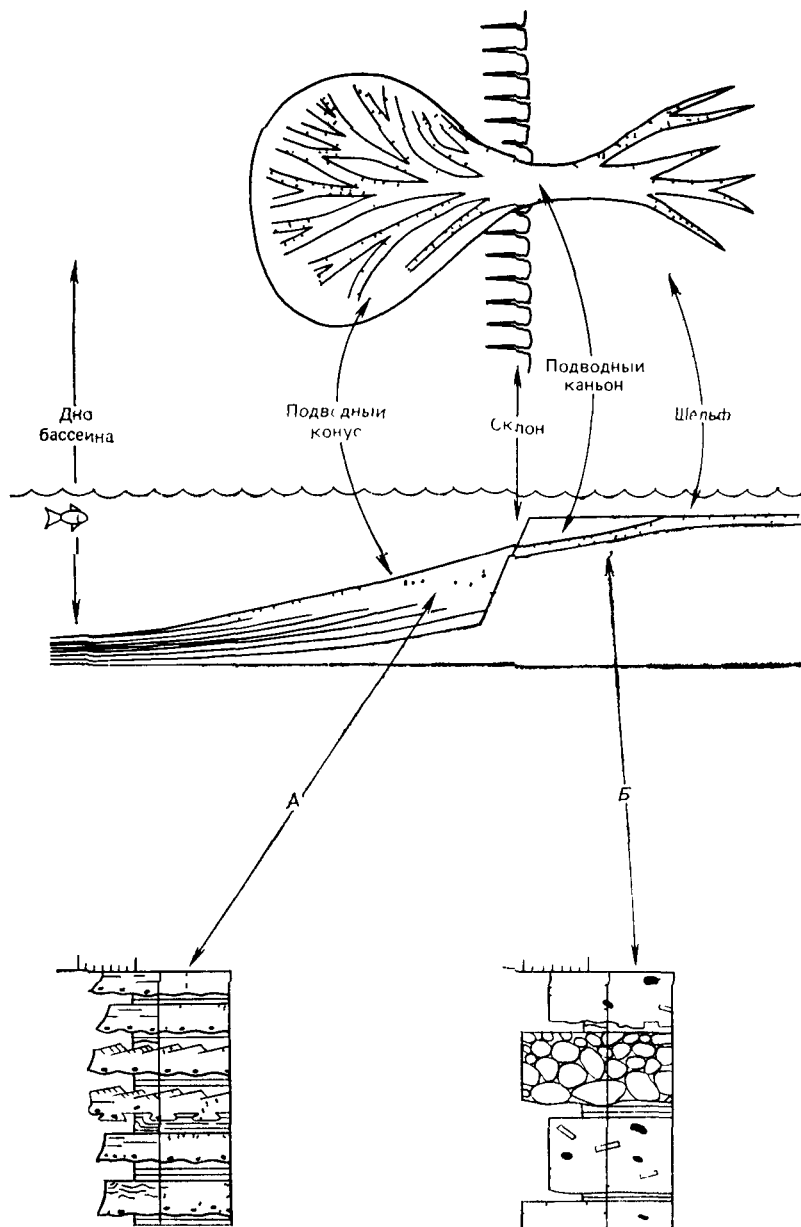


РИС 136. Диаграммы, иллюстрирующие геоморфологию и седиментологию морских глубоководных песков

А — турбидитовые пески подводного конуса на дне бассейна, **Б** — пески песчаных потоков и валуны гравитационных потоков в каньоне

Морфология и отложения глубоководных обстановок осадконакопления

Морфология		Выполняющие отложения
Морские глубоководные песчаники	Подводные морские каньоны	Склоновые илы Конгломераты гравитационных потоков Пески песчаных потоков Турбидитовые пески
	Подводные морские конусы	Турбидитовые пески и пелагические илы

В табл. 10 показаны соотношения между геоморфологией, процессами и фациями морских подводных каньонов и конусов.

Склоны, с которыми они бывают связаны, могут быть аккреционными или тектоническими. Подводные морские каньоны и конусы могут располагаться у подножия современных дельт, таких, например, как дельта р. Роны, или у подножий тектонических уступов континентальной окраины. Конкретному описанию древних аналогов таких отложений посвящено много специальных работ.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ТУРБИДИТОВ: ДИСКУССИЯ

Как уже указывалось, измельчение материала по вертикали и залегание на поверхности размыва свидетельствуют о том, что эти осадки были отложены ослабевающими течениями. Предположение, что эти отложения являются турбидитами, впервые было выдвинуто П. Куененом и Ч. Миглиорини [44], хотя зародилась эта идея несколько раньше (исторический обзор см. в работе [100]). Впоследствии эта концепция получила развитие и приобрела популярность. Основные представления, связанные с турбидитовыми течениями, могут быть резюмированы так: в отдельных районах, таких, как края континентальных шельфов и дельты, происходит быстрое осадконакопление, приводящее к формированию крутых, с почти отвесными склонами, скоплений водонасыщенных осадков. Время от времени такой склон становится столь неустойчивым, что любой пусковой механизм (например, землетрясение или шторм) способен привести осадки в движение. Вначале они скользят и оползают по ложбинам, все более и более насыщаясь водой, пока смесь не приобретет свойств, характерных для мутьевого течения. Другими словами, осадок переходит в состояние насыщенной илом жидкости, плотность которой превышает плотность окружающей воды, и будучи тяжелым, движется вниз по склону. В какой-то момент поток становится эрозирующим, углубляет ложбины на крутом склоне, а достигнув морского дна, создает на нем выемки, промоины и т. д. На этой поверхности ско-

рость потока начинает снижаться, и происходит накопление осадков: сначала наиболее крупнозернистых, затем, по мере ослабления течения, постепенно все более и более тонких. Когда скорость течения падает до нуля, возобновляется накопление пелагических илов, выпадающих из суспензии. Все спокойно на морском дне: на эрозионной поверхности отложилась осадочная серия с характерной градационной слоистостью.

Существует два рода доказательств того, что мутьевыми течениями откладываются именно те осадки, которые геологи именуют турбидитами; они получены как на основе экспериментов, так и из наблюдений за современными глубоководными осадками. Толщи осадков с градационной слоистостью образовывались искусственно созданными турбидитовыми потоками в лабораторных условиях ([44] и др.). Отмечено, что современные глубоководные пески часто имеют градационную слоистость. Иногда они обнаруживают тот же набор внутренних текстур, который находят в древних турбидитах [97]. Классическим и часто цитируемым доводом в пользу того, что современные морские глубоководные пески могут считаться турбидитами, является пример землетрясения Большой Ньюфаундлендской банки 1929 г. Его эпицентр располагался на краю континентального шельфа на некотором расстоянии от о. Ньюфаундленд. Телеграфные кабели, проложенные приблизительно параллельно границе шельфа, были последовательно порваны вниз по склону. Керн, отобранный позднее в этом районе, содержал силтовый с градационной слоистостью и мелководными микрофоссилиями слой. Он был интерпретирован как продукт мутьевого потока, который был генерирован оползевым телом вблизи эпицентра землетрясения и скатился вниз по склону, разрывая кабели и отлагая слои сортированных осадков [84 и др.]. Отсюда был сделан вывод, что современные глубоководные морские пески — продукт мутьевых потоков. Происхождение древних осадочных пород, сравнимых с глубоководными морскими песками, было приписано тому же процессу, и сами эти образования были квалифицированы как турбидиты.

При всей его привлекательности это объяснение, тем не менее, вызвало обоснованную критику со стороны определенной части геологов. В основном критике подверглись два положения: во-первых, отрицалось, что глубоководные морские пески являются турбидитами, а во-вторых, утверждалось, что древние турбидиты отличаются от современных глубоководных песков.

Доказательства, отрицающие турбидитовое происхождение современных глубоководных песков, были четко сформулированы рядом исследователей ([100] и др.). При этом указывалось, что многие глубоководные пески чисто отмыты, градационная слоистость обнаруживается далеко не всегда и что для них обычны знаки ряби. Волокущие течения на морском дне обладают достаточной силой, чтобы перемещать песок, а знаки ряби удалось сфотографировать на больших глубинах. Поэтому возможно, что глубоководные морские пески отлагаются не катастрофическими

турбидитовыми потоками, а слабыми, периодически возникающими, волокущими течениями. Одной из привлекательных черт гипотезы турбидитов является то, что она могла бы объяснить формирование подводных морских каньонов на краях континентальных шельфов. В настоящее время они стали доступны для исследований с помощью водолазов (SCUBA divers) и подводных аппаратов. Турбидитовые потоки не отмечались в верхних частях подводных морских каньонов. Поэтому песок медленно, подобно леднику, скользит, оползая и перепрыгивая всякие долины. Попытки искусственно генерировать турбидитовые потоки в головных частях подводных каньонов успеха не имели.

Доказательства, приводимые против турбидитовой природы древних отложений, именуемых турбидитами, основаны на двух аргументах, а именно: они не имеют сходства с современными глубоководными песками и так или иначе могли быть отложены волокущими течениями. Особый интерес представляют следы палеотечений в древних турбидитах. Как уже отмечалось, оползневые складки и турбидитовые донные текстуры обычно свидетельствуют о смещении вниз по палеосклону [103]. Однако в ряде случаев отмечается несоответствие между донными текстурами и ориентацией ряби и палеосклона, определяемых по независимым данным [97]. Было высказано предположение, что переработка кровли турбидита нормальными океаническими течениями может вызывать миграцию ряби под косым углом к ⁽²⁾ ориентированным вниз по склону донным текстурам. Привлекательность такого компромисса очевидна. Но был обнаружен и такой альпийский флиш, где ориентация растительных остатков в сланцах совпадала с направлением палеотечений в песчаниках. Поскольку первые могли формироваться за счет нормальных океанических течений, то же самое, вероятно, следует признать справедливым и для песков. Примечательно и то, что не все флишевые палеотечения контролируются склоном, как это можно было ожидать в турбидитах, обусловленных гравитацией. Были зарегистрированы гравитационные оползни, перемещавшиеся под прямым углом к направлению соответствующего палеотечения. Интересно отметить, что современные донные океанические течения не всегда контролируются склоном и часто обнаруживают тенденцию к перемещениям параллельно изобатам.

Споры по поводу всех «за» и «против» турбидитового происхождения древних «турбидитов» и современных морских глубоководных песков бесконечны. При кратком обсуждении этой проблемы следует отметить следующее: существует достаточно широко распространенное седиментологическое явление, наблюдаемое в древних породах, главным образом флишевых; это явление широко интерпретируется как осадконакопление, обусловленное турбидитовыми течениями. Такого рода заключение базируется отчасти на экспериментальных работах, а отчасти на аналогиях с современными глубоководными морскими песками. Однако в действительности никто не наблюдал турбидит в природе, даже в

вершинных частях подводных каньонов, которые, казалось бы, должны быть местом их распространения. Приводились доводы и в пользу того, что современные глубоководные пески могут отлагаться волокущими течениями, и выдвигались доказательства против той полной аналогии этих осадков с древними турбидитами, которую предполагали некоторые исследователи. Иногда древние турбидиты обнаруживают такие черты, которые едва ли можно было бы ожидать найти в отложениях турбидитовой природы, в частности, когда они связаны с течениями, не контролируемые склоном.

При этом важно отметить, что современные и древние морские глубоководные пески накапливались обычно там, где благодаря подводным каньонам отложение осадков происходило на конусах, продвигавшихся поверх илов морского дна. Пески подводных конусов обычно обнаруживают такие черты, которые предполагают отложение их турбидитными течениями.

ВЕРХНЕЮРСКИЕ МОРСКИЕ ГЛУБОКОВОДНЫЕ ПЕСКИ САТЕРЛЕНДА, ШОТЛАНДИЯ: ОПИСАНИЕ И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Мезозойские породы бассейна Морей-Ферт выходят на поверхность в нескольких пунктах побережья Сатерленд. Наиболее полный разрез обнажается широкой 2—3-километровой полосой, тянувшейся более чем на 30 км от Голспи на юге до Хелмсдейла на севере (рис. 137). Слои мезозойских пород сброшены по отношению к метаморфическим и интрузивным породам каледонид вместе с девонским песчаником Олдрэд (рис. 138). Разлом Хелмсдейл представляет собой ответвление разлома Грейт-Глен и маркирует современную границу бассейна Морей-Ферт. Именно разлом Хелмсдейл контролировал, как будет описано ниже, отложение юрских глубоководных морских осадков.

Разрез Сатерленд начинается красными фангломератами и аллювием пермотриасового возраста. Выше этих отложений залегает почти полный разрез юры — от лейаса до портланда (рис. 139). Нижне- и среднеюрские отложения имеют мелководное происхождение, включая аллювиально-дельтовые пески с углями, кореносными горизонтами и следами жизнедеятельности мелководных организмов. Они переслаиваются с морскими сланцами. Первые признаки глубоководной седиментации появляются в раннем кимеридже, вблизи основания которого лежит песчаник Олтнаквил. Последний представлен массивными многоярусными русловыми песками с отдельными рассеянными гранулами и обломками. Верхние части русел часто бывают выполнены плоскостойстыми отложениями (рис. 140).

На песчанике Олтнаквил залегают черные слоистые углистые сланцы с редкой морской фауной и обильными растительными



РИС. 137. Вид к северу от Брора, Сатерленд.

Разлом Хелмсдейл отделяет береговую полосу (внизу) с отложениями юрского возраста от холмов, сложенных породами палеозойского фундамента на западе

остатками (рис. 141). Вверх по разрезу толща постепенно переходит в тонкопересланяющиеся сланцы и песчаники. Последние имеют резкие, иногда эрозионные, подошвы и постепенные переходы в верхних частях. Они могут быть массивными, пластинчатыми и косослоистыми и напоминают турбидиты (рис. 142). Латерально выдержанные турбидитовые покровные пески местами перекрываются более толстыми пачками грубозернистых массивных песчаников. Эти последние обычно прорезаны руслами с внутриформационными прослоями галечных конгломератов (рис. 143). Верхняя часть, приблизительно 500 м, обнажающегося разреза представлена валунниками Хелмсдейл (рис. 144). Это весьма выразительные и обширные по распространению конгломераты с глыбами, размеры отдельных из глыб сравнимы с размерами небольшой фермы на Шотландском нагорье. Конгломераты переслаиваются с черными сланцами и тонкими турбидитовыми песками. Валунная толща обнаруживает интересные изменения по вертикали. Многие обломки в нижней части толщи вне всякого сомнения представляют собой переотложенные мелководные юрские песчаники. Им присуща косая слоистость, иногда отмечается смятость, что свидетельствует о том, что они попадали сюда в полуконсолидированном состоянии. Однако вверх по разрезу эти обломки исчезают, и их место занимают галька и валуны девонского песчаника Олдрэд. Матрикс валунной толщи также меняется вверх по разрезу; становясь более известковистым, он часто содержит скелетный пэккит (packstone), куда входят разного рода фаунистические остатки: аммониты, брахиоподы, устричные, кораллы, иглокожие и обломки криноидей. По всей валунной толще развиты обильные оползания, встречаются также отдельные дайки песчаника (рис. 145 и рис. 146). Кровля валунной толщи Хелмсдейл не обнажена, хотя обнажения мелководных морских песча-

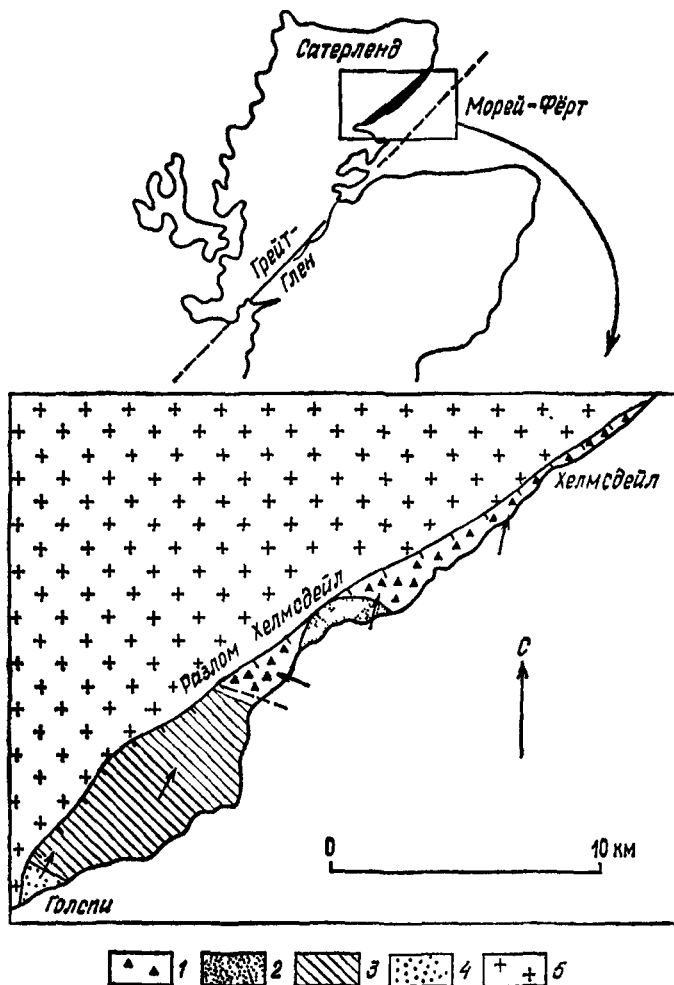


РИС. 138. Схематическая геологическая карта останца Хелмсдейл, Сатерленд: 1 — валунник Хелмсдейл (верхняя юра); 2 — песчаник Олтнаквил (верхняя юра), 3 — ниже- и среднеюрские песчаники и сланцы; 4 — пермотриасовые красноватые толщи 5 — каледонские метаморфические и интрузивные породы, перекрытые девонским песчаником Олдрэд

ников раннемелового возраста известны на дне залива Морей-Ферт.

Пермотриасовые континентальные толщи и паралические напластования ниже-среднеюрского возраста нами не рассматриваются. Чтобы проиллюстрировать характерные особенности глубоководных песков, мы обратимся к разрезу верхнеюрских пород.

Осадочные образования нижней и средней юры обнаруживают признаки, типичные для мелководных отложений. Перекрывающие

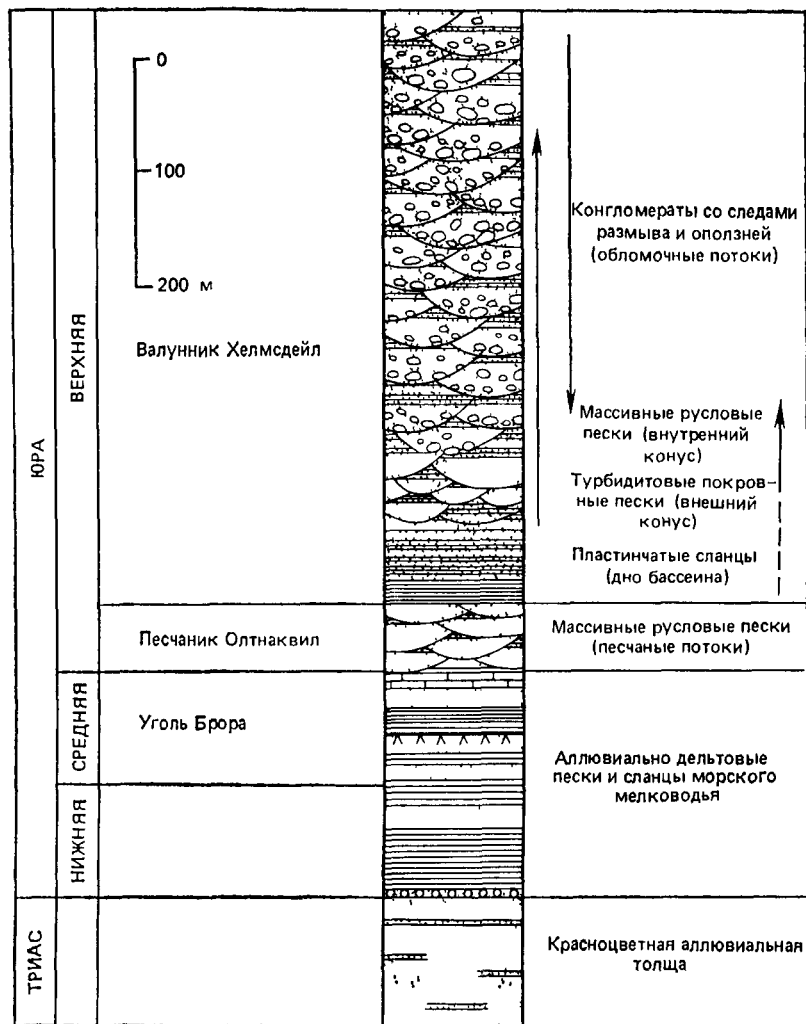


РИС 139. Стратиграфический разрез, фации и предполагаемые обстановки накопления мезозойских отложений побережья Сатерленд.

Мощности формаций могли быть определены лишь приблизительно из за сильного влияния разломов, стратиграфия доверхнеюрских отложений дана схематично, верхняя и нижняя части разреза не приведены. Сплошная стрелка направленная вверх, показывает исчезновение юрских валунов, сплошная стрелка направленная вниз, показывает исчезновение девонских валунов, стрелка с пунктиром — направление продвижения подводного конуса.



РИС 140 Обнажение песчаника Олтнаквил — многоярусные массивные русловые песчаники, интерпретируемые как образования песчаных потоков Лотбег-Пойнт, Сатерленд

массивные русловые песчаники Олтнаквил демонстрируют аномальные черты. Отсутствие косой слоистости показывает, что эти песчаники не были отложены волокущими морскими течениями. Их массивность, вместе с наличием рассеянных обломков свидетельствует о том, что они могли быть отложены песчаными потоками (grainflows), перемещавшимися по ложбинам. Песчаники Олтнаквил маркируют начало склона от мелководья к глубоководью. Нет никаких сомнений в том, что этот склон образовался в результате поднятия по разлому Хелмсдейл.

Очевидно, что накопление черных пластинчатых сланцев, которые залегают на песчаниках Олтнаквил, происходило в морской обстановке ниже уровня волнового воздействия, однако обилие растительных остатков показывает, что область осадконакопления располагалась у самого берега. Контакт песков песчаных потоков с бассейновыми сланцами маркирует значительное опускание морского дна. Сланцы бассейна перекрыты турбидитовыми покровными песками, на которых залегают более мощные русловые галечные пески. Согласно закону Валтера такая вертикальная последовательность фаций, по-видимому, обязана своим накоплением продвижению подводного конуса по дну бассейна. Турбидитные покровные пески отлагались на внешнем конусе и были перекрыты русловыми песками внутреннего конуса.

Вышележащие валунники Хелмсдейл обнаруживают все отличительные признаки подводных обломочных потоков. Очевидно, обломки сносились к западу с соседнего тектонического уступа.



РИС 141 Слоистые черные сланцы, отлагавшиеся на дне бассейна Лотбег-Пойнт, Сатерленд



РИС 142 Градационные слои турбидитовых песчаников (сланцев), интерпретируемые как огложения внешнего кофуса Лотбег Пойнт, Сатерленд



РИС 143 Массивные русловые песчаники, врезанные в турбидитовые песчаники и сланцы и интерпретируемые как отложения внутреннего конуса Лотбег-Пойнт, Сатерленд



РИС 144 Верхнеюрский валунник Хелмсдейл (тонкозернистая разновидность); интерпретируется как продукт обломочного потока с близлежащего разлома Хелмсдейл Лотбег-Пойнт, Сатерленд



РИС 145 Сложность оползания в толще переслаивающихся песчаниках и сланцах в валунистой толще Хелмсденл Кинтрадвелл, Сатерленд (а и б)
На фотографиях видно что накопление осадков происходило на склоне



РИС. 146. Дайка песчаника в верхнеюрских отложениях, Кинтрадвелл, Сатерленд

Хелмсдейл. Видимо, пологий склон, который обусловил возникновение песчаных потоков, постепенно становился все более крутым до тех пор, пока подводный тектонический уступ не проявился на поверхности. Вначале юрские осадки эродировались с поднятого блока и перераспределялись в виде турбидитных песков и отложений обломочных потоков на прилежащих участках дна бассейна. После их удаления источником материала обломочных потоков становится литифицированный песчаник Олдрэд девонского возраста. Скальный субстрат поднятого блока позволил развиваться бентосной фауне, остатки которой послужили источником детрита бассейновых отложений. Разломообразование продолжалось и после отложения верхнеюрской валунной толщи. Любопытно, что хотя слои валунника местами отделены разломом от гранитов Хелмсдейл, они не содержат их обломков. Это заставляет предполагать, что движения послеюрского возраста могли иметь продольную компоненту. Характерную последовательность событий, описанных выше, иллюстрирует рис. 147. Верхнеюрское рифтообразование происходило также вдоль грабена Викинг в Северном море. Многие месторождения нефти связаны происхождением с глубоководными песчаниками и валунниками, отлагавшимися вблизи тектонических уступов, аналогичных уступу Хелмсдейл, описанному выше. Таким образом, модель осадконакопления, полученная по береговым обнажениям, оказывается приложимой к случаям погребенных осадков дальней прибрежной зоны (рис. 148).

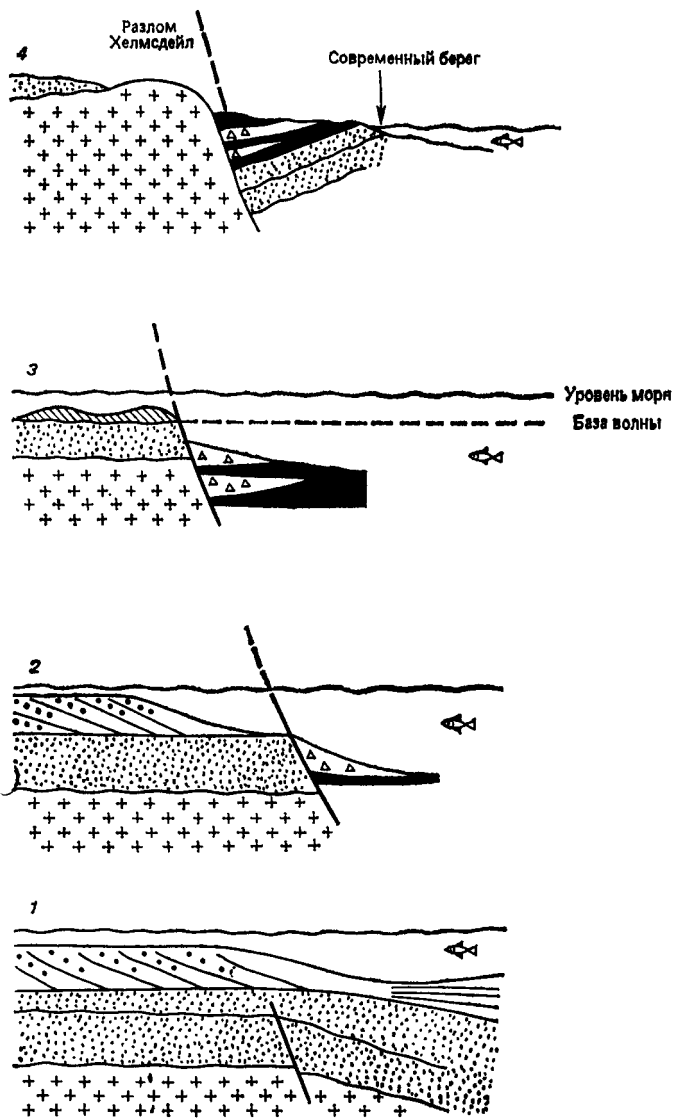


РИС. 147. Геофантасмограмма, иллюстрирующая соотношение разлома Хелмсдейл с накоплением соответствующих юрских осадков. По Невес, Селли (1975), с разрешения Норвежской нефтяной ассоциации.

1 — на глубине по линии древнего разлома Хелмсдейл начинаются тектонические движения; наклон морского дна вызывает движение масс песка в виде потоков; 2 — тектонический уступ взламывает морское дно, углистые дельтовые пески в виде турбидитов и консолидированных блоков смешиваются с девонскими валунами, 3 — поднятый блок воздымается выше уровня волнового воздействия, при смещении юрских скелетных мелководных песков по скалистому девонскому субстрату образуется матрикс девонского валунника; 4 — послеранинеловое поднятие (?), все юрские и многие девонские осадочные накопления на поднимающемся блоке денудированы, так что обнажились хелмсдейлские граниты

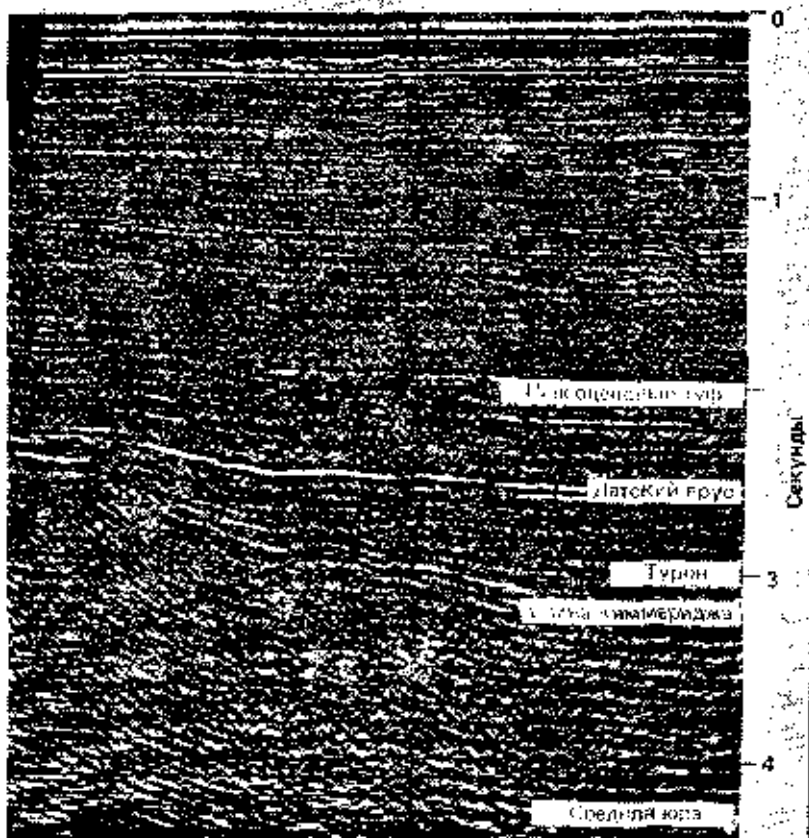


РИС 148. Сейсмический разрез через юрский валунник подводного конуса, месторождение нефти Брэ, окраина грабена Викинг, Северное море. По [34], с разрешения Института нефти.

Скопление нефти, аналогичное известному в валунниках Хелмсдейл, обнажающихся на побережье Сатерленд

ФЛИШ ВПАДИНЫ АННО, ПРИМОРСКИЕ АЛЬПЫ: ОПИСАНИЕ И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

В качестве другого примера выбрана богатая турбидитами флишевая серия из типовой области фации флиша — впадины Анно, огибающей с юго-запада массив Арженгер-Меркантур в Приморских Альпах (юго-восток Франции, рис 149). Разрез вскрывает более 650 м флишевых отложений, возраст которых варьирует от позднего эоцена до олигоцена. В осевой части впадины флишевая фация согласно залегает на верхнеэоценовых мергелях. Латерально тела песчаников такой же мощности врезаны на краях впадины в подстилающие мергели. Здесь выделяются две различные

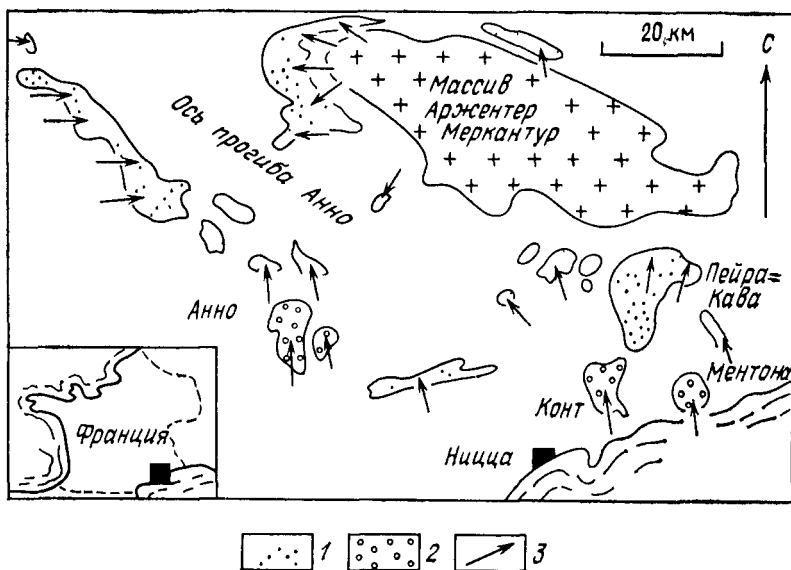


РИС. 149. Схематическая геологическая карта впадины Анно, Приморские Альпы. По [90], модифицировано.

1 — флишевая фация подводного конуса; 2 — грубозернистая краевая фация подводных каньонов, 3 — направление палеотечений

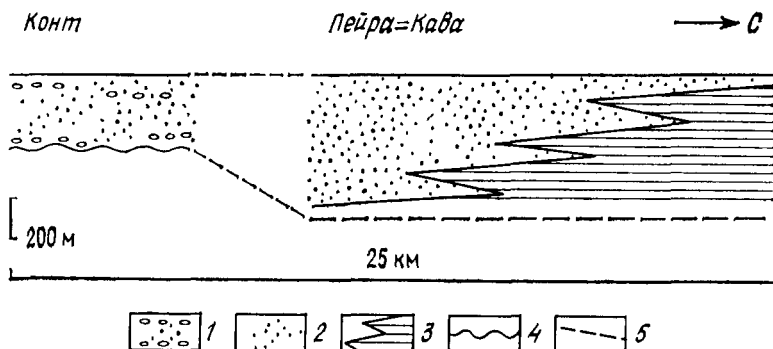


РИС. 150. Схематический разрез, иллюстрирующий взаимоотношения галечной фации подводных каньонов Конт и флиша подводного конуса Пейра-Кава.

1 — галечные песчаники, 2 — толща, в которой песчаники преобладают над сланцами, 3 — толща, в которой сланцы преобладают над песчаниками, 4 — эрозионная подошва, 5 — постепенный переход

фации: осевая область впадины содержит флиш; по краям прогиба располагаются языки грубозернистых песчаников и конгломератов (см. рис. 149). Флишевая фация области Пейра-Кава исследована очень подробно. Последовательность отложений представлена классическим чередованием песчаников и сланцев. По мере того, как формация прослеживается на север, т. е. далее внутрь впадины, песчаники становятся менее обильными и более мелкозернистыми. Во всех вертикальных разрезах отмечается увеличение значения песчано-глинистого коэффициента вверх по разрезу (рис. 150). Песчаники плохо сортированы, по размеру частиц изменяются от грубо- до тонкозернистых, петрографически классифицируются с трудом; согласно принятой классификации варьируют от аркозов до граувакк. Мощность слоев песчаников различна, но, как правило, измеряется дециметрами, хотя иногда встречаются слои более 1 м. Во внутренней структуре песчаники обнаруживают все классические признаки турбидитов. Практически всем пачкам присуща сортировка по размерности, а последовательность слоев А—Е в пачке, впервые выделенная и получившая свое определение именно в этой типовой области, хорошо развита (см. рис. 135). Подошвы песчаников эрозийные, с различным набором придонных текстур, включая отпечатки выемки, желобки, канавки, отпечатки нагрузок, знаки размыва и заполнения. Палеотечения, устанавливаемые в песчаниках, обнаруживают, как правило, перенос в северном направлении и радиально расходятся от южного апекса современных грушевидной формы выходов на поверхность формации Пейра-Кава. В толще обнаружены следы жизнедеятельности и тела ископаемых организмов. Песчаники и сланцы иногда пронизаны ходами илюдных червей, моллюсков и т. п., местами отмечаются также ископаемые следы движения, фиксируемые контактом песчаника и сланца. Довольно редки находки гастропод, шипов иглокожих и фекальных пеллет. Имеется ассоциация пелагических фораминифер.

Другая фация развита в виде останцов к югу и западу от флиша в центре впадины Анно (см. рис. 149). Эти останцы занимают синклинали, простирающиеся с севера на юг. Эрозийные подошвы и ограниченное распространение этих изолированных тел свидетельствуют о том, что их современная геометрия вполне соответствует первоначальной. Полагают поэтому, что они отлагались в огромных ложбинах шириной до 5 км, превышение бортов при этом составляло несколько сотен метров. Литологически осадок, заполняющий ложбины, сильно отличается от расположенного к северу флиша. Сланцы редки, песчаники грубозернистые, плохо сортированные, с галькой, слоистость линзообразная за счет внутренних размывов, распространена слоистость оползания. Присутствуют раковины морских моллюсков вместе с фораминиферами и остатками растений. Контактующие песчаные и сланцевые слои редки. Ориентация ряби, знаков размыва, направление ложбин и черепитчатое расположение гальки указывают на северное направление палеотечений.

Флишевые песчанники впадины Анно обнаруживают все классические признаки турбидитов, которые были рассмотрены в начале этой главы. Грубая фация маргинальных ложбин могла бы, на первый взгляд, считаться аллювиальной. Однако присутствие морской фауны и оползни указывают на то, что эти отложения формировались в подводных каньонных системах, имеющих уклон к северу. Тот факт, что вниз по течению они соединяются с флишевой фацией, предполагает, что последняя отлагалась на подводных конусах, которые надстраивались в северном направлении в более глубоких частях впадины. Особенно показательно соотношение галечных песчаников и системы каньонов у Конта, от северного конца которой радиально расходятся палеотечения флиша (см рис 143).

В заключение отметим, что этот пример является классическим для флиша, отложенного преимущественно морскими, контролируемыми склоном, мутьевыми течениями. Наиболее впечатляющим следует признать сходство этих образований с комплексами шлейфовых конусов современных подводных каньонов.

ДИСКУССИЯ

В этой главе было дано описание отличительных признаков характерной седиментологической ассоциации осадочных текстур и песчаников с градационной слоистостью, которым отвечают многие современные и древние обстановки осадконакопления. Такого рода разрезы принято обычно считать турбидитами, связывая происхождение с мутьевыми суспензионными течениями с убывающей скоростью. Доказательства, приводимые в случае древних турбидитов, основываются главным образом на экспериментах и наблюдаемом сходстве с современными глубоководными песками, интерпретируемыми как турбидиты.

Принято считать, что большинство морских глубоководных песков являются турбидитами. Большие объемы пород флиша выходят в настоящее время на поверхность в горных цепях; полагают, что они накапливались в линейных прогибах, именуемых геосинклиналями. Многие древние флишевые песчаники обнаруживают плохую сортировку, включают значительное количество полевого шпата и обломков. Петрографически такие песчаники являются граувакками.

Широко дискутируется и вопрос о глубине накопления турбидитов. В качестве общего правила можно принять, что, хотя мутьевой поток может возникнуть и на мелководье, чтобы воспрепятствовать полной переработке турбидита волокущими течениями, в этом случае должно было бы происходить быстрое погребение или отложение осадка ниже уровня волнового воздействия. Однако, как мы видели, граувакки с градационной слоистостью, интерпретируемые как турбидиты, встречаются в торридонских сериях.

Шотландии, где они переслаиваются со сланцами с характерными трещинами высыхания. Известны примеры мелководных турбидитов [90].

Большинство исследователей отдают, однако, предпочтение глубокоководному происхождению флишевых турбидитов. Основанием для такого заключения служат в основном палеонтологические данные. Многие флишевые песчаники содержат фрагменты мелководных морских макрофоссилий, бентосные фораминиферы и остатки растений, но переслаивающиеся с ними сланцы несут пелагические фораминиферы, что может свидетельствовать в пользу значительных глубин. Так, для бассейна Вентура в шт. Калифорния описана турбидитовая толща мощностью 6000 м. Найденные в низах этой толщи фораминиферы сравнимы с видами, ныне живущими на глубине 1200—1500 м. Состав фораминифер выше по разрезу, судя по современным видам, предполагает меньшие глубины. В верхней части разреза турбидиты переходят в аллювиальные отложения с костями лошади. Результаты исследования этой толщи подверглись критике на том основании, что распространение современных фораминифер зависит не только от глубины, но и от температуры воды и других экологических факторов.

При палеонтологическом исследовании сланцев Ясло (олигоцен) флиша Кросно в Карпатах на территории ПНР были найдены ископаемые рыбы со светочувствительными органами, аналогичные видам, ныне обитающим в глубинах океана. Третичный флиш Пиренеев содержит ископаемые следы, интерпретируемые как отпечатки птичьих лап. Исключая последний курьезный случай, фаунистические и седиментологические данные свидетельствуют о том, что флишевые пески отлагались на глубине ниже уровня волнового воздействия. Отложение осадков либо происходило на больших глубинах, либо было слишком быстрым, чтобы мог развиваться обильный бентос. Вопрос о глубине отложения флиша очень подробно рассматривается в работах [22, 24 и 100].

Критика турбидитовой гипотезы, объясняющей происхождение флиша, основана на таких доводах: флишевые пески не похожи на современные глубокоководные пески, а если бы даже такое сходство существовало, то сами глубокоководные пески никоим образом не могут считаться турбидитами, ибо обязаны своим происхождением волокущим течениям с убывающей скоростью. Эта критическая позиция получила поддержку в некоторых исследованиях палеотечений, обнаруживших несоответствие палеосклонов и индикаторов флишевых палеотечений. Те и другие должны были бы совпадать, если флишевые песчаники были отложены гравитационно контролируемыми мутьевыми потоками.

В настоящее время разрешить эти споры («за» или «против» турбидитового происхождения флиша) трудно. Несмотря на три десятилетия интенсивных исследований, эта восхитительная фация все еще, как и прежде, бросает вызов геологу.

ЭКОНОМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ

В случаях, когда глубокоководные морские пески очевидно были вовлечены в процессы геосинклинального орогенеза, они не являются потенциальными ловушками углеводородов. Начинаясь метаморфизм уничтожает пористость и приводит к распаду углеводородов, тогда как структурные деформации ведут к утечке поровых флюидов.

При отсутствии орогенеза глубокоководные морские песчаники часто оказываются высокопродуктивными на нефть и газ, в частности, когда они приурочены к основаниям дельт или ограниченными разломами прогибам с замкнутой морской циркуляцией. В этих случаях илы пелагических бассейнов могут явиться поставщиками нефти и газа. Углеводороды могут мигрировать вверх через песчаники турбидитовых конусов, с которыми илы фациально переслаиваются. Скопление нефти и газа может происходить как в структурных, так и в стратиграфических ловушках, там, где пески подводных каньонов оказываются запечатанными сверху непроницаемыми склоновыми илами. Турбидитовые конусы обычно имеют более низкую пористость и проницаемость, чем пески, отложенные в каньонах песчаными потоками, но для них характерна большая латеральная выдержанность. О юрских подводных конусах Северного моря уже упоминалось. Продуктивными являются глубокоководные морские пески палеоценового возраста месторождений Фортиез и Монтроз. Месторождение Фригг связано с раннеэоценовым подводным конусом.

Другой пример высокопродуктивного месторождения нефти в турбидитах относится к западной Калифорнии. Здесь свыше 10 000 м турбидитов накопилось в третичных бассейнах, ограниченных разломами. Последующие тектонические движения создали лишь пологую складчатость. Как уже упоминалось, фораминиферы, обнаруженные в сланцах, свидетельствуют о том, что первоначальные глубины бассейна составляли около 1200 м. По-видимому, эти сланцы и являлись материнскими породами. Несмотря на слабую сортированность и относительно низкие пористость и проницаемость, турбидитовые песчаники оказались хорошими нефтяными ловушками за счет того, что отдельные слои имели необычно большую для турбидитов мощность — иногда более 3 м. Кроме того, широкое распространение имеют многоярусные песчанниковые толщи; сланцы между турбидитами отсутствуют, по-видимому, в связи с эрозией или частой повторяемостью мутьевых потоков.

В третичных турбидитовых фациях Калифорнии можно выделить три основных геометрических типа, которые могут быть соотнесены с глубокоководными образованиями, ныне формирующимися вблизи калифорнийского побережья. К первому типу относятся шнурковые турбидитовые тела, иногда располагающиеся вдоль синседиментарных синклиналей (ср. с каньоном Конт в Приморских Альпах). В одной из работ [30] рассматривается такое обра-

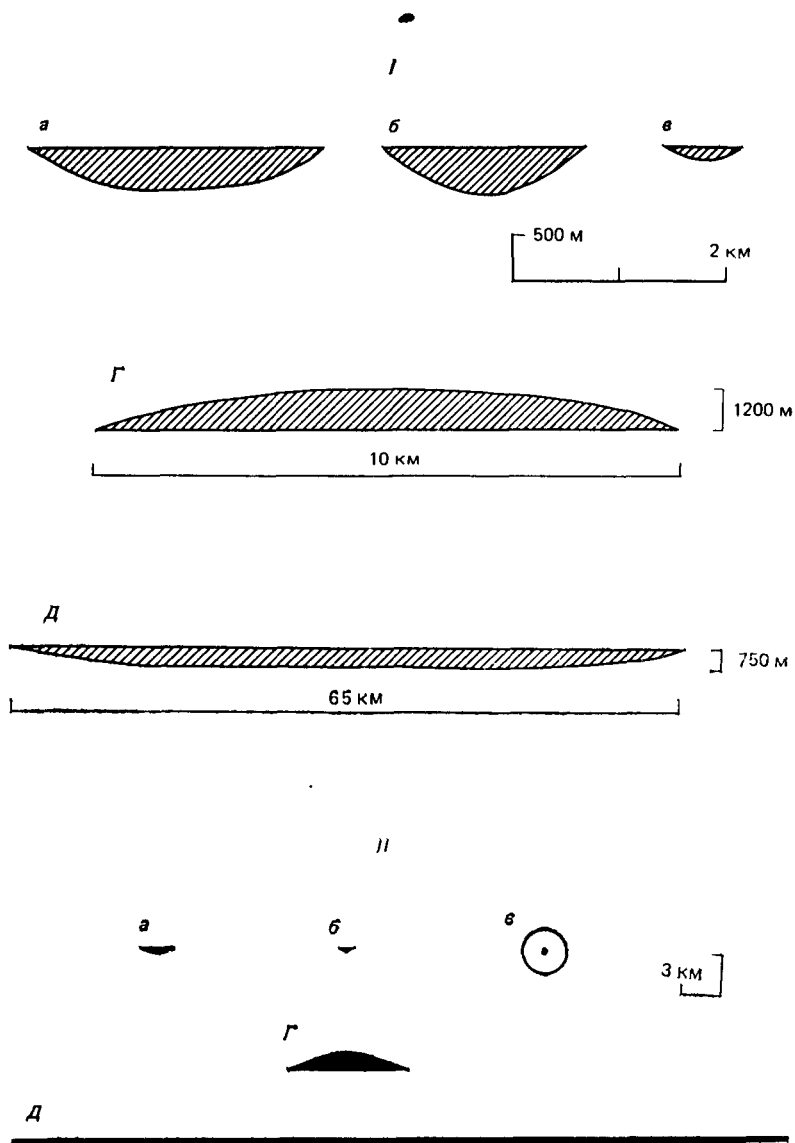


РИС. 151. Разрезы по палеопростираанию турбидитовых толщ (объяснение см. в тексте):

I—*a* — каньон Конт, впадина Анно, Приморские Альпы; *б* — каньон Роудейл, бассейн Сан-Хоакин, Калифорния, *в* — каньон Сансино, бассейн Лос-Анджелес, Калифорния, *г* — турбидитовый конус Тарзана, бассейн Лос-Анджелес, Калифорния, *д* — турбидитовая формация дна бассейна турбидитовый покров Ренетто, бассейн Лос-Анджелес, Калифорния, *II* — все рассмотренные образования даны в едином масштабе, без увеличения по вертикали

зование мощностью 50 м и шириной 600 м; состав фораминифер предполагает накопление этих осадков на глубине 700 м. Каньон Роуздейл (миоцен) бассейна Сан-Хоакин при ширине около 1,8 км содержит более 4000 м турбидитов. Он может быть прослежен вниз по склону приблизительно на 8 км, а содержащаяся в турбидитах фауна предполагает глубину накопления более 400 м.

Шнурковые турбидиты такого типа, вероятно, формировались в подводных каньонах, напоминающих каньоны современных континентальных окраин.

Второй тип геометрии демонстрируют турбидитовые тела, конусоподобные в плане и линзоподобные в поперечном сечении. Раннемиоценовый конус Тарзана [30] имеет около 100 км в ширину при мощности 1200 м. Состав фораминифер предполагает глубину отложения приблизительно 1000 м. Другие примеры конусов демонстрируют лопастные и ветвящиеся формы. Подобная геометрия может рассматриваться в качестве аналога современных конусов, сформировавшихся за счет выхода осадков из устьев подводных морских каньонов на абиссальные равнины.

Третий тип фациальной геометрии — покровы, обнаруженные в третичных турбидитах Калифорнии. Полагают, что в этом случае отложение происходило на дне бассейна. Примером этого типа может служить формация Ренетто (нижний плиоцен): при максимальной мощности более 750 м она покрывает площадь более 2000 км² [83].

Все три типа геометрии морских глубоководных фаций представлены на рис. 151. Нефть обнаружена в глубоководных морских песках, определенная роль в организации ее добычи, несомненно, принадлежит седиментологии.

ПОДПОВЕРХНОСТНАЯ ДИАГНОСТИКА МОРСКИХ ГЛУБОКОВОДНЫХ ПЕСКОВ

Из-за экономической важности этих отложений распознаванию морских глубоководных песков как в поверхностных обнажениях, так и в погребенном состоянии, уделяется большое внимание [74, 79].

Подводные морские каньоны и конусы могут быть закартированы по результатам скважинного каротажа и данным сейсмических исследований. Сейсмические профили, ориентированные параллельно палеосклону, позволяют идентифицировать морские глубоководные песчаники у подошв продвигающихся дельт или подводных тектонических уступов (см. рис. 65 и 148, соответственно). Сейсмические разрезы параллельные палеопростираанию, позволяют выявлять палеорельеф поверхности отмерших подводных конусов (рис. 152). Иногда возможно определить геометрию конуса в целом (рис. 153), хотя необходимо отметить, что сама по себе конусообразная форма не является характерным признаком морского подводного конуса, ибо это могут быть и аллювиальные конусы и лопасти дельт.

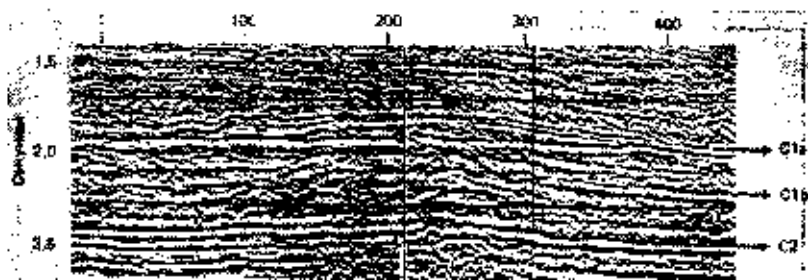


РИС 152 Сейсмический профиль через нефтяное месторождение Фригг показывает палсорельеф залежи, приуроченной к погребенному подводному конусу (местоположение см рис. 153); по *Herthier et al* (1981), с разрешения Института нефти

Глубоководные морские отложения отличаются литологическим разнообразием, изменяясь от валуников до самых тонких силтов. В турбидитовых песчаниках, где поступление осадка шло как из дельт, так и с морского шельфа, часто встречаются смешанные в разных соотношениях глауконит, обломки раковин, слюда и углистый детрит. Как уже отмечалось, карбонатные турбидиты встречаются у подошвы карбонатных шельфов. Для турбидитовых песков характерно смешение перенесенной мелководной фауны с фауной пелагической с ихнофацией *Nereites* в сланцевых прослоях.

При наличии керна в турбидитах подводного морского конуса может быть установлен цикл А—Е Боума, а в подводных каньонах выявлены диагностические признаки песчаных потоков.

Особенно показательны в диагностическом отношении графики гамма-каротажа и каротажа по естественным потенциалам, однако они могут быть спутаны с дельтовыми. Турбидитовые последовательности проявляют весьма «нервный» характер: кривые имеют большой размах колебаний. Это отражает переслаивание песчаников и сланцев, но вертикальная разрешающая способность того и другого видов каротажа редко оказывается достаточной для того, чтобы реально определить отдельные градационные слои. Разрезы турбидитовых конусов часто обнаруживают общее опесчанивание вверх по разрезу, что отражает продвижение конуса поверх сланцев в сторону бассейна.

Подводные морские каньоны, будучи заполнены песками песчаных потоков, обнаруживают на каротажных графиках постоянное отсутствие каких-либо характерных признаков при резких нижних поверхностях, отвечающих эрозионным подошвам дна каньонов. Обычно они находятся над участком кривой, соответствующим продвигающемуся конусу. Эти каротажные графики приведены на рис. 154. Рисунок 155 иллюстрирует конкретный пример для Северного моря.

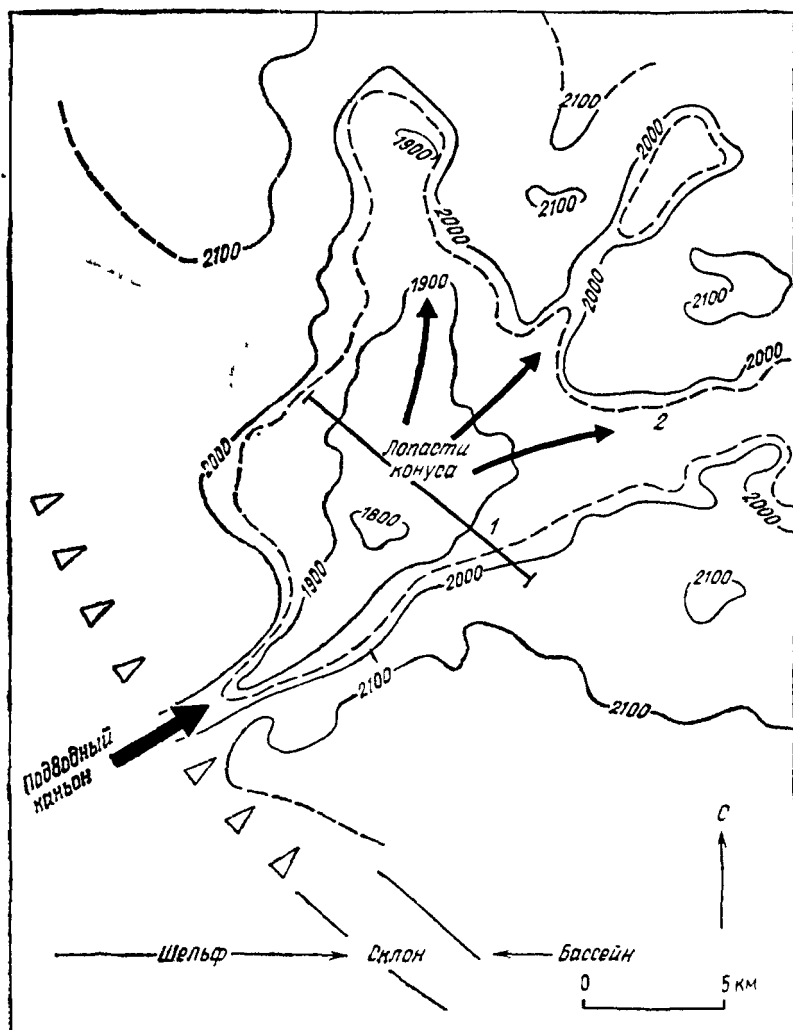


РИС. 153. Структурная карта кровли нефтегазовой залежи Фригг в Северном море. Месторождение приурочено к подводному конусу нижнеэоценового возраста

1 — сейсмический профиль, приведенный на рис 152, 2 — граница раздела нефти и воды

Типичные для морских глубоководных песчаников виды записи выявляются и на графиках наклономерного каротажа. В подводных каньонах гетерогенная структура валуников и песков песчаных потоков может давать хаотичную запись — так называемый «мешок с гвоздями». Каньоны, заполненные турбидитами, могут обнаруживать «красный мотив» с уменьшением наклонов вверх по разрезу, отражающий постепенное заполнение изогнутого дна каньона. Наклоны будут направлены к оси каньона, как в случае

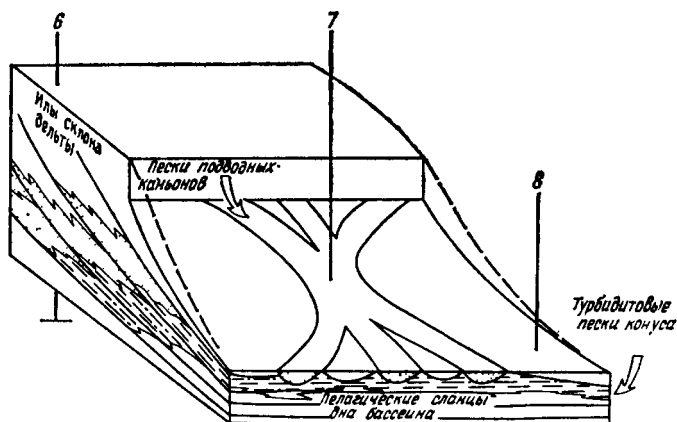
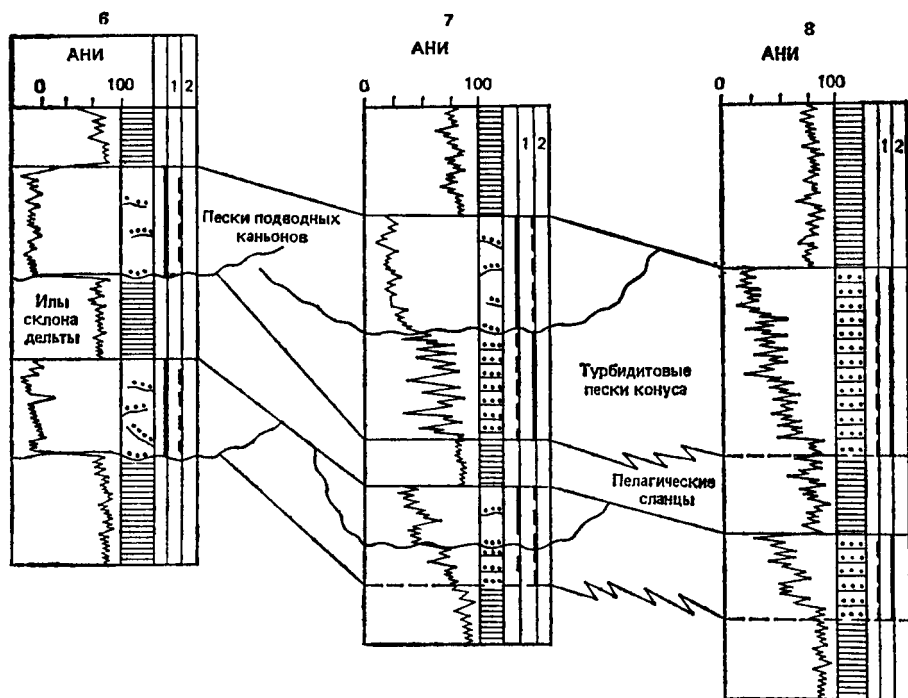


РИС 154. Диаграммы, иллюстрирующие типы каротажных кривых (А) и геометрии (Б) глубоководных морских песков

Обращает на себя внимание сходство кривых, отвечающих продвигающемуся подводному конусу и ветвящимся руслам дельты

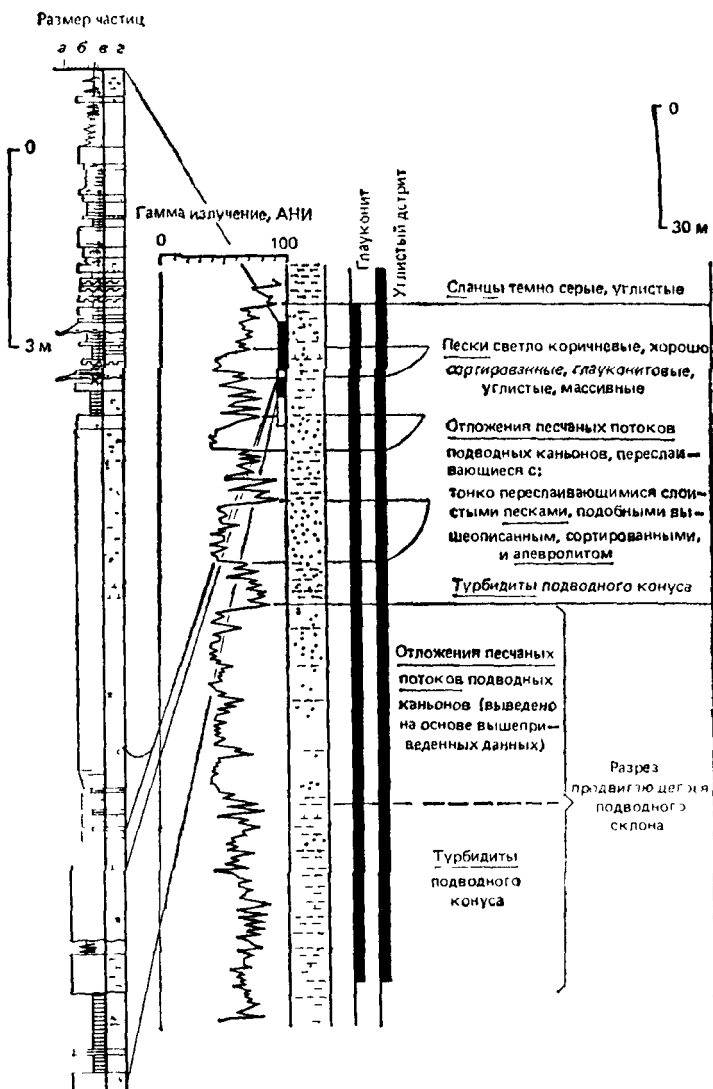


РИС 155. Керновый каротаж и гамма-каротаж морских глубоководных песков Северного моря По [79], с разрешения Американской ассоциации геологов-нефтяников

Следует обратить внимание на то, что верхняя часть колонки с турбидитовыми признаками коррелируется с изменчивой кривой гамма каротажа, в то время как нижней части колонки, интерпретируемой как осадки песчаных потоков, соответствует стационарная кривая. а — гравий, б — песок, в — сilt, г — глина.

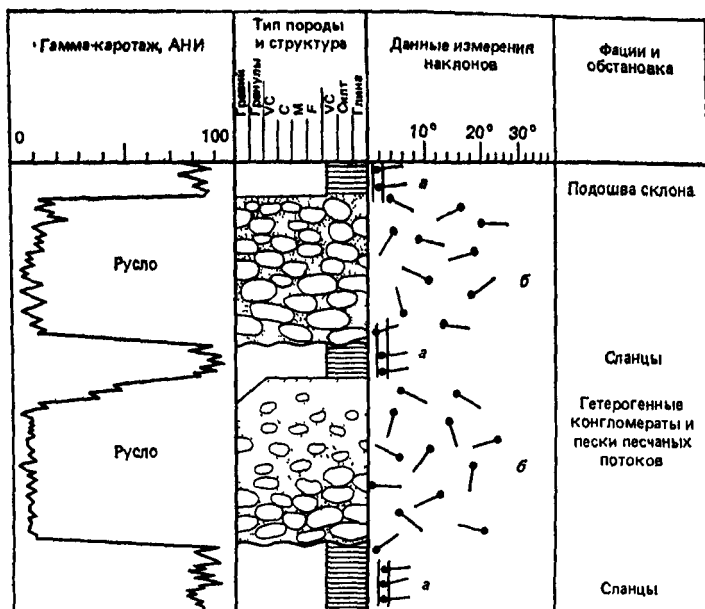


РИС 156. Типы записей («мотивы») наклономерного скважинного каротажа глубоководных морских песков в случае склоновых песчаных потоков или конгломератовых русел (объяснения см. в тексте)

а — «зеленый мотив», структурный наклон в сланцах 2° СВ *б* — «мешок с гвоздями», характерный для гетерогенных конгломератов и песков песчаных потоков

мелководных русел, однако (поскольку отсутствует косая слоистость) наклонов, направленных вниз по оси каньона, здесь не будет. Иногда разрез развивающегося конуса обнаруживает на графиках «голубой» мотив, с увеличением угла наклона вверх по разрезу, аналогичный тому, что наблюдается для склонов дельт. Как и в последнем случае, наклон слоев при этом также указывает направление продвижения осадков (рис. 156, 157).

Литература [8, 17, 22, 24, 30, 34, 44, 49, 74, 79, 90, 97, 100, 103, 108].

ГЛАВА XI ПЕЛАГИЧЕСКИЕ ОСАДКИ

СОВРЕМЕННЫЕ ПЕЛАГИЧЕСКИЕ ОСАДКИ

В этой главе описываются пелагические осадки. Этот термин «обычно применяется к морским отложениям, в которых фракция, снесенная с континента, указывает на выпадение из минеральной суспензии, развитой по всей водной толще глубоких частей океана» [6]. Доказать, что древний осадок был отложен в пелагических условиях, как это понимается в вышеприведенном определении, значит установить как факт его накопления на большой глу-

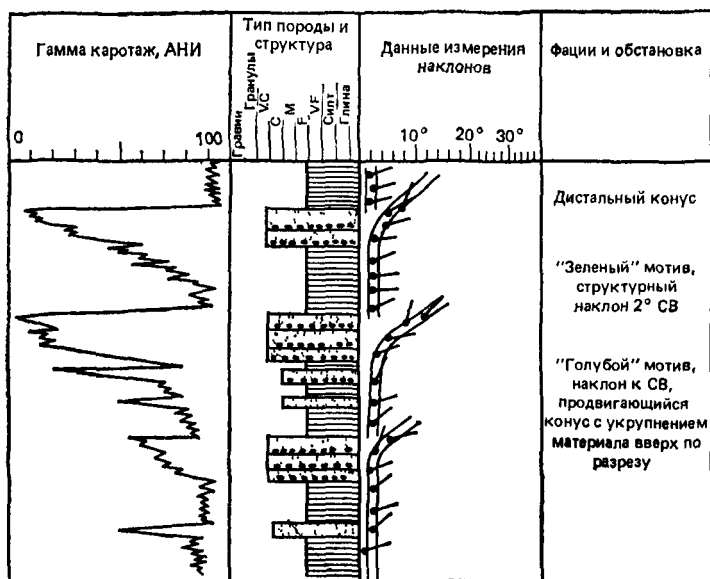
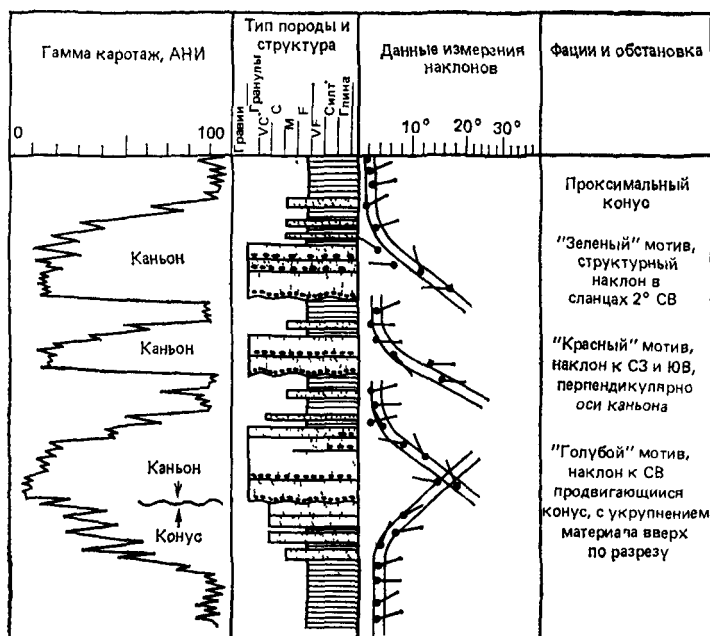


РИС. 157. Типы записей («мотивы») скважинного наклономерного каротажа морских глубоководных песков, ассоциируемых с турбидитами русел проксимального конуса (вверху) и турбидитами дистального конуса (внизу).

Объяснения см в тексте

бине, так и отсутствие континентального влияния. Из дальнейшего рассмотрения следует, что, когда речь идет о древних отложениях, сделать это нелегко. Поэтому более надежно определять пелагические отложения как осадки открытого моря.

Необходимость проводить различие между глубиной и «мористостью», т. е. удалением от суши, при анализе обстановки осадконакопления предполагаемых древних пелагических отложений подчеркивалась неоднократно. Среди современных морей могут быть выделены моря континентальных шельфов, которые отделяются от океанов перегибом шельфа приблизительно на глубине 200 м.

Отложения современных океанов интенсивно изучаются. Особенно важные характеристики осадков современного океанического дна приводятся в докладах D. S. D. P. (Deep Sea Drilling Project). Более конкретные обзоры сосредоточены в сборниках [37, 46, 60, 72, 76, 92] и других работах.

В общем современные океанические осадки могут быть подразделены на такие типы: 1) терригенные осадки, 2) известковые илы, 3) кремнистые илы, 4) красные глины, 5) железо-марганцевые отложения.

Ниже будет дана краткая характеристика каждого типа с указанием распространения.

Терригенные осадки располагаются вблизи континентов. К ним относятся глинистые отложения и глубоководные морские пески, вероятно, турбидитовые по происхождению (см. гл. X). Известковые илы (oozes, muds) состоят в основном из раковин микрофоссилий. Можно выделить среди них две разновидности: птероподовые илы, состоящие главным образом из арагонитовых раковин этого моллюска, и фораминиферовые илы, материал которых представлен преимущественно кальцитовыми остатками фораминифер, часто рода *Globigerina*.

Кремнистые илы состоят из скелетов диатомей и радиолярий.

Красные глины — красные и темно-коричневые илы, которые, как полагают, образовались из тончайшей разносимой ветром пыли континентальных пустынь вместе с чрезвычайно тонкими частицами вулканического пепла и космической пылью.

Последний тип пелагических осадков по существу является скорее продуктом диагенеза, чем осадконакопления. Эти осадки представляют собой размытые поверхности морского дна, называемые «устойчивыми подошвами» (hard ground), в которые вкраплены и на которых залегают марганцевые конкреции. Установлено, что это наиболее широко распространенные поверхности твердых пород.

Распределение разного типа современных осадков в целом коррелируется с глубиной. Так, на большей части Атлантического и Тихого океанов красные глины встречаются на самых глубоководных участках, радиоляриевые илы формируются на меньших глубинах, ниже приблизительно 4500 м, кальцитовые фораминиферовые илы находятся на дне океана на глубине 4500—3500 м, выше этого уровня преобладают арагонитовые птероподовые и фо-

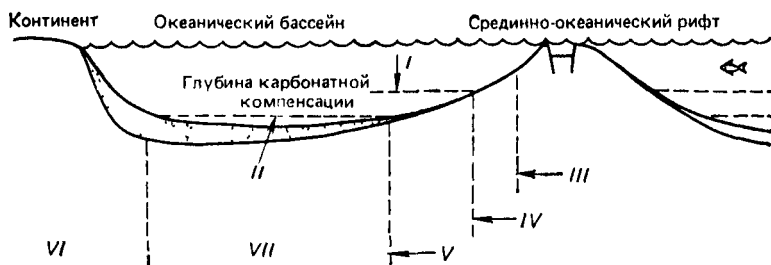


РИС. 158. Схематический разрез современного океанического бассейна, сопряженного со срединно-океаническим рифтом.

Иллюстрирует взаимоотношения между осадками и глубиной. Интересен тот факт, что глубина уровня карбонатной компенсации меняется в зависимости от широты
 I — граница стабильности арагонита, II — граница стабильности кальцита, III—VII — типы осадков. III — вулканы с железистой инкрустацией, IV — птероподовый ил, V — глобигериновый ил, VI — терригенные осадки, VII — радиоляриевый ил, красные глины и железомарганцевые конкреции

раминиферовые илы (рис. 158). Хотя распределение пелагических осадков примерно коррелируется с глубиной, в действительности оно контролируется целым рядом факторов, таких как скорость осадконакопления и скорость растворения. Таким образом, последовательность (по степени увеличения глубины) арагонитовых, кальцитовых, кремнистых и глинистых осадков в значительной мере отражает повышение их химической стабильности. Скорость растворения этих минералов является функцией скорости их погребения, температуры воды и степени ее насыщения различными химическими элементами, а также зависит от гидростатического давления. Только последний из этих факторов действительно непосредственно связан с глубиной. Это иллюстрируется тем фактом, что независимо от глубины известковые илы плохо развиты в полярных водах. Обусловлено это низкой температурой воды в придонном слое, за счет чего растворение арагонита и кальцита происходит с большей скоростью, чем в водах экваториальных частей океана с их более равномерным распределением температур.

Тот факт, что распределение современных пелагических осадков не отражает напрямую глубину, является критическим в попытках определить абсолютные глубины древних пелагических отложений.

В настоящее время океаны занимают большую часть земной поверхности. Соответствующей доминанты глубоководных осадков над мелководными в геологических колонках, однако, не обнаруживается. Напротив, древние морские глубоководные отложения оказываются очень редкими. Это отвечает концепции изостазии, так как предполагает, что континенты никогда не были погружены на большие глубины ниже уровня океана. Древние глубоководные отложения не только редки, но и сама глубина их накопления часто спорна. Объясняется это тем, что отделить критерии глубины осадконакопления от тех, что показывают степень уда-

ленности области накопления от суши, весьма трудно. Упомянутые показатели отнюдь не синонимы, как свидетельствуют современные широкие шельфы Атлантического океана. Эта дилемма приобретает еще большую очевидность при обсуждении следующих конкретных примеров.

ТРИАСОВО-ЮРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ СРЕДИЗЕМНОМОРЬЯ: ОПИСАНИЕ И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Длительными геологическими исследованиями было обнаружено, что в течение мезозойского и раннетретичного времени в прогибе, простиравшемся от южной Франции и северной Италии далеко на восток, накапливались морские отложения. В середине третичного периода эти отложения были смяты в складки и подняты, сформировав Альпы и смежные с ними горные цепи. Этот прогиб называют геосинклиналью Тетис. В общих чертах события в этом районе, по-видимому, развивались в такой последовательности:

1) накопление морских карбонатов и тонкозернистых кластогенных пород (триас — юра); шельфовые отложения;

2) накопление тонких серий глин, кремнистых сланцев и известняков, иногда в ассоциации с вулканитами (триас — ранний мел), по происхождению это пелагические осадки;

3) отложение мощных серий флишевых песков/сланцев (мел — олигоцен), турбидиты;

4) фаза складчатости, надвигания и поднятия;

5) отложение кластогенных осадков в краевых предгорных прогибах, т. е. на равнинах севера Швейцарии и Италии. Эта молассовая фация является по преимуществу континентальной; у ее подошвы локально развиты морские, иногда известняковые, осадки (олигоцен — настоящее время).

Временные границы этих событий значительно варьируют от места к месту; часто в соседних областях две фазы могли происходить синхронно. Глины, кремнистые сланцы и известняки второй фазы часто связывают с пелагическими и глубоководными морскими условиями. Ниже будет приведено описание и рассмотрены доводы в пользу такой интерпретации. Эти отложения могут быть подразделены на три субфации: 1) глинистые сланцы, мергели и микритовые известняки; 2) радиоляриевые кремнистые сланцы; 3) красные желваковые известняки.

Глинистые сланцы, мергели и микритовые известняки. Эта субфация состоит из глинистых сланцев, иногда темных, пиритовых, изредка известковых, мергелей и тонкозернистых микрокристаллических известняков. Последние обычно массивны или расслоены. Литологические разности иногда ритмично переслоены одна с другой. Ископаемые, как правило, редки, но хорошей сохранности, иногда в массовом количестве встречаются на поверхности напластования. К ним относятся тонкораковинные двустворчатые моллюски, именуемые *Posidonia* или *Bositra* белемниты, аммониты и

Брахиподы. Раковины аммонитов обычно отсутствуют, но встречаются их аптихи. Наиболее характерные брахиподы этой фации — *Pugope*, особая форма с полостью в середине. Слои этой фации именуют в соответствии с характерной для них фауной, а именно: аптиховые мергели, известняки *Pigope* и т. д. Эта субфация широко распространена в верхнеюрских и нижнемеловых породах Альп, Апеннин и Греции.

Радиоляриевые кремнистые сланцы. Эти сланцы нередко соседствуют с вышеописанной субфацией и имеют то же самое географическое и стратиграфическое распространение. Они по большей части тонкослоистые, темно-серые, черные или красные. Слоистость часто ритмичная с тонкими прослойками глинистого сланца. В качестве переходных между кремнистыми сланцами и микритами предыдущей субфации иногда отмечаются кремнистые известняки. Кремнистые сланцы состоят преимущественно из микроскопических кремнистых раковин радиолярий. Кроме того, они содержат в небольшом количестве окремнелые спиккулы губок и фораминиферы. Макрофауна аналогична той, что описана для предыдущей субфации, но встречается намного реже. Эту кремнистую субфацию рассматривают как нерастворимый остаток, в котором карбонат кальция был полностью растворен.

Красные желваковые известняки, именуемые *ammonitico rosso* встречаются в ассоциации с двумя предшествующими субфациями и широко распространены в Альпах, Апеннинах и некоторых частях Греции. Их возраст изменяется в пределах от триаса до юры. Литологически эта субфация состоит из слоев розовых микритовых желваков, плотно упакованных в темно-красный мергельный матрикс. Желваки часто покрыты марганцево-железистой коркой (рис. 159). Присутствуют также тонкие прослои марганцевых конкреций. Характерными ископаемыми для этой субфации являются аммониты, по которым она и получила свое наименование. Местами аммониты весьма обильны. Присутствуют также аптихи аммонитов, белемниты, криноидеи, иглокожие, пелециподы, гастроподы, фораминиферы и спиккулы губок. Эти ископаемые часто обнаруживают следы коррозии и несут минеральные вкрапления. Иногда отмечаются размытые поверхности напластования, именуемые «кустойчивыми подошвами». Субстрат последних очень богат железом и марганцем, изредка фосфатизирован. Местами присутствуют следы жизнедеятельности ископаемых рода *Chondrites*, иногда поверхности перекрыты тонким слоем марганцевых и фосфоритовых конкреций.

Только что описанные субфации имеют много общего. Все они отличаются отсутствием снесенного с суши кварцевого осадка и наличием явно морской фауны. За счет сложной тектоники их стратиграфические взаимоотношения часто неопределенны, однако палеонтология подтверждает то, что они отлагались в одно и то же время как смежные достаточно мощные шельфовые серии, глубина накопления которых была сравнительно невелика, поскольку иногда они были рифовыми. Часто эти породы перекрыты фли-

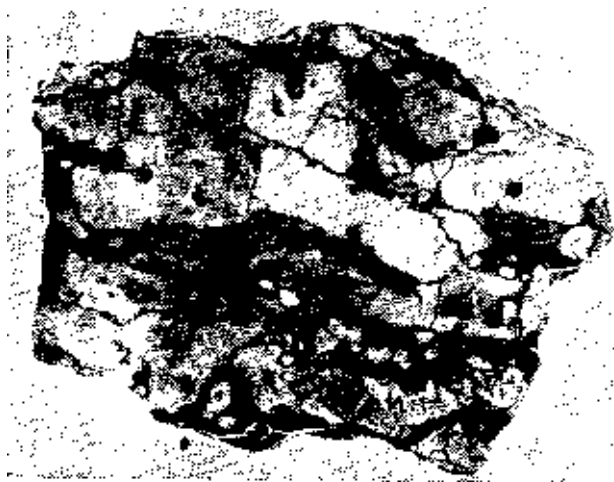


РИС. 159. Аншлиф «аммонитико-россо», песчаник Аднет (нижний лейас), Аднет, Австрия.

Обломки бледно-розового микритового известняка заключены в красном глинистом микриксе, обогащенном железом и марганцем

шевыми турбидитами. Все субфации тонкозернисты и лишены осадочных текстур, таких как косая слоистость и русловые врезы, которые предполагают сильное воздействие течений. «Устойчивые подошвы» могли возникать за счет слабого размыва древнего цементированного морского дна. Для фауны характерно обилие пелагических фоссилий и скудость бентоса. При сохранности кальцитовых раковин, присущих многим ископаемым формам, любопытно отсутствие раковин с первичным арагонитовым составом. Так, кальцитовые аптихи аммонитов встречаются часто, тогда как их арагонитовые раковины отсутствуют. Химический состав этих пород необычен из-за обилия органических кремния и кальцита в сочетании с необычно большим количеством железа, фосфатов и марганца.

Тонкозернистость и отсутствие косой слоистости и русловых врезов свидетельствуют о том, что осадки отлагались в обстановке с низким энергетическим уровнем, т. е. ниже уровня волнового воздействия, тогда как наличие «устойчивых подошв» предполагает периодический размыв течениями.

Как явствует из только что приведенных рассуждений, эти отложения имеют пелагическое происхождение в том смысле, что они формировались в условиях открытого моря, вне континентального влияния.

Что же касается определения точной глубины их накопления, то здесь не все может быть однозначно истолковано. Доказательства, приводимые в пользу больших глубин, основываются на аналогии этих отложений с современными морскими глубоководными осадками. К чертам сходства должны быть отнесены отсутствие

снесенного с суши обломочного материала, скудость знаков течения и бентоса, несмотря на присутствие кислорода в придонном слое, о чем свидетельствует наличие красных оксидов железа. Известняки могут быть сопоставлены с современными глобигериновыми илами, кремнистые сланцы — с современными радиоляриевыми илами, железо-марганцевые слои — с красными глинами и железо-марганцевыми конкрециями. Отсутствие ископаемых с арагонитовыми раковинами может быть отнесено за счет большей, по сравнению с кальцитом, способности арагонита к растворению. В настоящее время арагонит начинает растворяться на глубинах около 3500 м, а кальцит — около 4500 м; горизонты твердых пород («устойчивые подошвы») встречаются на глубинах от 200 до 3500 м [60].

Все эти аналогии предполагают глубоководное происхождение альпийских толщ, описанных выше. С другой стороны, напрашивается такое возражение: многие из этих критериев или являются сомнительными с точки зрения химизма, или свидетельствуют скорее об удаленности суши, а не о глубине. Это особенно справедливо в случае отсутствия снесенного с суши кварца и обилия тонкозернистых глин, а также органогенного известнякового и кремнистого осадка. Геохимические исследования современных глубоководных конкреций придают большое значение соотношению кислорода, железа и марганца в этих образованиях и содержанию в них рассеянных элементов. Современные марганцевые конкреции в настоящее время встречаются на самых разных глубинах и даже в некоторых озерах. Их химические вариации могут определяться не столько глубиной, сколько близостью тех или иных химических элементов, поступающих с суши [19]. Аналогично этому скорости растворения арагонита и кальцита контролируются не только глубиной, но также температурой воды, как уже указывалось в начале этой главы. Скорость седиментации также может оказывать влияние на растворение: медленное погребение осадков увеличивает время коррозии раковин на морском дне [19].

Примечательны также соотношения фаций этих предположительно глубоководных морских отложений. Например, в синклинали Ункен в Австрии имеется 300-метровая толща юрских пелагических известняков, радиоляриевых кремнистых сланцев и «аммонитико-россо», для которой определены глубины отложения [60] 4000—5000 м. Эта толща залегает на закарстованной поверхности верхнетриасовых известняков, а сверху несогласно перекрывается нижнемеловыми (берриас) известняками. По-видимому, между концом триаса и нижним мелом происходили медленные тектонические колебания.

Итак, тонкозернистые известняки, «аммонитико-россо» и радиоляриевые кремнистые сланцы Средиземноморья несомненно являются морскими отложениями. Они накапливались в низкоэнергетической обстановке ниже уровня сильных течений и, как свидетельствует отсутствие водорослей, глубже эйфотической зоны. Относительно маломощная, но непрерывная стратиграфическая по-

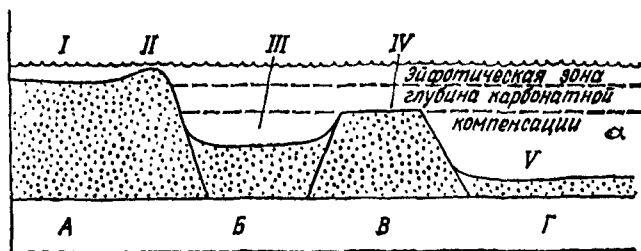


РИС. 160. Геофантасмограмма, изображающая формирование пород «аммонитико-россо» и сопутствующих фаций Тетиса в течение триаса и юры.

Следует обратить внимание, что блоки, ограниченные разломами, могут колебаться от эйфотической зоны ниже уровня карбонатной компенсации в результате тектонических и эвстатических процессов.

I — пеллетовые илы шельфа; II — рифы и оолитовые осадки мелководья; III — карбонатные обломочные потоки, турбидиты и пелагические известняки; IV — красные желваковые известняки, корродированные фоссилии и «устойчивые подошвы»; V — радиоляриевые кремнистые сланцы и красные глины; обстановки: А — шельф выше эйфотической зоны, Б — бассейн с быстрым осадконакоплением, В — шельф ниже эйфотической зоны; Г — некомпенсированный бассейн

следовательность осадков свидетельствует о том, что их накопление происходило медленно при малом влиянии сносимого с суши материала (рис. 160). Эти отложения можно уверенно соотносить с пелагической обстановкой осадконакопления. Сравнение с современными морскими глубоководными осадками предполагает их глубоководное происхождение. Однако распространение этих отложений не зависит прямо от глубины, многие черты сходства тех и других осадков могут контролироваться не только глубиной, но и служить показателем удаленности от суши. Поэтому такое сравнение не является обоснованным.

ДИСКУССИЯ

Независимо от того, являются или нет вышеописанные отложения глубоководными, очень важно отметить следующее. Пелагические фации часто присутствуют в сходной позиции и в других древних геосинклинальных толщах. Их можно наблюдать в верхнепалеозойских отложениях варисской геосинклинали, протянувшейся от южной Ирландии и юго-западной Англии на восток через Центральную Европу. Девонские и карбоновые породы этих регионов часто включают черные пластинчатые сланцы с остракодами и трилобитами, радиоляриевые кремнистые сланцы и желваковые известняки, содержащие цефалоподы, сходные с «аммонитико-россо» [60].

Исследования, проведенные в начале 60-х годов Р. Голдингом, с определением абсолютного возраста пород и мощности отдельных фаций в разных регионах, позволили вычислить скорости осадконакопления. Полученные данные показывают, что ко времени, когда за аллювиальной седиментацией песчаников Олдрэд последовало накопление пелагической «батиальной» фации, в осевой ча-

сти геосинклинали осадконакопление заметно замедлилось. Оно вновь ускорялось в разные периоды времени в разных районах, когда за батиальной фазой последовало накопление флиша кульмской серии.

Другая общая особенность древних пелагических осадков раннегеосинклинальных фаций заключается в их ассоциации с вулканической активностью [60]. Типичными признаками таковой являются различные подушечные лавы, спилиты, базальты и серпентиниты. Эту ассоциацию ультраосновных пород, называемую обычно офиолитовым комплексом, находят в юрских и меловых породах Греции, Апеннин и Альп. Она встречается в верхнепалеозойских породах варисской геосинклинали в юго-западной Англии и в Центральной Европе, а также присутствует в раннепалеозойской каледонской геосинклинали, в частности в южной части Шотландского нагорья. Еще один показательный пример, причем с ним связаны крупномасштабные гравитационные тектонические движения, относится к горам Оман на Аравийском полуострове. Существует серьезно обоснованное предположение, что в связи с эрупциями подводных вулканов локально увеличивалось содержание кремния в морской воде, обусловив популяционные взрывы радиолярий. Однако есть свидетельства того, что образование радиоляриевых кремнистых сланцев в отложениях юрского и раннемелового возраста прогиба Пинд в Греции не зависело от вулканизма. В этой связи интересно было бы провести сопоставление распространения современных радиоляриевых илов с подводным вулканизмом.

И, наконец, заслуживает упоминания еще один пример предполагаемых древних морских глубоководных отложений. Речь идет об о. Тимор (Малые Зондские острова) между Австралией и Юго-Восточной Азией.

Весьма характерные слои позднемелового возраста залегают под мощной третичной флишевой толщей. На западном Тиморе они представлены красными глинами с марганцевыми конкрециями, зубами акул и редкими костями рыб. В восточной части острова это различные ассоциации радиоляриевых кремнистых сланцев, кальцилитов, мергелей, турбидитов и сланцев, обогащенных железом и марганцем и содержащих марганцевые конкреции. Детальному изучению этих отложений посвятил свои работы в 1965 и 1966 гг. М. Г. Эндли-Чарльз. По геохимическому составу конкреции с западного Тимора аналогичны современным глубоководным образованиям, тогда как экземпляры из восточной части острова обнаруживают характерные черты, являясь по составу как бы промежуточными между современными глубоководными и шельфовыми конкрециями. Однако возможность прямой корреляции между глубиной накопления и геохимией осадков и здесь была поставлена под сомнение [19], поскольку, как уже упоминалось, изменения в химическом составе современных марганцевых конкреций скорее контролируются степенью удаления от суши («мористостью»), чем глубиной.

Завершая обсуждение древних пелагических отложений, важно подчеркнуть следующее. Турбидитовые серии флиша часто лежат поверх характерных фаций, которые могут быть выявлены в разных частях мира в породах разного возраста. Они состоят из тонкозернистых известняков, сланцев и мергелей. Известняки бывают иногда красноцветными и желваковыми. Встречаются они в ассоциации с радиоляриевыми кремнистыми сланцами, а иногда им сопутствует подводный вулканизм. Фауна этой фации типично пелагическая: бентосные ископаемые, как правило, чрезвычайно редки. Осадочные текстуры, предполагающие активное воздействие течений, отсутствуют. Серии этой фации обычно обнаруживают немного стратиграфических перерывов и являются более тонкими, чем соседние, эквивалентные им по возрасту, фации.

Очевидно, такие породы медленно накапливались в морских обстановках ниже эйфотической зоны и вне сильного воздействия течений. Во многих отношениях эти отложения сравнимы с современными морскими глубоководными песками. Вопрос состоит в том, обязано ли это сходство тому, что те и другие формировались в условиях глубоководья или на значительном удалении от суши.

ЭКОНОМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ

Пелагические отложения представляют экономический интерес по целому ряду причин. Они могут быть нефтематеринскими горизонтами, а также вмещать разного рода рудные тела. В океанах, на глубинах около 200—1500 м, наблюдается дефицит кислорода. Верхняя граница этой зоны совпадает со средней глубиной края континентального шельфа. Таким образом, замкнутые бассейны, дно которых лежит между 200—1500 м, вероятно, представляют области, где могут накапливаться обогащенные органикой осадки, в конечном итоге превращающиеся в нефтематеринские толщи. Детальный анализ данных глубоководного бурения (D. S. D. P.) показал, что существует некая оптимальная, с точки зрения сохранности органического материала, скорость осадконакопления. Эта оптимальная скорость меняется с изменением типа осадков. Она составляет около 14 м/млн лет для известковых илов, 21 м/млн лет для кремнистых илов и около 400 м/млн лет для глин. Глины представляют собой осадки с наиболее высоким содержанием сохранившейся органики. Предполагается, что, когда скорости осадконакопления слишком высоки, органика растворяется, а когда они слишком низки, органический материал подвергается окислению.

В настоящее время оптимальной с точки зрения накопления осадков, обогащенных органикой, считается область ниже глубины современного континентального шельфа. В периоды глобального повышения уровня моря, однако, бескислородная зона (зона «аноксис») могла распространяться на континентальный шельф (рис. 161). Таким образом можно объяснить распространение в определенные периоды времени обширных нефтепродуктивных толщ, таких, например, как верхнеюрские и нижнемеловые.

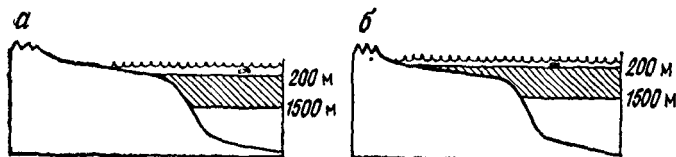


Рис. 161. Разрезы, демонстрирующие распространение океанической зоны пониженного содержания кислорода по шельфу в периоды высокого положения уровня моря (это обеспечивало благоприятные условия для отложения трансгрессивных нефтематеринских слоев).

а — верхний уровень зоны пониженного содержания кислорода находится у края континентального шельфа, б — высокое положение уровня моря — зона пониженного содержания кислорода распространяется на шельф, заштрихована зона пониженного содержания кислорода

Пелагические условия благоприятствуют также образованию месторождений некоторых полезных ископаемых, в частности марганцевых и сульфидных руд. Распространение марганцевых конкреций и инкрустаций (т. е. участков морского дна, где происходит

образование твердых минеральных корок), уже рассматривалось выше. Осуществлены конкретные исследования по определению возможностей коммерческой разработки этих отложений. Конкреции, поднятые со дна Тихого океана, содержат до 20 % марганца, а также следы меди, никеля и других металлов. Известны некоторые древние слоистые марганцевые отложения, образование которых, по-видимому, происходило в древних глубоководных обстановках, в частности, они найдены на о. Кипр и в Омане (см. подробнее [36]). Эти отложения в большинстве случаев залегают на подушечных лавах и/или офиолитах; с ними переслаиваются и их перекрывают кремнистые сланцы. Последние, в свою очередь, перекрываются пелагическими тонкозернистыми известняками или турбидитами. По-видимому, такая последовательность свидетельствует о

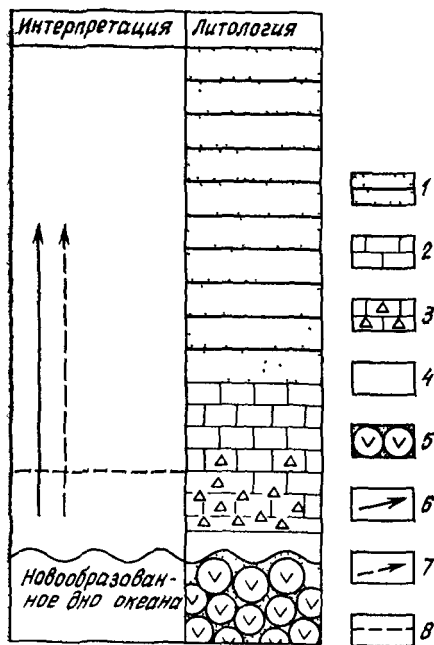


РИС. 162. Литология, фации и обстановки осадконакопления древних глубоководных марганцевых руд и сопутствующих отложений, аналогичных тем, которые известны на о. Кипр и в Омане

1 — турбидитовые песчаники, 2 — пелагические известняки, 3 — слоистые кремнистые сланцы, 4 — желваковые и слоистые марганцевые руды, 5 — базальтовые подушечные лавы и офиолиты, 6 — увеличение скорости осадконакопления, 7 — уменьшение глубины, 8 — уровень карбонатной компенсации

постепенном обмелении и увеличении скорости седиментации со времени образования марганцевых слоев. Изверженные породы, лежащие ниже рудных горизонтов, формировались как дно древнего океана; на нем происходило образование марганцевых конкреций и твердой корки. Кремнистые сланцы образовались из кремнистых илов, а пелагические микриты накапливались в условиях морского мелководья, выше уровня карбонатной компенсации (рис. 162).

Изучение современных срединно-океанических хребтов, в частности дна Красного моря, выявило так называемые «горячие дыры», где со дна моря бьют источники горячих рассолов с аномально высоким содержанием ионов металлов. Температура рассолов достигает 50—60 °С, а соленость составляет более 200 ‰. На дне морей поблизости от таких источников за счет жизнедеятельности особых термолюбивых бактерий идет образование гидротермальных сульфидных руд. Эти современные осадки содержат сульфиды железа, меди, свинца, цинка вместе со следами природной меди, серебра и золота. К древним аналогам этих отложений приурочены тела сульфидных руд Раммельсберга в ФРГ и в Омане.

Слоистые бариты также, по-видимому, формировались в условиях морского глубоководья. Примером могут служить отложения Монитэ-Вэли в Неваде. Они приурочены к ордовикским геосинклинальным толщам радиоляриевых кремнистых сланцев и глинистых сланцев. Бариты переслаиваются с ними и образуют тонкие конгломераты с включением фосфоритовых конкреций. Присутствие переотложенных обломков баритов предполагает их первичное происхождение.

Литература: [6, 19, 36, 37, 46, 60, 73, 76, 92]

ГЛАВА XII МОДЕЛИ ПРОЦЕССА ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ: ЛОГИЧЕСКИЕ И МАТЕМАТИЧЕСКИЕ

Из предыдущих глав должно быть ясно, что анализ обстановок осадконакопления скорее является своего рода искусством, чем детерминированной научной дисциплиной. Причина этого коренится в разнообразии процессов, контролирующих условия накопления осадков, а следовательно, в чрезвычайной изменчивости природы образующихся фаций

Действительно, обстановки осадконакопления никогда не могут быть выведены, подобно неким математическим формулам, и повторно воспроизведены, как физические или химические эксперименты. Давая описание фаций (следствие, результат), мы можем только предполагать, каковы были условия их возникновения (причина, процесс).

Существует два возможных философских подхода к анализу обстановок осадконакопления и использованию этих знаний. Рассмотрим следующую простую проблему: две скважины, заложенные на расстоянии нескольких километров одна от другой, прошли одинаковую по возрасту карбонатную формацию. В одной из скважин породы представлены фацией переслаивающихся микрокристаллических доломитов — пеллетовых известняков. Соответствующий интервал второй буровой занимает аргиллитовый кальцилютит (цементированный известковый ил) с мелкими пеллагическими фораминиферами. Возникает вопрос, какова природа перехода между этими двумя фациями?

В первом варианте решения этой задачи может быть использована следующая линия рассуждений: фация доломита — пеллетового известняка сравнима с отложениями современных себх и лагун, а кальцилютитовая фация — аналог современных осадков открытого моря, формирующихся ниже базы волнового воздействия. В настоящее время между двумя этими обстановками принято выделять обстановку с высоким энергетическим уровнем, для которой характерно накопление скелетных или оолитовых песков мелководья; альтернативно допускается существование рифов. На участке между двумя буровыми скважинами может быть предсказано наличие подобных фаций.

Второй вариант решений этой конкретной проблемы приблизительно таков: из 100 аналогичных зарегистрированных ситуаций, в 90 случаях две упомянутые выше фации разделяются рифами или калькаренитовой фацией. Поэтому вероятность того, что то же самое будет отмечаться и здесь, составляет 0.90.

Тот и другой подход могут обеспечить получение правильного вывода, но в то время как первый является дедуктивным, базирующимся на субъективном понимании современных обстановок и отложений, второй — эмпирический и основывается на математическом анализе объективных критериев. Первый подход типичен для геологов (иллюстрацией может служить сама эта книга), между тем как второй скорее предназначен для компьютера.

Однако и геолог, и вычислительная машина — оба они нуждаются для решения проблемы в своего рода концептуальной модели. Так, геолог должен иметь некое представление о том, как выглядят современные себхи, лагуны, мелководья и литоральная зона. Эта мысленная картина является функцией его полевого опыта, сведений из прочитанных им книг и статей, а также тех представлений, что были ему внушены его учителями. С другой стороны, компьютер, хотя и не обладает никакой «картиной условий осадкообразования», в его память, однако, программистом будут предварительно заложены все те данные, которые лежат в основе объективной классификации всех осадочных фаций, и значительное число данных натурных наблюдений. Хотя у компьютера нет необходимости «понимать» современные процессы, чтобы манипулировать фациями (результатами этих процессов), и компьютер, и геолог — оба они должны иметь определенный логиче-

ский базис для структурирования и классификации данных. Данные, заложенные в компьютер, должны быть предварительно проанализированы геологом, составляющим программу, а он испытывает влияние груза субъективных представлений, как и его менее искусленный в вычислительной технике собрат.

Следовательно, в обоих случаях (хотя геологу приходится интерпретировать данные, чего не делает компьютер) оба они нуждаются в концептуальных моделях осадочных фаций.

Осадочные модели: логические. Как было показано в первой главе этой книги, проблема определения и классификации обстановок осадконакопления и соответствующих фаций рассматривалась большим числом авторов. В результате была выработана концепция осадочной модели [104]. Она утверждает, что имеется и всегда существовало некое число обстановок осадконакопления, с которыми связано образование характерных фаций. Они могут быть классифицированы в рамках различных идеальных седиментарных систем, или моделей. Именно эта концепция стала основополагающим принципом построения этой книги. В качестве примеров в ней рассматриваются те реальные, встречающиеся в природе, случаи, которые ближе всего подходят к субъективно принятым автором идеальным моделям. В другой книге [80] автор принял попытку построить систему аргументации в соответствии с изложенной концепцией седиментарной модели следующим образом.

Наблюдение: в настоящее время на земной поверхности имеется некое конечное число обстановок осадконакопления.

Примечание: некоторые педанты от геологии всегда сумеют доказать, что нет двух аналогичных обстановок, которые были бы совершенно идентичны одна другой. Кроме того, границы между соседними обстановками нередко бывают размытыми, переходными.

Наблюдение: стратиграфическая колонка содержит конечное число повторяющихся в пространстве и времени осадочных фаций.

Примечание: не существует двух вполне идентичных фаций, а фациальные границы нередко отличаются постепенными переходами.

Интерпретация: параметры древних осадочных фаций могут сопоставляться с таковыми современных образований, отвечающих известным обстановкам осадконакопления; следовательно, таким путем могут быть распознаны обстановки накопления древних осадочных фаций.

Закключение: существует и всегда существовало ограниченное число обстановок осадконакопления, с которыми связаны определенные осадочные фации; их классификация может быть осуществлена в пределах некоторого числа идеальных моделей осадконакопления.

Однако такие вещи, как идеальные или типичные аллювиальные обстановки или фации, в природе не существуют, подобно

тому, как концепция идеального кочана капусты существует только в головах членов жюри сельскохозяйственных выставок.

Определенный вид концептуальной модели имеет существенное значение для любого вида образной интерпретации.

Осадочные модели: математические. Были предприняты попытки определить обстановки накопления осадков и фации математически. Такого рода проекты исследований приобретают все большую и большую реальность, благодаря способности компьютеров накапливать и статистически обрабатывать большие массивы данных.

Одна из первых попыток определить математически осадочную систему была осуществлена Л. Слоссом [88] и развита П. Алленом [2]. Л. Слосс предложил такую формулу:

$$\text{Форма} = f(Q, R, D, M),$$

где Q — объем обломочного материала, поставляемого в единицу времени, R — скорость погружения, D — дисперсионный фактор скорости транспортировки, M — состав материала.

По существу это модель процесс-реакции (process: response), которая отражает как динамику обстановки накопления осадка, так и конечный результат. Поскольку относительно процесса мы можем лишь строить догадки, а наблюдаем только его результат, следовало бы для большей уверенности начать с определения фации по ее пяти параметрам, а именно:

$$\text{Фация} = \varepsilon(G, L, Ss, Pr, F),$$

где G — геометрия, L — литология, Ss — осадочные текстуры, Pr — характер палеотечений и F — ее палеонтологическая характеристика.

Обе эти формулы не дадут решения до тех пор, пока не будут количественно выражены перечисленные параметры (а как вы выразите математически распределение палеотечений, так чтобы эти данные можно было интегрировать с математическим выражением сопутствующих ископаемых?).

Такой подход, вместе с тем, служит полезной отправной точкой для рассмотрения способов определения фаций и математической диагностики обстановок осадконакопления.

Возьмем для начала очень простой случай. Отвлекаясь от геометрии и палеотечений, представим, что фация может быть определена только по ее химическому составу, размеру частиц и фауне, т. е.:

$$\text{Фация} = \varepsilon(C, G, F),$$

где C — это химический состав, G — размер осадочных частиц, а F — палеонтологическая характеристика. Примем также, что эти три параметра могут быть калиброваны в линейных шкалах. Химический состав, например, распределяется от кремния через карбонат кальция до эвапоритовых минералов; по размеру частиц породы изменяются от конгломератов до глин, а ископаемая фауна

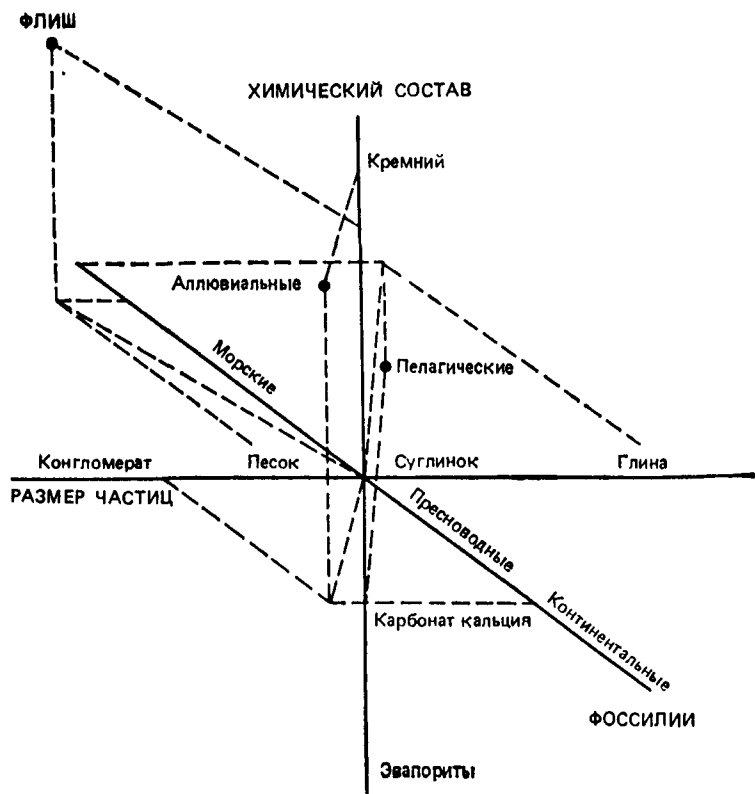


РИС. 163. Фации, фиксированные в трехмерном пространстве, в качестве векторов использованы их химический состав, гранулометрия и палеонтологические характеристики

интерпретируется по шкале от морской через солоноводную и пресноводную до наземной.

На этой основе возможно дать трехмерное пространственное определение конкретной фации, используя три переменные в качестве осей взаимноперпендикулярных векторов (рис. 163).

Это крайне примитивный способ структурирования весьма сложного явления, но он открывает путь к более рациональному подходу. Фация — это сумма многих, причем более разнообразных, чем это может быть выражено графически в трехмерной модели, факторов. Однако положение объектов, определяемых многими переменными в многомерном пространстве, можно найти, используя статистические приемы факторного анализа [33]. Человеческий мозг не способен оперировать более чем четырьмя измерениями (четвертое — время к этой ситуации не приложимо). Вычислительной машине это сделать под силу. Если удастся выразить количественно все разнообразие параметров, определяющих фацию, то появится возможность использовать факторный анализ для уста-

новления положения этой фации в многомерном пространстве. Только таким путем можно было бы доказать состоятельность (или опровергнуть) концепции седиментарной модели. Если эта концепция справедлива, то тем самым открывается возможность предсказывать положение в пространстве (скопления) аллювиальных фаций, рифов и т. д. Эти скопления (кластеры) должны включать как современные, так и древние наблюдаемые в природе примеры. Каждый кластер мог бы представлять «идеальную модель», хотя существование дыры в центре кластера означало бы, что «тип» как таковой еще предстоит найти (если он вообще существует). Отдельные случаи, рассеянные в пространстве между кластерами, должны отвечать переходным обстановкам (рис. 164).

Автор пришел к вышеприведенной геофантазии, когда готовил первое издание этой книги в 1969 г. В настоящее время она стала рутинным методом фациального анализа. Крупным достижением явилась работа М. Ридера и Д. Лорье [71], опубликованная в 1979 г. Эти авторы исследовали дельтовый нефтяной резервуар (рис. 165). В ходе его изучения они создали седиментарную модель в виде традиционного «идеального цикла». Однако они пошли дальше. Нормальный метод ведения скважинного геофизического каротажа предусматривает построение перекрестных графиков по данным, полученным на одной и той же глубине с помощью разных приборов. Обычно для получения точных значений пористости и идентификации литологии резервуара используется кривая естественных потенциалов. М. Ридер и Д. Лорье использовали этот метод иначе: взяв отдельный генетический инкремент в пределах дельтового разреза, они вместо того, чтобы манипулировать лишь данными для одних песков, нанесли на график целиком весь цикл (рис. 166). Тем самым открывался путь к определению последовательности вне зависимости от некоего «геопорыва» — озарения, посетившего того или иного геолога, а на основе объективного набора данных. Такой подход позволяет, очевидно, строить вертикальный разрез по данным отдельной скважины или по многим буровым скважинам (рис. 167). Таким путем могут быть выявлены характерные «почерки» конкретных осадочных фаций (рис. 168). Эта методика может быть затем использована для объективного сравнения с другими фациями, *QED**.

Однако при проходке скважин часто выполняется большое число каротажных измерений. К ним относятся определения показателя сопротивления формации на разном расстоянии от ствола скважины, измерения физических параметров пород акустическими методами, а также разные типы исследования радиоактивных свойств пород, пройденных скважиной, по всей ее глубине. Таким образом для каждого интервала глубин может быть зафиксировано до десяти различных петрофизических показателей. М. Ридер и Д. Лорье [71] наносили на графики только два из них. Рис. 169

* «*QED*» — «*Quod erat demonstrandum*» (латинск.) «что и требовалось доказать»

РИС 164. Трехмерное изображение фаций, фиксированных в многомерном пространстве по данным факторного анализа

Черные кружки показывают положение древних фаций, светлые — примеры современных осадков Группы кружков (кластеры) показывают местоположение различных седиментарных моделей (аллювиальных рифовых и т.д.) Хаотично разбросанные кружки отвечают переходным случаям между обычно встречающимися типами

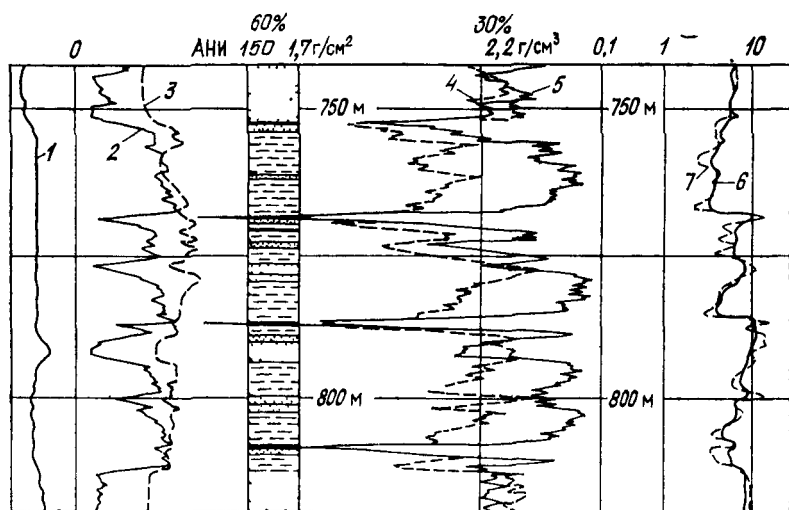
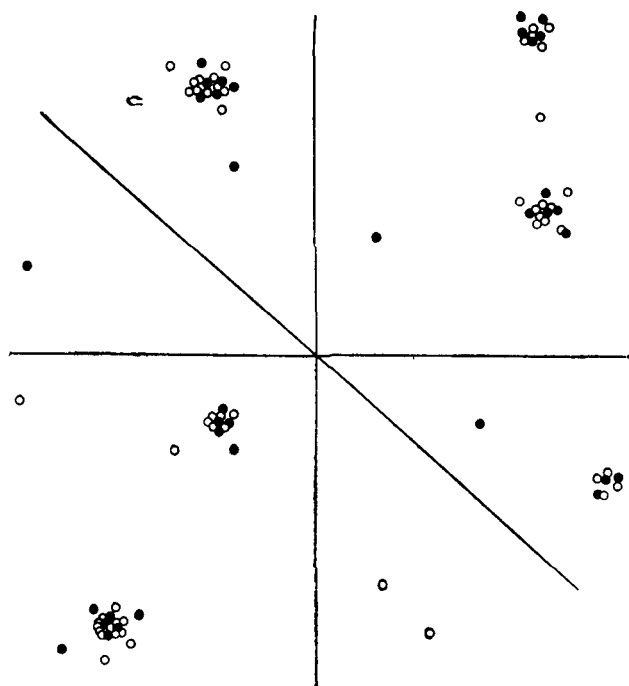


РИС 165 Типовые графики различных видов геофизического каротажа дельтовых серий По [71]

1 — каротаж по естественным потенциалам 2 — гамма каротаж 3 — кавернметрия 4 — нейтронный каротаж 5 — F испытание (статистическая проверка равенства или сравнимости переменных величин образцов, выраженная в виде отношения между переменными образцов), 6 — SN , 7 — Ind

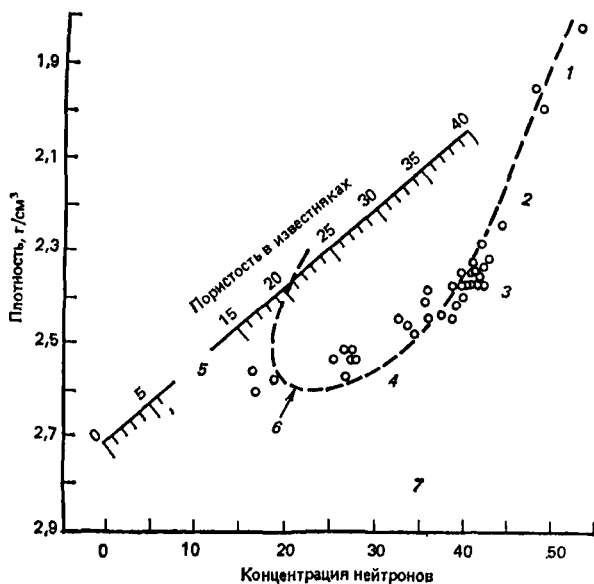


РИС. 166. Масштабная схема записи результатов измерений плотности и нейтронного каротажа для отдельного генетического инкремента дельтовых отложений, охарактеризованных на рис. 165. По [71]
1 — уголь, 2 — органогенный сланец; 3 — сланец; 4 — алевроитный сланец; 5 — тонкий песок (глинистый), 6 — появление пористости; 7 — наблюдаемая пористость в известняках (по данным каротажа)

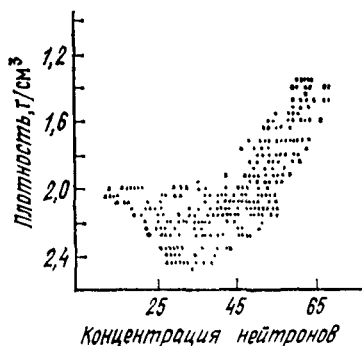


РИС. 167. Диаграмма плотностно-нейтронного каротажа 100-метровой толщи дельтовых отложений, охарактеризованных на рис. 166. По [71].

Диаграмма позволяет объективно определить эту специфическую фацию

показывает, каким образом могут быть изображены в трехмерном пространстве фации при использовании данных, полученных с помощью трех видов геофизического каротажа (см. рис. 163). Р. Серра и Х. Эббот [81] продемонстрировали, как такой подход может быть реализован применительно к случаю многомерного пространства. Они осуществили такого рода процедуру, используя хорошо отработанную методику вариационного анализа со многими переменными. Метод получил широкое применение в палеонтологических и других схемах классификации. Анализ со многими переменными позволяет выявлять кластеры данных в многомерном пространстве [33]. Разные виды геофизического каротажа поставляют набор первичных данных, которые могут быть использованы для кластерного анализа. Р. Серра и Х. Эббот показывают [81],

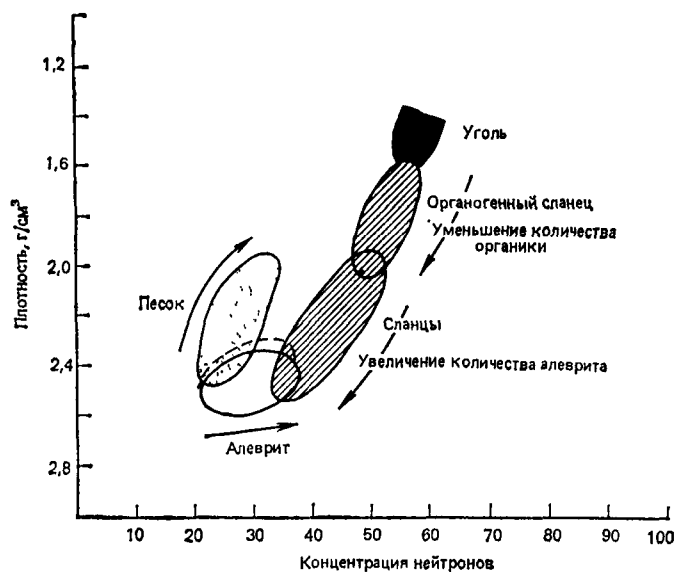


РИС. 168. Геологическая интерпретация каротажной диаграммы, приведенной на рис. 167. По [71]

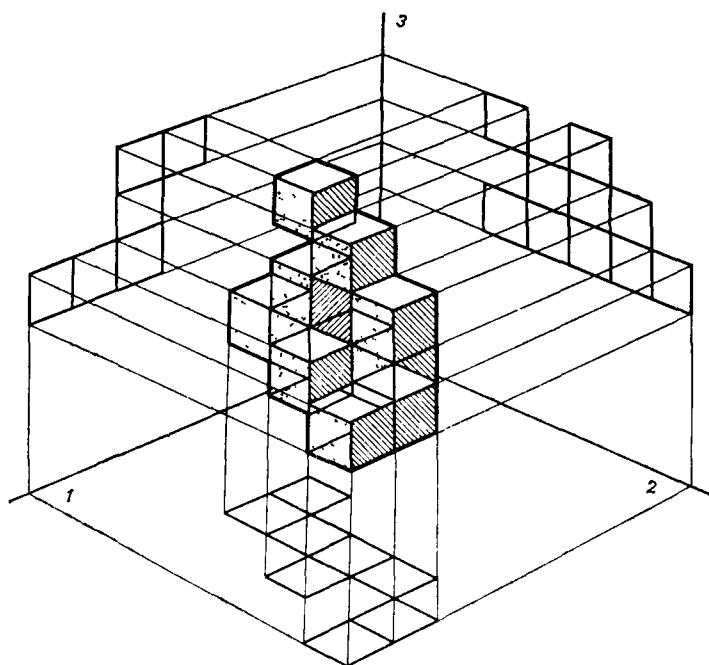


РИС. 169. Трехмерное изображение «электрофацион», определенных по результатам трех типов (1, 2, 3) каротажа По [81]

как могут быть объективно охарактеризованы осадки на основе электрофаций, которые они определяют как «набор каротажных характеристик осадочной породы, которые позволяют отличать данный осадок от других». Конечный результат такого вариационного анализа со многими переменными предусматривает построение разреза электрофаций по данным скважинного каротажа. На шкале отмечаются номера кластеров, причем эти номера не имеют значения количественной последовательности (так, скажем, 4 здесь не больше, чем 3; это скорее напоминает сравнение яблок, груш и бананов). Электрофациальные разрезы дают возможность объективно характеризовать и сравнивать между собой осадки без использования субъективно определяемых геологическими методами фаций. Где всему этому предел?

Литература [2, 33, 58, 72, 80, 81, 88, 104].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1 *Ager D V*, 1963 Principles of Paleocology McCraw—Hill, New York, p 371
- 2 *Allen P*, 1964 Sedimentological models J Sediment Petrol, 34, pp 289—293
- 3 *Allen J R L*, 1965 A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments Sedimentology, 5, N 2, Sp Issue, pp 89—191,
- 4 *Allen J R L*, 1982 Sedimentary Structures (2 volumes) Elsevier, Amsterdam, pp 593, 663
- 5 *Anstey N A*, 1982 Simple Seismics I H R D C, Boston, p 168
- 6 *Arrhenius G*, 1963 Pelagic sediments In The Sea, vol III (Ed M N Hill) Interscience, N Y, pp 655—727
- 7 *Asquith G*, 1982 Basic well log analysis for geologists Amer Assoc Petrol Geol Tulsa, p 216
- 8 *Bouma A H*, 1962 Sedimentology of some Flysh deposits Elsevier, Amsterdam, p 168
- 9 *Busch D. A*, 1971 Genetic units in delta prospecting Bull Amer Assoc Petrol Geol, 55, 1137—1154
- 10 *Campbell R L*, 1968 Stratigraphic applications of dipmeter data in Mid Continent Bull Amer Assoc Petrol Geol, 52, 1700—1719
- 11 *Chayes F*, 1956 Petrographic Model Analysis An elementary statistical appraisal Wiley and Sons, New York, p 113
- 12 *Coffeen J H*, 1978 Seismic Exploration Fundamentals Petroleum Publishing Corp, p 277
- 13 *Coleman J M*, 1982 Deltas Processes of deposition and models for exploration I H R D C, Boston, p 124
- 14 *Collinson J D, Thompson D B*, 1982 Sedimentary Structures Allen and Unwin, London, p 240
- 15 *Conybeare C E B*, 1976 Geomorphology of oil and gas fields in sandstone bodies Elsevier, Amsterdam, p 341
- 16 *Crosby E J*, 1972 Classification of sedimentary environments In Recognition of ancient sedimentary environments Soc Econ Pal Min, Sp Publ, N 16, pp 1—11
- 17 *Cummings W A*, 1962 The greywacke problem Lpool Manchr Geol J, 3, 51—72
- 18 *Degens E T*, 1965 Geochemistry of Sediments a brief survey Prentice—Hall N Y, p 342
- 19 *Depth* indicators in marin sedimentary environments (Ed A Hallam), 1967 Marine Geology, Sp Issue, 5, N 5/6
- 20 *Diagenesis* in Sediments, 1967 (Eds S Larsen and G V Chilingar), Elsevier, Amsterdam
- 21 *Dodd J R, Stanton R J*, 1981 Paleocology, Concepts and Applications J Wiley, London, p 544
- 22 *Duff P McL D, Hallam A, and Walton E K*, 1967 Cyclic Sedimentation Elsevier, Amsterdam, p 280
- 23 *Dunham R J*, 1962 Classification of carbonate rocks according to their depositional texture In Classification of carbonate rocks (Ed W E Ham) Amer Assoc Petrol Geol Memoir N 1, pp 108—121
- 24 *Dzulinski S, Walton E K*, 1965 Sedimentary features of flysch and Greywackes Elsevier, Amsterdam p 274
- 25 *Enos P* 1982 Shelf In Carbonate Depositional Environments (Eds P A Scholle, D B Bebout and C H Moore) Amer Assoc Petrol Geol, Mem 33, 267—296
- 26 *Fisher W L, Brown L F, Scott A J, and McGowen*, 1972 Delta systems in the exploration for oil and gas Bureau of Econ Geol Texas Univ, p 127

- 27 *Fitch A A*, 1976 Seismic Reflection Interpretation Gebruder Borntraeger, Stuttgart, p 147
- 28 *Gall J C*, 1983 Ancient Sedimentary Environments and the Habitats of Living Organisms Springer—Verlag, Berlin, p 240
- 29 *Galloway W E, Hobday D K*, 1983 Terrigenous Clastic Depositional Systems Springer—Verlag, Berlin, p 241
- 30 *Geometry of Sandstone Bodies*, 1961 (Eds J A Peterson and J C Osmond) Amer Assoc Petrol Geol
- 31 *Gilbreath J A, Stephens R W*, 1971 Distributary front deposits interpreted from dipmeter patterns Trans Gulf Coast Assn Geol Socs, 21, 233—243
- 32 *Hails J, Carr A P* (Eds), 1975 Nearshore sediment dynamics and sedimentation J Wiley and Sons, London, p 316
- 33 *Harbaugh J W, and Merriam D F*, 1968 Computer Applications in Stratigraphic Analysis. J. Wiley, N. Y., p. 282.
- 34 *Harms J C, Tackenberg P, Pickles E, and Pollock R E*, 1981 Petroleum Geology of the Continental Shelf of North—West Europe (Eds L V Illing and G D Hobson) Heyden Press, London, 352—357
- 35 *Heckel P H*, 1972 Recognition of Ancient shallow marine environments In Recognition of Ancient environments (Eds J K Rigby and W K Hamblin), Soc Econ Pal Min, Sp Publ, N 16, pp 226—286
- 36 *Hutchinson J D*, 1983 Economic Deposits and their Tectonic Setting Macmillan, London, p 365
- 37 *Inderbitzen A L* (Ed), 1974 Deep—sea sediments Plenum Press, New York, p 497
- 38 *Irwin M L*, 1965 General theory of epeiric clear water sedimentation Bull Amer Assoc Petrol Geol, 49, 445—459
- 39 *Jageler A N, Matuszak D R*, 1972 Use of well logs and dipmeters in stratigraphic trap exploration In Stratigraphic oil and gas fields (Ed R E King) Amer Assoc Pet Geol, Sp Publ, N 10, pp 107—135
- 40 *James N P*, 1983 Reef In Carbonate depositional environments (Eds P A Scholle, D G Bebout, and C H Moore), Amer Assoc Petrol Geol, Mem 33, 345—462
- 41 *King C A M*, 1972 Beaches and coasts (2nd Edn) Arnold, London, p 570
- 42 *Kleyn A H*, 1982 Seismic Reflection Interpretation Applied Sci Publ, Barking, p 269
- 43 *Kuenen Ph*, 1960 Experimental abrasion Eolian action J Geol, 68, 427—429
- 44 *Kuenen P, Migliorini C I*, 1950 Turbidity currents as a cause of graded bedding J Geol, 58, 91—127
- 45 *Lerman A* (Ed), 1978 Lakes Chemistry, Geology and Geophysics Springer—Verlag, Berlin, p 363
- 46 *Lisitzin A P*, 1972 Sedimentation in the world ocean Soc Econ Pal Min, Sp Pub, N 17, p 218
- 47 *Logvinenko N V*, 1982 Origin of glauconite in the Recent bottom sediments of the ocean Sed Geol, 31, 43—48
- 48 *Lyons P L, Dobrin M B*, 1972 Seismic exploration of stratigraphic traps In Stratigraphic Oil and Gas Fields (Ed R E King) Amer Assoc Petr Geol, N 16, pp 225—243
- 49 Marine sediment transport and environmental management (Stanley D J and Swift D H P Eds) Wiley Interscience, New York, p 602
- 50 *McCall P L, Tevesz M J S*, 1982 Animal—Sediment Relations Plenum Press, New York, p 366
- 51 *McKee E D*, 1979 A study of Global Sand Sea U S Geol Surv Prof Pap, 1052, p 423
- 52 *Merriam D F* (Ed), 1967 Computer Applications in the Earth Sciences Colloquium on time—series analysis Computer contribution, N 18 State Geol Survey, University of Kansas
- 53 *Miall A D*, 1981 Sedimentation and tectonics in alluvial basins Geol Soc Canada, Sp Pap, 23, 272

- 54 *Middleton G V*, 1973 Johannes Walther's law of correlation of facies Bull Geol Soc Amer, 84, pp 979—988
- 55 *Mills P C*, 1983 Genesis and diagnostic value of soft sediment deformation structures—a review Sed Geol, 35, 83—104
- 56 *Moiola R J, Weiser D*, 1968 Textural parameters an evaluation J Sediment Petrol, 38, 45—53
- 57 *Modern and Ancient Fluvial Systems*, 1983 (Eds J D Collinson and J Lewin) Sp Pub N 6, Intern Assn Sedol
- 58 *Moore P J*, 1967 The Use of Geological Models in Prospecting for Stratigraphic Traps Proc 7th World Petrol Cong, 2, Elsevier, Amsterdam, 481—486
- 59 *Payton C E*, 1977 Seismic Stratigraphy—applications to hydrocarbon exploration Mem N 26, Amer Assoc Petrol Geol, Tulsa, p 516
- 60 *Pelagic sediments on land and sea*, 1974 (Eds K J Hsu and H C Jenkyns), Blackwell Scientific Publications, Oxford
- 61 *Petroleum and the Continental Shelf of Northwest Europe*, 1975 (Ed A W Woodland) Applied Science Publishers, London
- 62 *Pettijohn F J, Potter P E*, 1964 Atlas and Glossary of Primary Sedimentary Structures Springer—Verlag, N Y, p 370
- 63 *Pirson S J*, 1983 Geologic well log Analysis (3rd Edn) Gulf Pub Corp Houston, p 424
- 64 *Potter P E, Pettijohn F J* 1977 Paleocurrents and Basin Analysis (2nd Edn) Springer—Verlag, Berlin, 425
- 65 *Rachoki A H*, 1981 Alluvial Fans Wiley Chichester, p 172
- 66 *Rainwater E H*, 1966 The Geologic Importance of deltas In Deltas (Eds M L Shirley and J A Ragsdale) Houston Geol Soc pp 1—16
- 67 *Rayner D H* The stratigraphy of the British Isles Cambridge Univ Press
- 68 *Recent and Ancient Nonmarine Depositional Environments Models for Exploration*, 1981 (Eds F G Ethridge and R M Flores) Soc Econ Pal and Min Sp Pub, 31
- 69 *Reed W A, Le Fever R, and Moir G J*, 1975 Depositional environment from settling—velocity (Psi) distributions Bull Geol Soc Amer, 86, 1321—1328
- 70 *Reeckmann A, Friedman G M* 1982 Exploration for Carbonate Petroleum Reservoirs J Wiley and Sons, Chichester p 213
- 71 *Reineck H E, Singh I B* 1973 Depositional sedimentary environments Springer—Verlag New York, p 471
- 72 *Rider M H, Laurier D* 1979 Sedimentology using a computer treatment of well logs Trans Soc Prof Well Log Analysis 6th European symposium London, Paper J, p 13
- 73 *Ross D A*, 1982 Introduction to Oceanography Prentice—Hall New Jersey p 528
- 74 *Sandstone Depositional Environments* 1982 (Eds P A Scholle and D Spering) Amer Assoc Petrol Geol Tulsa
- 75 *Schwarzacher W* 1975 Sedimentation Models and Quantitative Stratigraphy Elsevier Amsterdam p 396
- 76 *Scrutton R A, Talwani M*, 1982 The Ocean Floor J Wiley Chichester, p 332
- 77 *Selley R C* 1968 A classification of paleocurrents models J Geol 76 99—110
- 78 *Selley R C*, 1969 Studies of sequence in sediments using a simple mathematical device Quart J Geol Soc Lond, 125 557—581
- 79 *Selley R C*, 1976 Sub—surface environmental analysis of North Sea sediments Bull Amer Assoc Petr Geol, 60, 184—195
- 80 *Selley R C*, 1976 (1th Edn) 1982 (2nd Edn) Introduction to Sedimentology Academic Press, London 426 p
- 81 *Serra O, Abbott H T* 1980 The contribution of logging data to sedimentology and stratigraphy Soc Petr Eng, Paper 9270, p 19
- 82 *Shaw H F*, 1980 Clay Minerals in Sediments and Sedimentary Rocks Developments in Petroleum Geology, vol 2 (Ed G D Hobson) Applied Sciences Pubs Barking pp 53—86

- 83 *Shelton J W*, 1967 Stratigraphic models and general criteria for recognition of alluvial, barrier—bar, and turbidity current sand deposits *Bull Amer Assoc Petrol Geol*, 51, 2441—2460
- 84 *Shepard P E*, 1964 Criteria in modern sediments usefull in recognizing ancient sedimentary environments In *Deltaic and Shallow Marine Sediments* (Ed L M J U Van Straaten) Elsevier, Amsterdam, pp 1—25
- 85 *Sheriff R E*, 1976 Inferring stratigraphy from seismic data *Amer Assoc Petr Geol Bull*, 60, 528—542
- 86 *Shinn E A*, 1984 Tidal flat In *Carbonate Depositional Environments* (Eds P A Scholle, D G Bebout, and C H Moore) *Amer Assoc Petrol Geol Mem*, 33, 171—210
- 87 *Simons D B*, *Richardson E V*, and *Nordin C F*, 1965 Sedimentary structures generated by flow in alluvial channels In *Primary sedimentary structures and their hydrodynamic significance* (Ed V Middleton) *Soc Econ Min Pal, Sp Pub*, N 12, pp 34—42
- 88 *Sloss L L*, 1962 Stratigraphic models in exploration *J Sediment Petrol*, 32, pp 415—422
- 89 *Smuth N D*, 1972 Some sedimentological aspects of planar cross stratification in a sandy braided river *J Sediment Petrol*, 42, 624—634
- 90 *Stanley D J*, 1968 Graded bedding—sole marking—graywacke assemblage and related sedimentary structures in some Carboniferous flood deposits, eastern Massachusetts *Geol Soc Amer Spec Pap* N 106, pp 211—239
- 91 *Steers J A*, 1971 Introduction to coastline development *Macmillan*, London, p 229
- 92 *Stow A V*, *Piper D J W*, 1984 Fine—grained Sediments Deep—Water Processes and Facies *Blackwell*, Oxford, p 664
- 93 *Swift D J R*, *Palmer H D* (Eds), 1978 Coastal Sedimentation *Dowden, Hutchinson and Ross*, Stroudsburg, p 339
- 94 *Tanner W F*, 1967 Ripple mark indices and their uses *Sedimentology*, 9, 89—104
- 95 *Toomey D F* (Ed), 1981 European Fossil Reef Models *Soc Econ Pal Min Sp Pub* 30, p 546
- 96 *Trace Fossils*, v 1, 1970, v 2, 1977 (Eds *Crimes T P* and *J C Harper*) *Liverpool Geol Soc*, p 547 and 351
- 97 *Turbidites* (Eds *A H Bouma* and *A Brouwer*) *Elsevier*, Amsterdam, p 264
- 98 *Turner P*, 1980 Continental Red Beds *Elsevier*, Amsterdam, p 562
- 99 *Vail P R*, *Mitchum R M*, *Todd R G*, *Widmier J M*, *Thompson S*, *Sangree J B*, *Bubb J N* and *Hatlstedt W G*, 1977 Seismic Stratigraphy and Global Changes in Sea Level In *Seismic Stratigraphy—applications to Hydrocarbon Exploration* (Ed *C F Payton*) *Amer Assoc Petrol Geol Mem* 26, pp 49—212
- 100 *Van den Linde G J*, 1969 The turbidite problem *N Z J Geol Geophys*, 12, 7—50
- 101 *Visher G S*, 1965 Use of vertical profile in environmental reconstruction *Bull Amer Assoc Petrol Geol*, 49, 41—61
- 102 *Walker R G*, 1963 Distinctive types of ripple drift crosslamination *Sedimentology*, 2, 173—188
- 103 *Walker R G*, 1970 Review of the geometry and facies organisation of turbidites and turbiditebearing basins In *Flysh sedimentology of North America* (Ed *J Lajoie*) *Geol Soc Canada, Sp Pub*, pp 219—251

104 *Walker R G*, 1979 Facies Models Geoscience Canada Reprint Series, N 1 Toronto, p 211

105 *Walther J*, 1893 Einleitung in die Geologie als Historische Wissenschaft Band 1 Beobachtungen über die Bildung der Gesteine und ihrer organischen Einschlüsse G Fischer, Jena, p 196

106 *Ward C R*, 1983 Coal Geology Exploration, Mining, Preparation and Use Blackwells, Oxford, p 300

107 *Weaver C E*, 1958 Geologic interpretation of argillaceous sediments Part 1 Origin and significance of clay minerals in sedimentary rocks Bull Amer Assoc Petrol Geol, 42, 254—271

108 *Whitaker J H McD* (Ed), 1976 Submarine canyons and deep—sea fans Modern and Ancient Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, p 426

109 *White W R*, *Mull H* and *Crabbe A D*, 1976 Sediment transport theories a review Proc Inst Civil Eng, Part 2, pp 265—293

110 *Wilson J L*, 1958 Association of phosphates with synclines and its bearing on prospecting for phosphates in Sinai Egypt J Geol, 2, 75—87

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ К ПЕРВОМУ ИЗДАНИЮ	5
ПРЕДИСЛОВИЕ КО ВТОРОМУ ИЗДАНИЮ	6
ПРЕДИСЛОВИЕ К ТРЕТЬЕМУ ИЗДАНИЮ	7
БЛАГОДАРНОСТИ	8
ГЛАВА I ВВЕДЕНИЕ	9
Обстановки осадконакопления и фации	9
Соотношения между фациями, сериями и стратиграфией	12
Методы диагностики обстановок осадконакопления	16
Геометрия (форма осадочных тел)	17
Литология	19
Осадочные текстуры	23
Характер палеотечений	26
Ископаемые	27
Интерпретация обстановок осадконакопления по данным подпо- верхностных исследований	30
Интерпретация изменений гранулометрического состава по дан- ным геофизического каротажа	31
Использование наклономерных измерений при подповерхностном анализе фаций	39
Резюме	44
ГЛАВА II. РЕЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ	47
Современный аллювий	47
Аллювий меандрирующих и ветвящихся рек	47
Торридонская группа (докембрий) северо-западной Шотландии: описание и интерпретация	51
Девонские осадочные отложения Южного Уэльса и гор Кэтскилл, США описание и интерпретация	61
Дискуссия	68
Экономические аспекты	72
Подповерхностная диагностика аллювиальных отложений	76
ГЛАВА III. ЭОЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ	83
Современные эоловые образования	83
Эоловые образования Запада США: описание и обсуждение	86
Дискуссия	92
Экономические аспекты	99
Подповерхностная диагностика эоловых образований	100
ГЛАВА IV. ОЗЕРНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ	101
Современные озера	101
Формация Грин Ривер (эоцен), Скалистые горы, США: описание	104
Формация Грин Ривер: обстановка накопления	107
Древние озерные отложения: общий обзор	108

Экономические аспекты	111
Подповерхностная диагностика озерных отложений	111
ГЛАВА V ДЕЛЬТЫ	112
Береговые линии	112
Современные дельты	112
Дельтовое осадконакопление в каменноугольных отложениях се- верной Англии типы 1 и 2 — описание и интерпретация	117
Дискуссия	125
Экономические аспекты	128
Подповерхностная диагностика дельтовых отложений	135
ГЛАВА VI ЛИНЕЙНЫЕ ТЕРРИГЕННЫЕ БЕРЕГОВЫЕ ЛИНИИ	140
Современные терригенные береговые линии	140
Береговые линии и фации мелового возраста, Скалистые горы, США описание и интерпретация	145
Дискуссия	152
Экономические аспекты	155
Подповерхностная диагностика барьерных песчаных образований	159
ГЛАВА VII СМЕШАННЫЕ ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНЫЕ БЕРЕГОВЫЕ ЛИНИИ	161
Ливийская миоценовая береговая линия описание и интерпрета- ция	162
Дискуссия и экономические аспекты	175
ГЛАВА VIII ШЕЛЬФОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ: КАРБОНАТНЫЕ И ТЕР- РИГЕННЫЕ	176
Общая теория осадконакопления на морских шельфах	176
Отложения миссисипия (нижний карбон) Уиллистонского бассей- на, Северная Америка описание и интерпретация	182
Дискуссия	185
Экономические аспекты	197
Подповерхностная диагностика шельфовых отложений	198
ГЛАВА IX РИФЫ	201
Современные рифы	202
Пермские рифы западного Техаса описание и интерпретация	206
Девонские рифы Ледюк, Канада описание и интерпретация	213
Рифовое месторождение нефти Бу-Хаса, Абу-Даби, Объединен- ные Арабские Эмираты описание и интерпретация	216
Дискуссия	221
Экономические аспекты древних рифов	226
Подповерхностная диагностика рифов	228
ГЛАВА X ГЛУБОКОВОДНЫЕ МОРСКИЕ ПЕСКИ	232
Определение	232
Диагностические характеристики турбидитов	234
Происхождение турбидитов дискуссия	240
Верхнеюрские морские глубоководные пески Сатерленда, Шот- ландия описание и интерпретация	243
Флиш впадины Анно, Приморские Альпы описание и интерпре- тация	253

Дискуссия	256
Экономические аспекты	258
Подповерхностная диагностика морских глубоководных песков.	260
ГЛАВА XI. ПЕЛАГИЧЕСКИЕ ОСАДКИ	265
Современные пелагические осадки	265
Триасово-юрские отложения Средиземноморья: описание и интер- претация	269
Дискуссия	273
Экономические аспекты	275
ГЛАВА XII. МОДЕЛИ ПРОЦЕССА ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ: ЛОГИЧЕ- СКИЕ И МАТЕМАТИЧЕСКИЕ	277
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	287