

Федеральное агентство по образованию
ГОУ ВПО
Уральский государственный горный университет

Г.А. Мизенс

**ОТЛОЖЕНИЯ ГЛУБОКОВОДНЫХ БАССЕЙНОВ
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПРОШЛОГО**

Учебно-методическое пособие

Екатеринбург
2005

Федеральное агентство по образованию
ГОУ ВПО
Уральский государственный горный университет

ОДОБРЕНО

Методической комиссией
Института геологии
и геофизики УГГУ

«___» _____ 200__ г.

Председатель комиссии

_____ проф. В.И. Бондарев

Г.А. Мизенс

**ОТЛОЖЕНИЯ ГЛУБОКОВОДНЫХ БАССЕЙНОВ
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПРОШЛОГО**

Учебно-методическое пособие по дисциплинам «Литология», «Историческая геология»,
«Анализ осадочных бассейнов» для студентов специальности 130304 – «Геология нефти и газа»

Мизенс Г.А. Отложения глубоководных бассейнов геологического прошлого. Учебно-методическое пособие по дисциплинам «Литология», «Историческая геология», «Анализ осадочных бассейнов» для студентов специальности 130304 – «Геология нефти и газа». Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2005. 85 с.

В пособии изложены существующие в настоящее время представления о глубоководных бассейнах, условиях и способах осадконакопления в них, дана характеристика генетических типов и фаций глубоководных отложений, связанных с ними полезных ископаемых.

Пособие рассмотрено на заседании кафедры литологии и геологии горючих ископаемых 5 декабря 2005 г. (протокол № 3) и рекомендовано к изданию в УГГУ.

Р е ц е н з е н т – В.П. Алексеев, доктор геол.-мин. наук, профессор,
заведующий кафедрой ЛГГИ УГГУ

© Мизенс Г.А., 2005

© Уральский государственный
горный университет, 2005

ОГЛАВЛЕНИЕ

| | |
|---|----|
| 1. ПОНЯТИЕ «ГЛУБОКОВОДНЫЕ БАССЕЙНЫ» | 4 |
| 2. МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ ДНА ГЛУБОКОГО МОРЯ И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ | 8 |
| 2.1. Гемипелагическая зона | 8 |
| 2.1.1. Континентальные склоны | 12 |
| 2.1.2. Подножья склонов и глубоководные конусы выноса..... | 16 |
| 2.1.3. Равнинная область дна | 25 |
| 2.2. Пелагическая зона | 26 |
| 3. ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ И ФАЦИИ ГЛУБОКОВОДНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ | 33 |
| 3.1. Основные представления о генетических типах и фациях | 33 |
| 3.2. Основные процессы, формирующие осадочные комплексы на континентальной окраине | 38 |
| 3.2.1. Генетические типы и фации глубоководных отложений | 43 |
| 3.2.2. Фациальные зоны | 53 |
| 3.3. Пелагические отложения | 56 |
| 3.3.1. Карбонаты | 57 |
| 3.3.2. Глинистые и кремнистые фации | 63 |
| 3.3.3. Проявление цикличности в пелагических отложениях | 69 |
| 3.4. Отложения придонных течений | 70 |
| 4. ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ | 75 |
| Список литературы | 80 |

1. ПОНЯТИЕ «ГЛУБОКОВОДНЫЕ БАССЕЙНЫ»

Осадконакопление на поверхности Земли происходит в самых различных обстановках – на суше, в болотах, на дне рек, озер, морей и океанов. Область, где имеет место аккумуляция осадков, называется бассейном осадконакопления (или седиментационным бассейном), независимо от того, суша это или море. Характеристики отложений (горных пород), которые при этом формируются, различные, что позволяет идентифицировать исходные обстановки. В результате изучения вещественного состава, структурных и текстурных особенностей, органических остатков, было установлено, что среди осадочных пород, слагающих верхнюю оболочку земной коры, не менее 95 % имеют морское происхождение. Но эти породы тоже, разумеется, не однородны. Если мы обратимся к современной морской геологии, то увидим, что в зависимости от глубины моря, от рельефа дна, близости континента или вулканических островов, наличия или отсутствия придонных течений, климата, солености, степени проявления вулканических процессов на дне или вблизи бассейна формируются различные отложения. Из них глубина морского бассейна является одним из важнейших факторов, влияющих на характер осадконакопления. Подсчитано, что на глубоководные области (ложе океана и глубоководные впадины, материковый склон) в современных морях и океанах приходится до 90 % от площади океанов или почти 65 % общей поверхности Земли. Если в геологическом прошлом акватории океанов занимали приблизительно такие же площади как современные, то объемы осадков, формировавшихся в глубоководных обстановках, должны составлять существенную часть осадочной оболочки земной коры. Вопрос заключается в том, как их распознать.

Еще 40-50 лет назад были широко распространены взгляды, что грубообломочные осадки (в том числе песчаные) накапливаются только в прибрежной зоне моря, а с удалением от берега и увеличением глубины бассейна они сменяются известняками и, затем, глинистыми отложениями. На этой основе разрабатывались модели обстановок осадконакопления, строились палеогеографические карты. В то же время геологи уже давно обращают внимание, что осадочные породы в горно-складчатых областях и на территории платформ заметно разли-

чаются. Различными являются типы пород, текстурные особенности, вещественный состав, фации, полезные ископаемые и даже распределение органических остатков. Однако, долгое время не существовало приемлемого объяснения этому феномену. Только после начала активного изучения осадочных процессов в современных морях и океанах многие из этих различий стали понятными. Сопоставление современных и древних отложений показало, что платформы сложены главным образом мелководными морскими и континентальными образованиями, а в складчатых областях широко развиты комплексы глубоководных обстановок, в том числе обломочные. Мелководные отложения, за исключением некоторых карбонатных комплексов, там встречаются значительно реже. Следовательно, упомянутые различия обусловлены условиями образования пород. Это повысило интерес к осадочным комплексам складчатых областей, равно как и к современным глубоководным отложениям. Последние, несмотря на активное изучение, все еще известны гораздо хуже, чем мелководные, так как процессы их формирования непосредственно наблюдать сложно. Тем не менее, благодаря, драгированию и глубоководному бурению, изучению при помощи подводных аппаратов, многое стало понятным. Поэтому и в древних комплексах теперь возможно распознать не только глубоководные отложения вообще, но и реконструировать разные обстановки, ландшафты. Параллельное изучение современных и древних отложений многое дает и для морской геологии, так как в результате изучения древних отложений мы получаем возможность прослеживать в разрезе латеральные и вертикальные изменения и переходы. На дне моря они видны гораздо хуже.

Адекватная интерпретация глубоководных отложений решающим образом сказывается во многих отраслях геологии, имеющих дело с осадочными породами, в том числе стратиграфии, литологии, палеогеографии, вулканологии, геологии полезных ископаемых, нефтяной геологии.

Первые достоверные данные о глубоководных областях океанов и об осадках, сформировавшихся на больших глубинах, были получены в 70-х годах 19 столетия, когда англичанами была организована экспедиция научного судна «Челенджер», продлившаяся несколько лет. С тех пор началось систематическое изучение отложений глубоководных бассейнов. Экспедиционные суда разных государств изучали донные отложения океанов и морей, геологи на суше сопоставляли сведения, полученные в ходе упомянутых экспедиций, с горными породами, слагающими континенты. Важнейшими вехами в изучении глубоководных отложений, наряду с первыми экспедициями «Челенджера», следует

считать открытие турбидитов Ф. Кюненом и С. Миглиорини в 1950 году, глубоководное бурение с американского судна «Гломар Челенджер», проводившееся в 60-70 годах 20 столетия, а также открытие явления лавинной седиментации А.П. Лисицыным в 70-80 годах. Работы в этой области активно продолжаются и сегодня, с использованием самых современных методов исследования, в том числе глубоководного бурения, геофизических методов и др.

Океанологи различают несколько взаимосвязанных морфологических элементов дна или зон: литоральную, неритовую (или сублиторальную), батимальную и абиссальную (рис. 1). Литоральная зона охватывает пограничную область между сушей и морем. К ней относят пространство между линиями среднего прилива и отлива. Неритовая зона простирается до края шельфа, т.е. до глубин 100-300 м, батимальная – от края шельфа до глубины примерно 4 км (приблизительно соответствует континентальному склону), абиссальная – охватывает области дна океана, где глубины обычно более 4 км. Исходя из этой классификации, к глубоководным относятся батимальная и абиссальная зоны, а также (в некоторых случаях) нижняя часть шельфа. Стало быть, глубоководные области приурочены преимущественно к океаническим бассейнам с их краевыми морями. Из современных внутриконтинентальных бассейнов лишь некоторые, такие как Черное, Средиземное, Каспийское моря, являются глубоководными. Но в отношении бассейнов геологического прошлого эту классификацию использовать не просто, так как глубину в абсолютных цифрах для них практически невозможно установить. Поэтому в геологии чаще применяется другая классификация, основанная на выделении зон по степени влияния континента на осадконакопление. В этой классификации литоральная и неритовая зоны имеют то же содержание, что и в первом случае (как в современных океанах), а к глубоководным относятся гемипелагическая и пелагическая зоны. Гемипелагическая зона приблизительно отвечает континентальному склону и его подножью, а пелагической зоной называют область, в пределах которой влияние континента проявляется лишь спорадически или не проявляется совсем, чаще всего из-за удаленности от источников обломочного материала. В соответствии с упомянутыми зонами называются и обстановки осадконакопления – литоральная, неритовая, гемипелагическая и пелагическая.

Согласно классификации В. Бергера (Дженкинс, 1990), отложения, сформировавшиеся в *пелагической* обстановке, представляют собой илы и глины с медианным диаметром частиц менее 5 мкм (0, 005 мм) и с наличием менее 25% частиц (терригенного, вулканогенного или шельфового происхождения) разме-



Рис.1. Основные морфологические элементы океанического дна на окраине континента

ром более 0,005 мм. При этом аутигенные минералы и пелагические организмы не учитываются. Среди пелагических отложений различаются глины с содержанием кальцита и/или биогенного кремнезема менее 30% и биогенные илы, в составе которых названных компонентов более 30%. У *гемипелагических* отложений медианный диаметр частиц более 0,005 мм. Среди них выделяются известковые илы с содержанием CaCO_3 (в том числе биогенного) более 30%, терригенные илы, в составе которых преобладают частицы кварца, полевых шпатов и слюд, а также вулканогенные илы. Кроме этих осадков, В. Бергер выделяет отложения, которые могут встречаться как в пелагической, так и в гемипелагической обстановках. Это чередующиеся доломиты и сапропелиты, собственно сапропелиты (углеродистые черные илы и глины), кремненные аргиллиты (кремни), известняки.

Контрольные вопросы

1. Какое место в осадочном слое земной коры занимают глубоководные отложения?
2. Назовите основные морфологические элементы океанического дна и дайте их краткую характеристику.
3. Что собою представляют пелагическая и гемипелагическая обстановки морского дна?

2. МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ ДНА ГЛУБОКОГО МОРЯ И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

2.1. Гемипелагическая зона

В современных океанах гемипелагическая зона (континентальный склон, подножье склона и примыкающая к подножью часть равнины) охватывает область дна шириной от нескольких десятков до многих сотен (иногда до тысячи и больше) километров. Циркуляция вод здесь слабее, чем в пределах шельфа. В пределах упомянутых морфологических элементов дна осадконакопление осуществляется по своим законам, формируются свои характерные отложения и типы разрезов (табл. 1, рис. 2). В составе осадка преобладает терригенный материал, как глинистый, так и обломочный, представленный отложениями придонных течений, различных гравитационных потоков¹ и оползней. К рассматриваемой зоне приурочена область так называемой лавинной седиментации (второй глобальный уровень лавинной седиментации), выделенной и охарактеризованной А.П. Лисицыным (1988). Скорости осадконакопления здесь высокие и очень высокие (нередко более 100 мм/1000 лет) и соответственно мощности осадочных образований достигают 10-15 км. Именно здесь, в конце концов, накапливается самый большой объем терригенного материала, вынесенного реками в море. Но это процесс носит скачкообразный характер. Как показали исследования А.П. Лисицына, сначала до 90 % твердого стока оседает на первом (верхнем) глобальном уровне лавинной седиментации – в устьях рек, в дельтах. А в эпохи понижения уровня мирового океана происходит массовая переброска осадочного вещества с верхнего уровня на нижний, на подножье континентального склона (рис. 3).

Благодаря большой скорости осадконакопления в поверхностных слоях осадка, под воздействием бактериального разложения органического вещества, создается восстановительная среда, железо переходит в двухвалентную форму. Отсюда осадок окрашивается в серые, зеленоватые или голубоватые тона.

Существенное значение имеют и некоторые другие обстановки, непосредственно не связанные с континентами. В первую очередь это склоны вулканических островов и глубоководные желоба, хотя отложения последних в составе древних комплексов, по-видимому, встречаются, редко. Тем не менее, следует отметить, что в глубоководных желобах, по мнению А.П. Лисицына, формируется третий, самый нижний глобальный уровень лавинной седиментации.

¹ См. раздел 3.2. «Основные процессы»



Рис.2. Обобщенные разрезы окраины континентов (Mutti & Ricci-Lucchi, 1972).

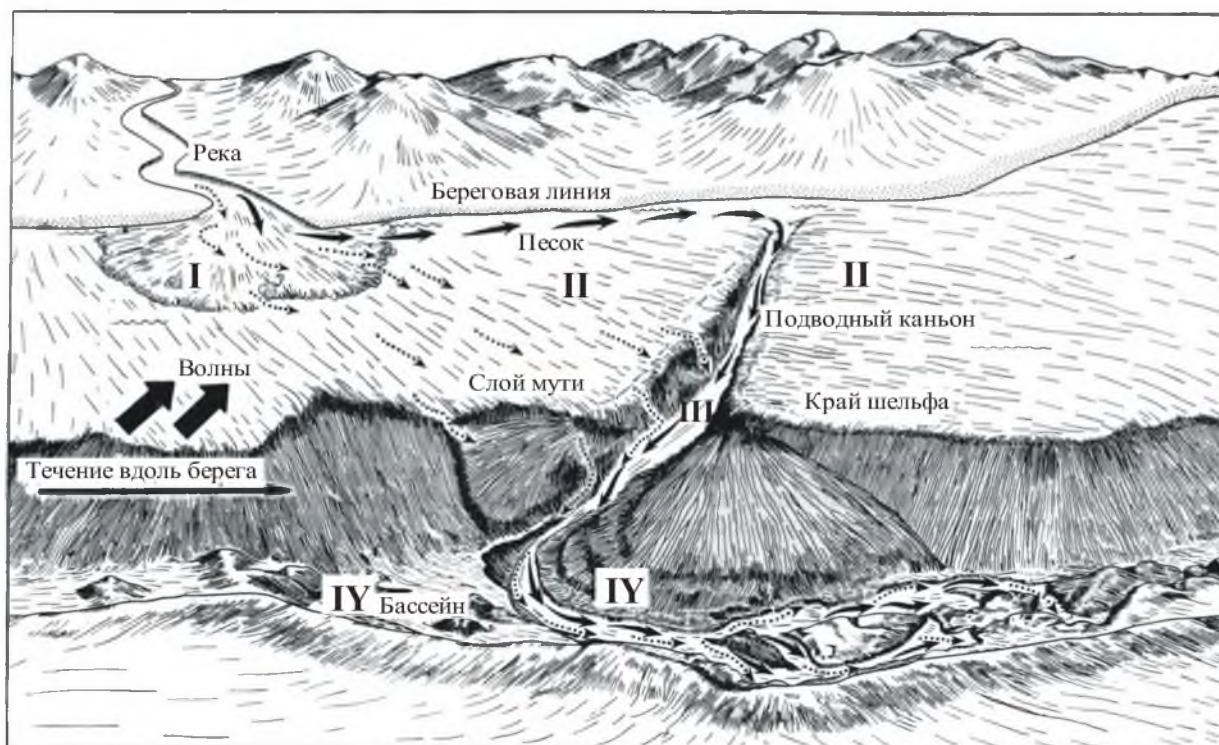


Рис. 3. Два глобальных уровня лавинной седиментации (дельты и подножье континентального склона). I – дельта; II – шельф; III – каньон; IV – основание склона. Жирными стрелками показано направление волн, перераспределяющих осадочный материал на шельфе. Более тонкие стрелки демонстрируют движение песчано-алевритового (вдольбереговыми, гравитационными и контурными течениями) и глинистого материала (Лисицын, 1988).

Таблица 1

Основные характеристики отложений, формировавшихся в глубоководной обстановке вблизи континентов

| Характеристики | Склон | | | Подводный конус выноса | | | Равнина |
|-----------------------------------|--|----------------------------------|-----------------------------------|---|---|--|---|
| | Нормальный (обломочный) | Связанный с разломами | Карбонатный | Радиальный | Вытянутый | Дельтовый конус | |
| Положение | Между шельфом и равниной; окраины, окружающие океанические бассейны и шельф, склон или бассейны окраинных морей | | | У подножья склона, нередко заходит на нижнюю часть склона | | | Самые глубокие и ровные части дна, конечная ловушка материала |
| | Распространены широко | Тектонически активные области | Низкие широты | Один каньон, небольшие объемы осадков | Питание дельтового типа, большие объемы осадков | Аллювиальный тип поступления материала | |
| Форма | Узкая, прямолинейная, вытянутая параллельно окраине континента | | | Верная, вокруг питающего каньона | Вытянутая перпендикулярно склону | Вокруг вершины аллювиального конуса | Часто вытянутые параллельно континентальной окраине |
| Размеры | Ширина от 5 до 300 км | Ширина от 5 до 50 км | Ширина от 5 до 300 км | Радиус обычно от 5 до 250 км | Радиус (длина) от 5 до 2500 км | Радиус от 5 до 50 км | Площадь от 100 км ² до более 1,5 млн км ² |
| Уклон | От 10° (вверху) до 1° (внизу) | Может увеличиваться до более 45° | Крутой у рифов, пологий у хребтов | От 5-10° (вверху) до 1° (внизу) | От 5-10° (вверху) до менее 1° | От 5-10° (вверху) до 1-2° (внизу) | Очень пологий до горизонтального |
| Основные морфологические элементы | Перегиб шельфа, пологий склон, овраги, русла, каньоны, оползневые обрывы и уступы, оползневые массы, скопления осадков на подошве склона и лопастевидные выносы, поперечные зоны разломов на флангах срединно-океанических хребтов | | | Верхний, средний и нижний конусы, выделяемые на основе уклона и морфологических особенностей, каньон, русла (каналы), оползневые массы, намывные валы, лопастевидные выносы | | | Плоское или волнистое дно; сливается с дистальными конусами, склоновыми отложениями |

| | | | | | | | |
|---------------------------------|--|--|---|--|-----------|------------------------------|--|
| Процессы и характер рассеивания | Линейное распределение осадков, переотложение, главным образом вниз по склону, донные течения вверх и вниз по руслам и вдоль склона; пелагическое осаждение | | | Точечный источник или обширный сбор осадков; преобладают осадочные процессы с радиальным рассеиванием вниз по склону, колебательные течения в каньонах, другие типы донных течений; воздействие волн и приливов на дельтовые конусы; пелагическое осадконакопление | | | Несколько источников; продольное и латеральное рассеивание, пелагическое и гемипелагическое осадконакопление |
| Фации | Турбидиты и гемипелагиты, обычны оползни и дебриты; редко грубозернистые турбидиты, контуриты | Преобладают кальцитурбидиты, пелагиты и гемипелагиты, обычны оползни и дебриты | Кальцитурбидиты, пелагиты, гемипелагиты, обычны оползни и дебриты | Доминируют переотложенные осадки, в том числе гравититы; пелагитов и гемипелагитов немного, контуриты встречаются редко | | | Незакономерное чередование переотложенных (тонкозернистых), гемипелагических и пелагических образований; контуриты редки |
| | | | | Много песка | Много ила | Много гравия | |
| Латеральное распределение | Крайне незакономерное | Грубо- и тонкозернистые, могут распределяться параллельно склону | Крайне незакономерное | Горизонтальная сегрегация фаций, грубые приурочены к каналам и лопастям; распространены дебриты и оползни; повсеместно тонкозернистые отложения | | Неотчетлива сегрегация фаций | В крупных бассейнах видны закономерные изменения от проксимальных к дистальным частям |
| Вертикальная последовательность | Увеличение или уменьшение размера зерен могут быть связаны с продвижением склона, колебаниями уровня моря или тектонической активностью; аналогичные последовательности могут встречаться в руслах и в пределах лопастевидных выступов | | | Распространены слоевые ассоциации 3-го порядка; в пределах каналов с прогрессивной структурой; в лопастях – прогрессивная, регрессивная или прогрессивно-регрессивная направленность; в намывных валах – прогрессивная, регрессивная или неправильная структура | | | Вертикальные разрезы имеют неправильную структуру или прогрессивно-регрессивную |

2.1.1. Континентальные склоны

Подводные склоны представляют собой полого наклоненные поверхности ($2-7^\circ$, редко больше 10°), окружающие как небольшие шельфовые бассейны, так и океанические котловины, а также океанические хребты, острова, подводные горы и плато. Склоны, которые в океанических бассейнах располагаются между континентальным шельфом и дном котловины, называются континентальными склонами.

В процессе осадконакопления они имеют наиболее важное значение. Рыхлые, насыщенные водой осадки не удерживаются на склонах крутизной более $1-2^\circ$, поэтому (по образному выражению А.П. Лисицына) «материковый склон представляет собой как бы гигантскую фабрику гравититов всех разновидностей».

Склоны могут иметь эрозионное или аккумулятивное происхождение, они бывают ровными или изрезанными, на них формируются самые различные обломочные и биогенные отложения. Рельеф склона определяется сбросовыми и оползевыми уступами, клиньями рифовой осыпи, хаотическими нагромождениями оползших масс, отложениями обломочных потоков¹, изолированными лопастевидными выступами и холмами, прямыми и извилистыми руслами и промоинами, сложными ветвистыми каньонами, а также обширными областями ровной поверхности дна. Д. Стоу (1990) выделяет три типа склонов, в зависимости от особенностей строения и состава осадочных покровов и самих склонов (рис. 4).

Нормальные (обломочные) склоны. Характеризуются относительно ровным выпукло-вогнутым профилем. В низкоэнергетических² обстановках поверхность склона имеет тенденцию выравниваться и размываться течениями, иногда с формированием контуритов³ у основания склона. В высокоэнергетических обстановках поверхность склона прорезана оврагами и рассечена оползнями с формированием у его подошвы лопастевидных выступов, сложенных материалом обломочных потоков и оползших блоков. На таком склоне встречаются также крупные каньоны и глубоководные русла.

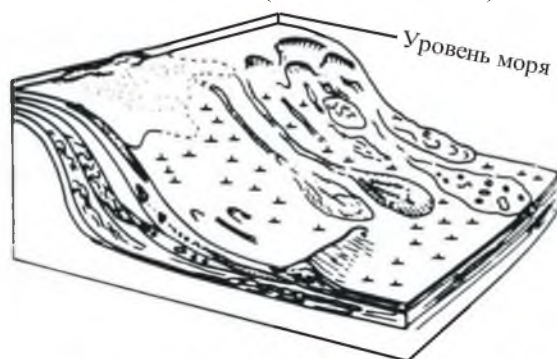
Распределение осадочного материала на обломочных склонах неравномерное. Преобладают тонкозернистые отложения (алевриты, глины, илы). Граница,

¹ См. раздел 3.2. «Основные процессы»

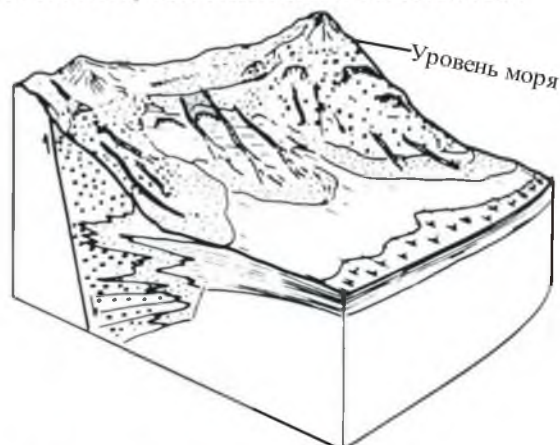
² В геоморфологии существует понятие «энергия рельефа»: чем выше разница между наиболее поднятыми и наиболее опущенными поверхностями, тем больше энергия рельефа.

³ См. раздел 3.4. «Отложения придонных течений»

А. НОРМАЛЬНЫЙ (ОБЛОМОЧНЫЙ) СКЛОН



Б. СКЛОН, СВЯЗАННЫЙ С РАЗЛОМОМ



В. КАРБОНАТНЫЙ СКЛОН

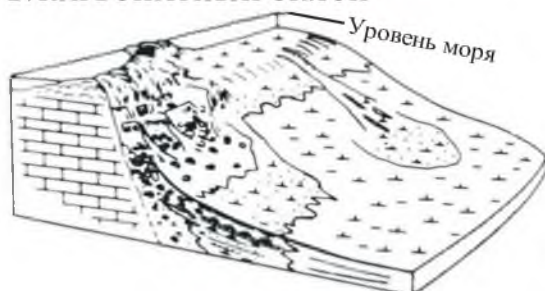


Рис 4. Модели склоновых обстановок. Масштабы различные, ширина склонов от 1 до 500 км. Углы наклона 1-7° (по Д. Стоу, 1990).

отделяющая высокоэнергетические песчаные фации шельфа от илистых осадков склона, получила название «иловая линия». Вдоль перегиба шельфа выше этой линии накапливается некоторое количество намывного песка, который перемещается вниз по каньонам и оврагам, формируя изолированные лопастевидные выступы среди тонкозернистых осадков. Обычны оползни и отложения обломочных потоков. Мощности осадков на таких склонах могут быть большими. Например, на склоне Новой Шотландии у восточного побережья Канады с раннего мезозоя доныне накопилось 10-12 км осадков (Стоу, 1990).

Примером отложений нижней части склона может служить неогеновая толща (более 500 м), вскрытая скважиной на северо-западной окраине Африки (Хворова, 1989). Она сложена смятыми гемипелагическими глинисто-карбонатными породами с крупными линзами обломочных осадков (в карбонатно-глинистом матриксе рассеяны обломки известняков, кремней, алевролитов, аргиллитов, нередко со следами деформаций), реже прослоями тонкозернистых песчаников. Грубообломочные отложения содержат обильный детрит мелководных организмов, одновозрастных с вмещающими породами и более древних.

Склоны с тектоническими нарушениями. Для таких склонов характерен ступенчатый профиль – крутые участки, перемежаются с более плоскими, всячими котловинами. Распространены оползневые уступы, оползневые массы и неглубокие русла. При наличии разломов, перпендикулярных к склону, формируются долгоживущие каньоны и русла. Среди осадочного материала распространены отложения камнепадов, обломочных потоков, грубозернистые турбидиты¹. С удалением от зон разломов грубые осадки сменяются песчанистыми, глинистыми и биогенными образованиями. Конседиментационная (одновременно с осадконакоплением) тектоническая активность оказывает существенное влияние на вертикальное и латеральное распределение фаций.

Например, на западной окраине Тирренского моря (рис. 5) относительно крутой склон на ранних стадиях контролировался рифтовым² процессом, а на поздних – погружением котловины. Он является эрозионным и ступенчатым. В пределах крутых участков этого склона обнажаются породы древнего фундамента или распространен тонкий чехол илистых осадков с оползнями и отложениями обломочных потоков. Грубозернистые отложения встречаются в руслах, в лопастевидных выступах, впадинах и небольших конусах выноса.

Склоны карбонатных платформ³. В целом различают три типа карбонатных склонов: 1) транзитные склоны на краю крутого рифа или банки⁴, 2) более пологие осадочные склоны банки или рифа, 3) очень пологие сильно изрезанные склоны океанических поднятий. В представленной на рисунке модели (см. рис. 5) объединены черты транзитного и осадочного склонов. Транзитные

¹ Все эти типы отложений рассматриваются в разделе 3.2. «Основные процессы ...».

² Рифт – линейная, щелевидная структура, образующаяся в результате растяжения земной коры. Ограничена субвертикальными разломами.

³ Дж. Уилсон (1980) определяет карбонатную платформу как гигантское карбонатное тело с более или менее горизонтальной кровлей и обрывистыми шельфовыми окраинами, где находятся осадки зоны высокой волновой энергии. По сути, это синоним карбонатных отложений шельфа.

⁴ Морские банки – сложные карбонатные постройки больших размеров и мощности, расположенные в открытом море вдали от прибрежных склонов или платформ.

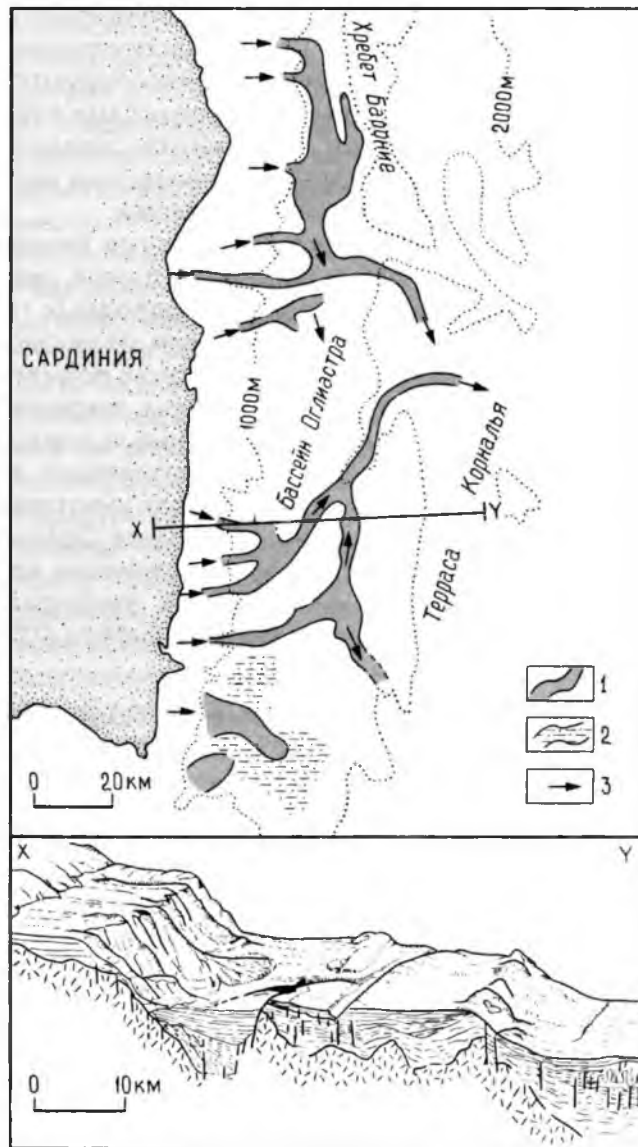


Рис. 5. Краевой бассейн в Тирренском море (западнее Аппенинского полуострова) и склон острова Сардиния, ступенчатое строение которого обусловлено разломами (по Wezel F. et al, 1981). 1-2 отложения: 1 – грубообломочные, 2 – песчаные и глинистые; 3 – направление основных потоков.

склоны могут иметь очень крутые, часто ступенчатые уступы с очень тонким чехлом осадков или совсем без осадков, окаймленные известняковой брекчией, которая вниз по склону быстро сменяется известняковыми песчаниками и алевролитами (калькаренитами, кальцилютитами), и потом пелагическими известняками. Склоны местами пересекаются каньонами и руслами, по которым грубообломочный материал уходит на глубину. Осадочные склоны напоминают таковые с обломочными отложениями. Для них характерен выпукло-вогнутый профиль и относительно более закономерное распределение фаций. Наблюда-

ется общая тенденция к утонению материала вниз по склону, но она часто нарушается оползнями, отложениями обломочных потоков и отложениями, перенесшимися по руслам.

2.1.2. Подножья склонов и глубоководные конусы выноса

Глубоководные конусы выноса являются наиболее значимыми осадочными образованиями среди тех, которые формируются на больших глубинах. В них содержится громадный объем осадочного материала, накапливавшийся с большой скоростью. Как правило, глубоководные конусы располагаются у подножья склонов, в местах, где заканчиваются пересекающие склон каньоны и русла. Это могут быть изолированные, одиночные образования, но если каньонов много, конусы соприкасаются, накладываются друг на друга и формируют шлейф вдоль склона. Размеры конусов выноса сильно варьируют – от округлых в плане тел размером порядка 1 км и менее до очень больших образований, протяженностью более 2000 км. Поверхность конуса имеет наклон, близкий к наклону склона (2-5°), но в нижней части он постепенно выполаживается. В пределах конусов выноса могут быть выявлены три комплекса отложений (различных для верхнего, среднего и нижнего частей конусов). К ним, по-видимому, следует относить и фации каньонов, которые генетически связаны с конусами, хотя территориально они находятся на склоне.

Каньоны обычно имеют ширину до нескольких километров, но их длина в современных океанах иногда достигает до 400-500 км. Борта каньонов могут быть пологими (от нескольких градусов до 30°) или крутыми, местами почти отвесными, их высота от первых сотен метров до 1 км и более. Отложения в каньонах разнообразны: преобладают пески (часто мощные), и галечники, но иногда встречаются каньоны, в которых осаждаются алевроиты и глины. Отмечается обильный растительный и раковинный детрит. Генетически это отложения оползней и обвалов, обломочных потоков (дебриты), турбидных потоков высокой плотности. Сильные течения, возникающие во время штормов или по другим причинам, «промывают» каньоны и уносят тонкую фракцию. При этом сохраняются только галечники, получившие название «остаточные».

Подводные конусы редко имеют идеальную форму. Она зависит от рельефа дна, от конседиментационной тектоники, неравномерного уплотнения осадка. На распределение фаций в конусах выноса влияют также силы Кориолиса¹.

¹ Закон Кориолиса: всякое тело, движущееся горизонтально у поверхности Земли, отклоняется в Северном полушарии вправо, а в Южном – влево, вследствие вращения Земли.

При этом в северном полушарии турбидные течения отклоняются вправо (на восток), отсюда потоки, текущие по руслам, формируют более высокие намывные валы на правом борту. Это может стать причиной миграции русел влево.

Основные морфологические элементы конусов включают в себя одно или несколько питающих русел (каналов), намывные валы каналов, лопасти, сформировавшиеся на окончании русел и протоков, относительно ровные или всхолмленные течениями междорусловые (межканальные) области, оползневые уступы. Обычно в подводных конусах различают три части – верхний конус, средний конус и нижний конус, хотя они не всегда отчетливые, особенно у небольших образований (рис. 6).

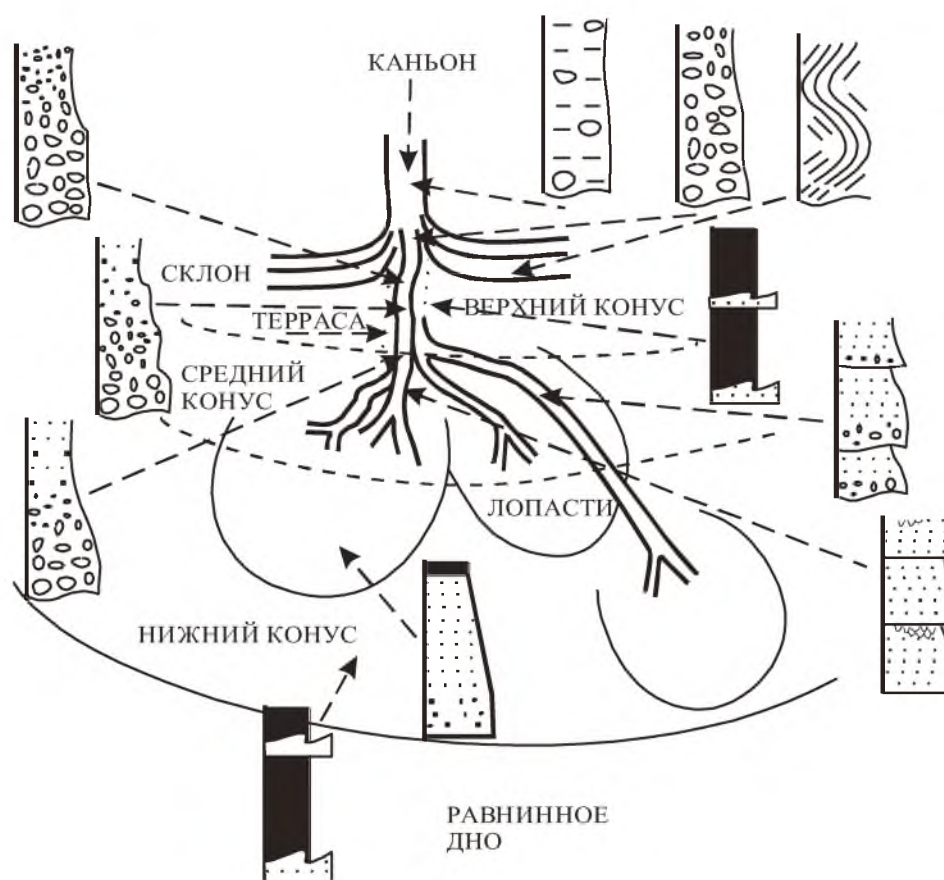


Рис. 6. Модель глубоководного конуса выноса (по R. Walker, 1978).

Для верхней части конуса (верхнего конуса) характерен вогнутый профиль (рис. 7) и неровный рельеф, к ней приурочен основной питающий канал (реже несколько каналов), который может быть прямым или извилистым. По краям канала протягиваются намывные валы, высотой от первых десятков метров до 200 м над дном долины. Дно канала имеет аккумулятивную природу и может возвы-

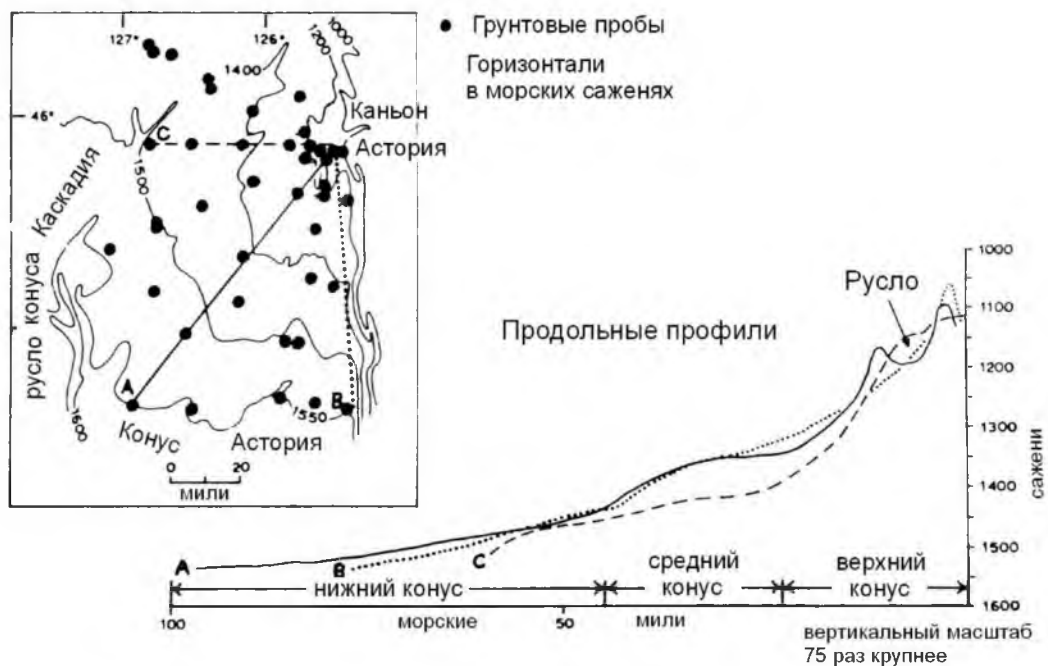


Рис. 7. Схематическое изображение конуса выноса Астория в Тихом океане (на северо-западе США) и его радиальные профили. Длина конуса около 170 км, ширина 100 км (по Nelson, Nilsen, 1989).

шаться над смежной поверхностью конуса на многие десятки метров. Такой канал не врезан в основное тело конуса, находится выше него (рис. 8). Ширина долины может колебаться в интервале от 100 м до 10 км.

Отложения каналов верхнего конуса в целом близки к осадкам каньонов, практически их не всегда можно различить. Это такие же линзовидные, толсто-слоистые и грубозернистые песчаники и конгломераты, отложенные нагруженными гравитационными потоками, а также различные оползневые массы. Широко развита амальгамация (частичный или полный размыв последующим потоком нижележащих отложений). Близки к склоновым и межканальным фациям (биотурбированные аргиллиты и мергели с прослоями турбидитов, иногда с линзами более грубых пород, даже дебритов). Но, в отличие от склонов, в пространстве между каналами практически нет сколько-нибудь существенных оползневых образований. Прирусловые намывные валы слагаются преимущественно тонко- и мелкозернистыми турбидитовыми песками.

Средний конус представляет собой главную аккумулятивную часть описываемого образования. Он имеет выпуклый профиль и холмистый рельеф. Основной питающий канал здесь распадается, разветвляется на рукава, называемые руслами, которые нередко меандрируют. Однако, размеры их по-прежнему большие. В крупных конусах ширина русел достигает сотни метров и даже пер-

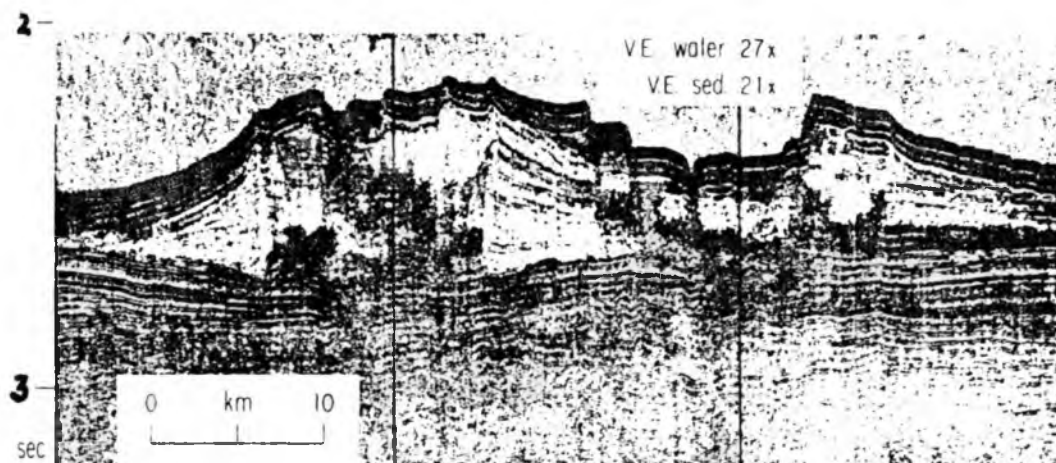


Рис. 8. Сейсмический профиль, пересекающий канал и намывные валы верхней части Бенгальского конуса выноса (Nelson, Nilsen, 1989).

вые километры, а глубина, в некоторых случаях, до первых сотен метров (Хворова, 1989). Они могут быть как аккумулятивными, так и эрозионными (рис. 9). Не все русла активные, многие являются отмершими. Там где русла заканчиваются, выполаживаются (в нижней части среднего конуса), аккумулятивные накопления, в плане имеющие форму лопастей, на поверхности которых много мелких распределительных каналов без валов.

Отложения в пределах среднего конуса разнообразны, но в целом менее контрастные, чем в верхней зоне конуса. В каналах обычными являются пески, реже гравий, отложенные мощными, нередко, высокоплотными турбидными потоками, но широко распространены также маломощные тонко- и мелкозернистые турбидиты, разделенные фоновыми¹ гемипелагическими отложениями. Сходные осадки формируются и в пределах лопастей. Для турбидитов среднего конуса характерно увеличение размера зерен кверху (прогрессивная направленность), которые сменяются отложениями с регрессивной структурой циклитов 3 порядка². В межканальной области среднего конуса развиты гемипелагические отложения, много также плохо выдержанных по латерали маломощных слоев турбидитов (от тонко- до среднезернистых), происхождение которых связано с «переливанием» турбидных потоков за пределы каналов.

Граница между средней и нижней частями конуса неотчетливая и постепенная. Профиль нижнего конуса вогнутый (см. рис. 7), рельеф ровный. Распре-

¹ Отложения, формирующиеся в результате непрерывного осаждения тонкой взвеси, которая постоянно находится в морской воде.

² См. раздел 3.2.1. «Генетические типы и фации».

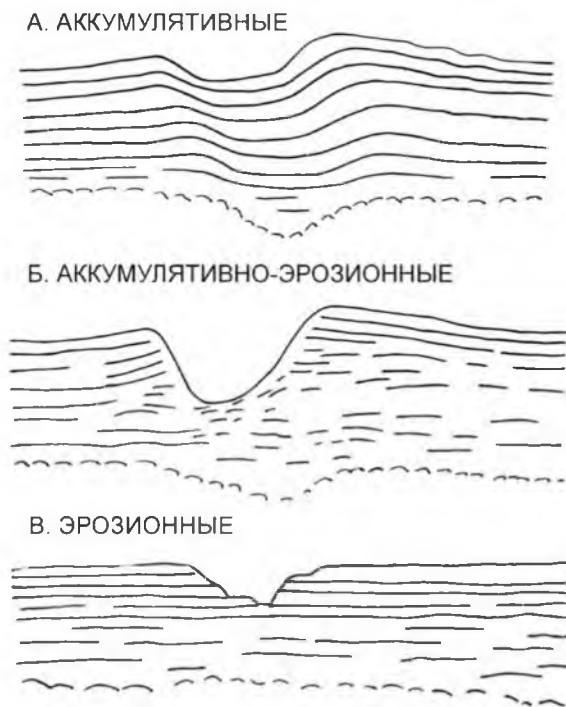


Рис. 9. Различные типы каналов, зарисованные по сейсмическим профилям (Nelson, Nilsen, 1989). Вертикальный масштаб в 17 раз больше горизонтального.

делительная система выражена не резко. Здесь распространены многочисленные небольшие и неглубокие русла без намывных валов. Турбидные потоки расплываются на большую площадь, теряется различие между канальными и межканальными фациями. Эту зону слагают выдержанные по латерали мелко- и тонкозернистые турбидиты, переслаивающиеся с гемипелагическими отложениями. Распространены также контуриты¹.

Следует отметить, что в верхней и средней частях конуса выноса направления палеотечений для мелко- и грубозернистых турбидитов часто заметно различаются, в то время как для нижнего конуса свойственны выдержанные направления течений.

В первом приближении различаются всего три типа конусов выноса (Стоу, 1990): радиальные, вытянутые и дельтовые (рис. 10), хотя между ними существуют всевозможные переходы. К глубоководным обстановкам относятся только первые два (радиальные и вытянутые), тогда как дельтовый конус выноса представляет собой подводное продолжение аллювиального конуса. Правда, аналоги глубоководных конусов могут встречаться и в относительно мелководных бассейнах, располагаясь у подножья подходящего склона.

¹ Рассматриваются в разделе 3.4. «Отложения придонных течений».

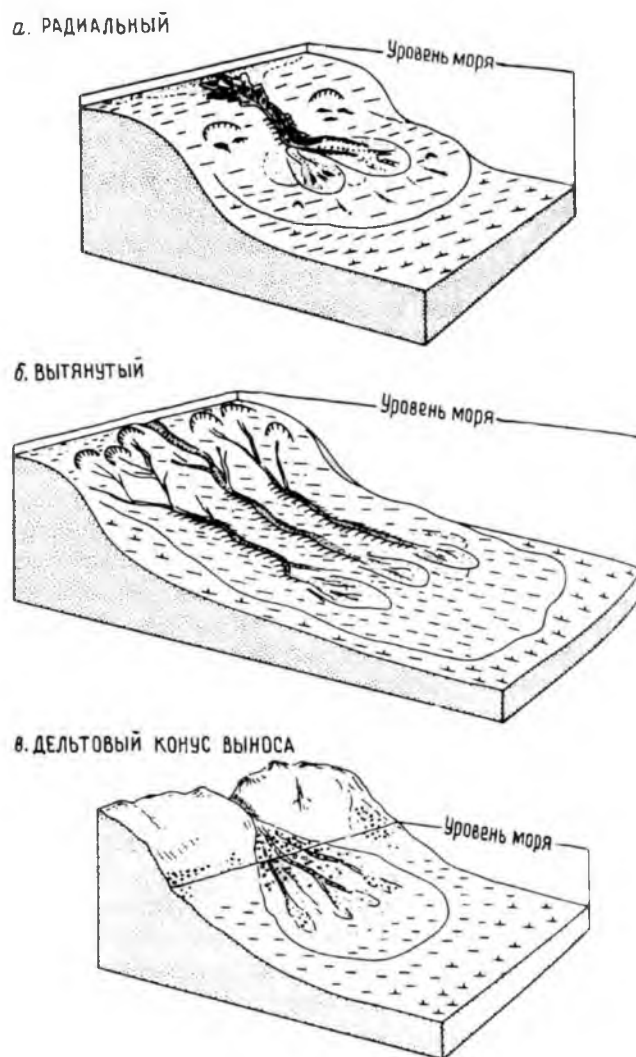
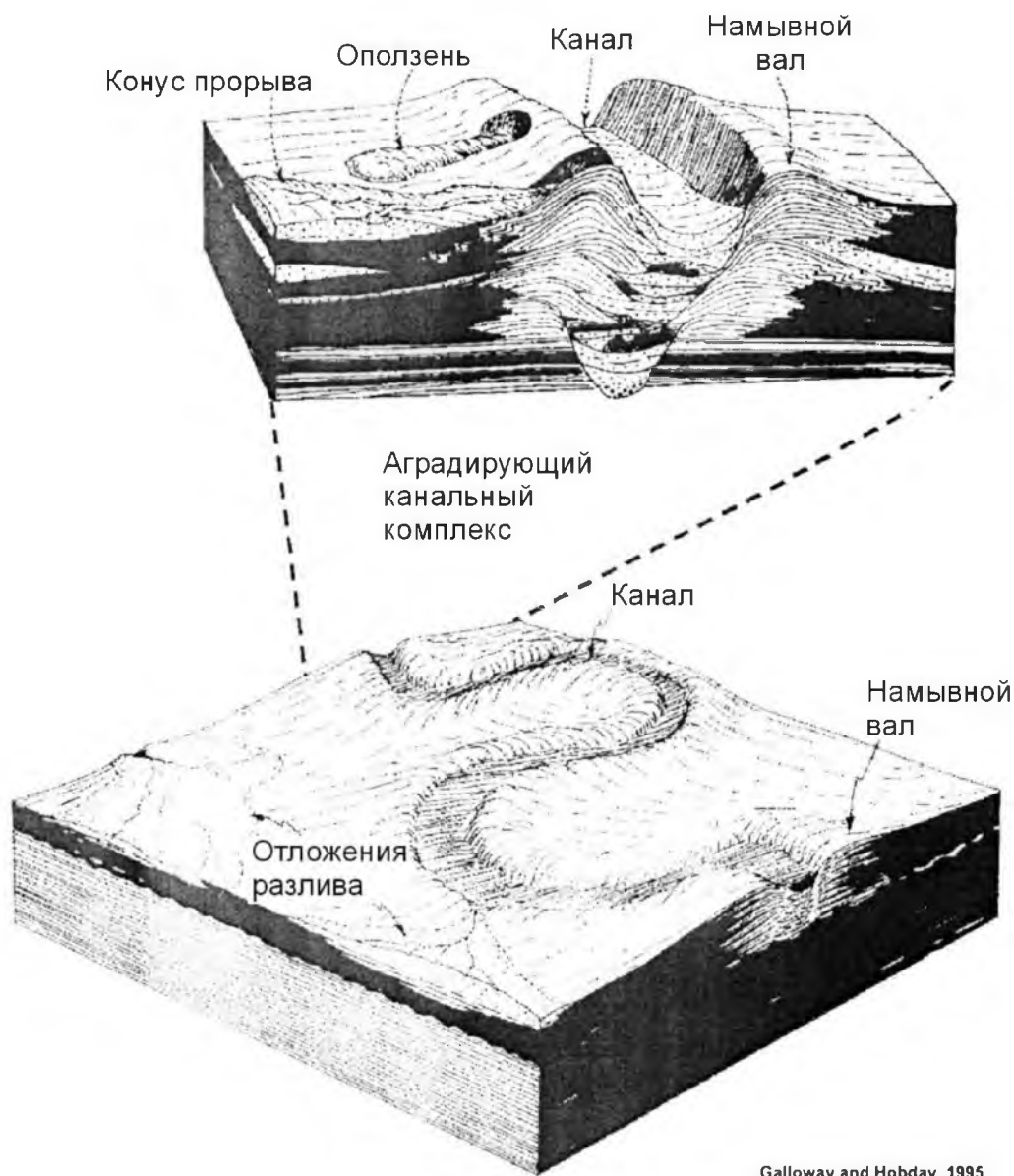


Рис. 10. Модели подводных конусов выноса (а и б – глубоководные, в – дельтовый). Масштабы у всех моделей различные: длина конуса обычно не превышает 150 км (для а), 1500 км (для б) и 15 км (для в). Угол наклона чаще всего до 10° (по Д. Стоу, 1990).

Радиальные конусы выноса имеют типичную веерообразную форму. Они образуются вокруг единичного питающего канала и располагаются в замкнутых котловинах. Радиус таких конусов колеблется от нескольких километров до нескольких сотен километров, а мощность осадков чаще всего не превышает 1 км.

У радиальных конусов выноса, наряду с продольным, существует и концентрическое распределение фаций. Оползни приурочены к области нижней части склона, верхней части конуса и к краям каналов. Большая часть грубозернистых осадков перемещается турбидными потоками вниз по каналам и отлагается в виде мощных вытянутых песчаных тел или лопастевидных выносов. Тонкозернистые осадки при переполнении русла потоком, формируют намывные валы и межканальное пространство (рис. 11). Если поток очень мощный, его тонкозер-



Galloway and Hobday, 1995

Рис. 11. Основные морфологические элементы проксимальной части глубоководного конуса выноса (Galloway & Hobday, 1995).

нистая часть с низкой плотностью движется вниз, заливая все пространство конуса. Таким образом, отношение песка к глине в пределах каналов и в проксимальных¹ частях лопастей будет высоким, а в межканальном пространстве и в дистальных частях конуса выноса – низким. В верхней части конуса выноса каналные фации обычно представлены мощными грубозернистыми турбидитами (подробнее см. раздел 3.2.1. «Генетические типы и фации»), а также отложениями обломочных потоков. В средней и нижней частях конуса выноса русло-

¹ Проксимальный (ближний, внутренний, верхний). В геоморфологии – ближний к месту происхождения край конуса выноса, осыпи, конечной морены, ледника. Противоположен дистальному.

вые пески и пески лопастевидных выносов представлены средне- и мелкозернистыми турбидитами большой мощности. Вниз по конусу выноса и между каналами турбидиты становятся все более тонкозернистыми.

Примерами современных радиальных конусов выноса могут служить многие небольшие конусы на западном побережье Северной Америки (в том числе уже упомянутый конус Астория).

Вытянутые конусы выноса протягиваются в продольном направлении и, как правило, ориентированы перпендикулярно к области питания. Часто они имеют два или более питающих канала. Длина их колеблется от нескольких километров до 2000 км и более, а мощность осадков в районе верхнего конуса может превышать 10 км.

Верхняя часть у рассматриваемого типа конусов выноса широкая, очень постепенно переходящая в склон. Для нее свойственно беспорядочное строение с многочисленными оползневыми уступами. Основной канал один, или их несколько, но имеется много второстепенных каналов и проток между оползневыми блоками. Преобладает эрозия. Несколько основных каналов проходит через весь средний конус. Вдоль них развиты отчетливые намывные валы. Каналы могут быть как эрозионными, так и аккумулятивными. Они в этой части конуса обычно извилистые с крупными меандрами, с многочисленными разветвлениями (рис. 12). В нижней части среднего конуса образуются крупные лопастевидные выносы. Если котловина бассейна большая, ровный нижний конус может надстраиваться достаточно долго, постепенно сливаясь с абиссальной равниной.

Вытянутые конусы выноса содержат много глинистого материала, по сравнению с радиальными. Тем не менее, характер распределения отложений у них в целом такой же. В верхнем конусе отмечается большое количество оползней, сравнительно много грубообломочных отложений. Относительно высока концентрация грубозернистого материала в каналах, даже в пределах среднего конуса. Лопастевидные могут состоять из песка или алеврита. Также как и в радиальных конусах, закономерно меняются структуры элементарных циклитов, как по направлению от проксимальных к дистальным фациям, так и в сторону от каналов.

Примерами вытянутых конусов выноса в открытых океанических котловинах является гигантский (3000 км) Бенгальский конус выноса, конусы выноса Инда, Миссисипи, Амазонки, Конго. В Средиземном море это конусы выноса Роны и Нила. Одним из наиболее изученных является конус выноса р. Святого Лаврентия (Канада) в северной части Атлантики, который существует уже более



Рис 12. Меандрирующее русло глубоководного конуса выноса Амазонки на глубине около 3000 м. Изображение получено сонаром бокового обзора «Глория» (Стоу, 1990).

150 млн лет (Лисицын, 1988). Конус лежит на глубинах от 2 до 5 тыс. метров, его длина около 600 км, ширина – 250-300 км. Мощность осадочных отложений до 10 км. Угол наклона конуса в верхней части около 5° , в нижней – менее $1/4^\circ$. На континентальном склоне Канады видны многочисленные следы отрыва оползней, широко развиты участки выходов древних пород. Верхняя часть конуса (с глубины около 2 км) имеет вогнутую форму с многочисленными следами проявлений оползней. Средний конус (глубины 3-5 км) имеет выпуклую форму, его верхняя часть избородчена многочисленными каналами, ограниченными намывными валами, а нижняя имеет лопастное строение. Нижний конус имеет слабо

вогнутую, слегка наклонную в сторону океана поверхность. Максимальная глубина канала достигает 840 м (на расстоянии в 240 км от бровки шельфа). Дальше каналы постепенно выполаживаются. В районе нижнего конуса их глубина не превышает 50 м. Каналы верхнего конуса имеют U-образную форму с шириной у основания около 2 км, в среднем конусе – они корытообразные с шириной по дну иногда более 10 км. Причем одинаково часто встречаются как эрозионные, так и аккумулятивные формы.

2.1.3. Равнинная область дна

Вблизи континентов равнины на дне бассейнов формируются на разных глубинах – от достаточно мелководных обстановок до желобов глубиной в 10 км. Они имеют самые различные формы и размеры (от крошечных котловин на склоне до океанических абиссальных равнин) и относительно горизонтальный, плоский рельеф. В большинстве случаев мощность осадочного покрова в таких равнинах составляет первые сотни метров, хотя в некоторых случаях, в результате погружения по разломам могут накапливаться толщи мощностью до нескольких километров. Терригенный материал в пределы таких равнин обычно поступает разными путями, но главную роль при этом играют подводные каньоны и придонные течения. Равнинная область бассейна характеризуется монотонностью разреза и незакономерным расположением прослоев тонкозернистых турбидитов среди гемипелагических и пелагических аргиллитов и мергелей. Могут встречаться пакеты более грубозернистых турбидитов, отвечающие проградирующим¹ лопастевидным выносам. Иногда существенное значение имеют отложения придонных течений.

Обычно с учетом таких критериев, как геометрия бассейна, тектоника, источники питания и некоторые другие, выделяют несколько типов бассейновых равнин.

Абиссальные равнины широко развиты по окраинам современных Атлантического и Индийского океанов, а также вдоль Антарктиды. В то же время они практически отсутствуют по периметру Тихого океана. Это связано с активным характером его окраин. Вулканические дуги, задуговые² бассейны и глубоководные желоба служат барьерами и ловушками для терригенных отложений. Абиссальные равнины имеют удлиненные очертания и ориентированы приблизительно

¹ Проградация – наступление, перемещение вперед.

² Бассейны, расположенные позади (в тылу) вулканической островной дуги, в противоположной от глубоководного желоба стороне.

но параллельно континентальным окраинам. Со стороны открытого океана они граничат с областью абиссальных холмов и срединно-океанических хребтов. Средние скорости осадконакопления порядка первых сантиметров в тысячу лет. Например, абиссальная равнина Хаттерас на севере Атлантики имеет длину около 1000 км, среднюю ширину 200 км при средней глубине 5500 м (Стоу, 1990). Максимальная мощность осадочных отложений 350 м. Главный источник терригенного материала расположен на севере. Турбидные течения, которые питают равнину, должны достигать огромных размеров, так как отдельные горизонты турбидного песка покрывают до 60 % океанического дна.

Равнинное дно окраинных морей – как Черное море, или некоторые абиссальные равнины в Средиземном море, абиссальная равнина в Мексиканском заливе, часто имеют более сложные условия питания, так как эти моря являются замкнутыми. Для равнин таких бассейнов характерно близкое к центростремительному растекание турбидных потоков. Мощности и протяженности отдельных горизонтов турбидных песков в большинстве окраинных бассейнов невелики из-за относительно малых размеров самих турбидных потоков. Однако, частота появления упомянутых потоков довольно высока, вследствие наличия активных источников.

Дно некоторых *глубоководных желобов* также частично или целиком является ровным. Такие желоба вытянуты параллельно континентальной окраине на расстояние в сотни километров и имеют ширину не более нескольких десятков километров. Близость источников сноса и активная вулканическая деятельность благоприятствуют поступлению обломочного материала на дно желобов. Турбидные течения распределяют его главным образом в продольном направлении, что и выравнивает дно желоба, несмотря на то, что очень близко располагаются краевые фации с оползнями, руслами и конусами выноса.

Вдоль тектонически активных окраин нередко формируются небольшие *участки ровного дна на склонах*. Иногда такие склоновые бассейны образуют целые каскады (рис. 13). Они быстро заполняются осадками, которые потом спускаются вниз по склону в нижние склоновые бассейны.

2.2. Пелагическая зона

Если в гемипелагической области (вблизи континентов) осадконакопление осуществляется главным образом за счет сносимого с суши и шельфов материала, то в пелагической зоне преобладает осадконакопление в виде медленного вертикального опускания частиц из биологически наиболее активного по-

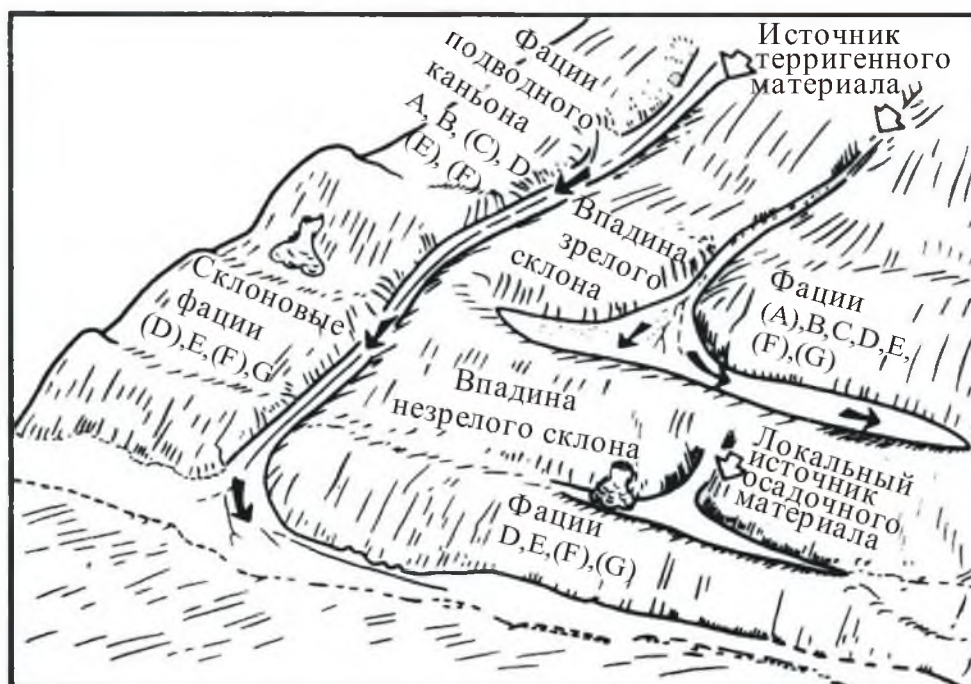


Рис. 13. Принципиальная схема гравитационных течений в системе континентальный склон-глубоководный желоб (Underwood, Bachman, 1982).

верхностного слоя океанических вод. Осаждаются скелетные остатки планктонных микроорганизмов, пеллеты¹ и собственно неорганическая взвесь: карбонатное вещество, кремнезем, глинистые частицы, песчаный и алевритовый материал эолового происхождения, а также космическая пыль. При этом скорости осаждения исключительно малы (менее 5 мм за 1000 лет). Осадконакопление осложняется течениями, которые отклоняют частицы от вертикального направления и местами перемыывают уже существующий осадок, а также гравитационным перетолжением и избирательным растворением в условиях повышенного давления толщи воды. В результате формируются планктоногенные (известковые, кремнистые) осадки и глубоководные глины. Среди них встречаются тонкозернистые биотурбидиты, отложения придонных течений, резидуальные (остаточные от растворения) и аутигенные образования (Мурдмаа, 1987). В пелагиали, также как и в гемипелагической зоне, хемогенное осадконакопление не имеет существенного значения.

¹ Агрегаты, комочки из слипшихся скелетных остатков планктонных микроорганизмов и компонентов неорганической взвеси. Образуются в результате переработки взвеси планктоноядными организмами (фекальные комочки).

В пелагической области, в отличие от гемипелагической, осадки окрашены в разные оттенки коричневого, красного, желтого цветов. Здесь органическое вещество из-за медленного осадконакопления успевает полностью разложиться в окислительных условиях на контакте с придонной водой, редуционная зона полностью отсутствует.

Состав донных отложений зависит главным образом от двух факторов – критической глубины карбонатонакопления (КГК)¹ и продуктивности поверхностных вод (количество планктона). Отсюда в области пелагического осадконакопления выделяются обстановки выше и ниже КГК, а также широтные зоны высокой и низкой биопродуктивности, связанные прежде всего с климатом. А.П. Лисицын (1981) выделяет в современных океанах три глобальные широтные зоны повышенной биопродуктивности, соответствующие гумидным зонам Земли: экваториальная и две в умеренных широтах. Между ними располагаются «пелагические пустыни» – обширные области с предельно низкой продуктивностью поверхностных вод.

Тем не менее, существенное влияние на распределение осадков оказывают и другие факторы, такие как апвеллинг (рис. 14), аэрация вод, колебания относительного уровня моря, климат, эволюция биоты, вулканические (в том числе гидротермальные) процессы, тектоника, рельеф дна, химизм вод. Вертикальные движения в водной толще (апвеллинги) поставляют к поверхности океана богатые питательными веществами (фосфатами, нитратами) глубинные воды. Это создает условия для бурного развития фитопланктона. Соответственно, биогенный кальцит становится существенным компонентом осадков выше КГК, а биогенный кремнезем вблизи и ниже этого уровня². Осаждение микроскопических частиц планктона здесь также происходит в составе фекальных комочков (пеллет). Сами по себе они дна не достигнут. Но и пеллеты по пути нередко распадаются, что приводит к растворению тонких раковин и их частей, так что в осадок попадают в основном только самые грубые формы. Растворение скелетных фрагментов продолжается и в толще осадков. В итоге только около 2% первичной биомассы переходит в ископаемое состояние как компонент осадочной толщи (Heath, 1974). Из образовавшегося насыщенного раствора кремнезема кристаллизуются опаловые сферулы размером около одного микрона, которые

¹ Критическая глубина карбонатонакопления – это глубина, на которой скорость поступления взвешенного карбонатного материала (преимущественно биогенного), осаждающегося через толщу воды, и скорость его растворения равны.

² Поскольку биогенное карбонатонакопление является более интенсивным процессом, то мощности осадков в области выше КГК заметно больше.

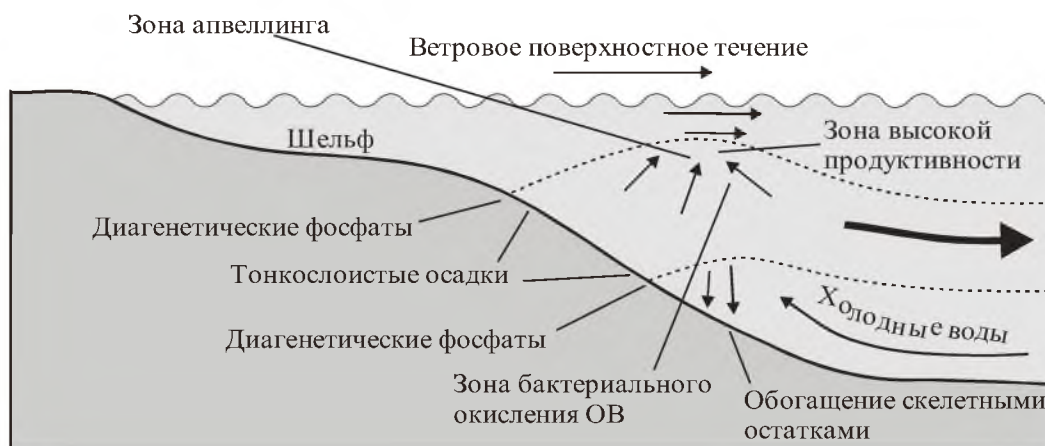


Рис. 14. Схема предполагаемых процессов на континентальной окраине в районе действия сгонно-ветрового апвеллинга. Жирной стрелкой показано вероятное перемещение водных масс с минимумом кислорода, максимумом CO_2 и питательных солей.

цементируют осадок. В конечном счете, эти породы преобразуются в халцедоновые и кварцевые кремни. Интересно, что исключительно тонкий терригенный материал осаждается в составе тех же пеллет, его опускание на дно в полной мере зависит от биогенного процесса (Лисицын, 1981).

Высокая биологическая продуктивность поверхностных вод (или обильное поступление детрита высших наземных растений) может привести к формированию и совершенно другого типа отложений, а именно черных сланцев. Эти породы образуются в условиях, когда органическое вещество не разлагается, не окисляется, то есть в условиях отсутствия или очень низкого содержания кислорода в придонных водах, а также в случае очень высокой скорости осадконакопления.

Примером бескислородного бассейна может служить современное Черное море. Несмотря на сравнительно низкую биопродуктивность поверхностных вод, отсутствие кислорода в толще воды приводит к тому, что органическое вещество разлагается не полностью. Примером бассейна с высокой скоростью накопления биогенного материала является Калифорнийский залив. Правда, эти два эталона не всегда удовлетворительно отражают все случаи. Бурением в Атлантическом и Тихом океанах были вскрыты черные сланцы мелового возраста. Они известны и в многочисленных обнажениях в зоне Тетиса (Jeffrey, Aigner, 1982). Так как они формировались на обширных площадях, то к ним не применимы ни модель Черного моря, ни модель Калифорнийского залива. Для объяснения происхождения упомянутых сланцев была разработана модель океани-

ческих «бескислородных событий» (Дженкинс, 1990), в течение которых содержание растворенного кислорода на определенных глубинах океана, особенно в зоне кислородного минимума было крайне низким (рис. 15).

Такие события в геологической истории имели место неоднократно. Причинами их считают медленное обновление ресурсов кислорода в придонных водах в условиях отсутствия полярных ледовых шапок, высокую температуру вод океана, уменьшающую растворимость кислорода, повышенную биопродуктивность или лучшие условия сохранности органики. Бескислородные события хорошо коррелируются с эпохами трансгрессий Мирового океана. Затопление континентальных шельфов могло привести к формированию умеренно глубоких эпиконтинентальных морей, где, в результате бактериального окисления осаждающегося планктона, возник значительный минимум кислорода.

В областях, где биопродуктивность низкая, за счет осаждения эолового, вулканогенного и космогенного материала формируются красные глины, нередко содержащие железо-марганцевые конкреции. Эти глины состоят из различных глинистых минералов (преимущественно иллита и монтмориллонита, реже хлорита и каолинита), а также гидроксидов железа и марганца, аутигенных цеолитов, зерен кварца, полевых шпатов и пироксена, сферул никелистого железа космического происхождения. При приближении к континентальным окраинам пелагические осадки включают все возрастающее количество терригенного материала, переотложенного турбидными потоками. Скорости накопления красных глин, как правило, очень низкие.

Осадконакопление даже в океанических глубинах не является устойчивым. Глубоководное бурение показало, что разрезы пелагических отложений во всех океанах, независимо от рельефа дна, буквально исчерчены несогласиями и перерывами различной временной продолжительности, формировавшимся в результате деятельности многочисленных придонных течений. Причем чаще они обусловлены не размывами, а неотложением осадков.

Области пелагической седиментации встречаются не только в открытом океане, но и *вблизи континентов* (во внутренних и окраинных морях, задуговых бассейнах), на участках, защищенных от влияния континентов (подводные горы, плато, банки). На характер осадков в этих местах также влияют различные факторы, например, природа циркуляции вод, степень связи с океаном.

Так, если в бассейне господствует циркуляция вод эстуарного типа (Berger, 1970), при которой вытекают поверхностные воды, а втекают глубинные, возникающий апвеллинг способствует высокой биологической продуктивности и ин-

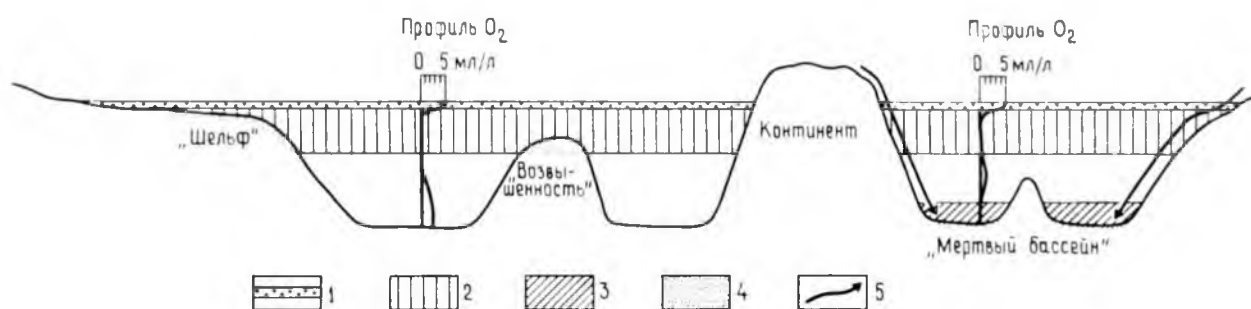


Рис. 15. Модель мирового океана с расширенным интервалом кислородного минимума, захватывающим подводные поднятия, континентальные склоны и шельфы. Стагнация придонных вод в отгороженных бассейнах также способствует формированию битуминозных осадков (Дженкинс, 1990). 1 – верхний перемешанный слой с интенсивной фиксацией углерода, 2 – слой кислородного минимума, 3 – стагнированные придонные воды, 4 – обогащенные углеродом осадки разного типа, 5 – остатки наземной растительности.

тенсивное накопление биогенных скелетных остатков (например, современный Калифорнийский залив). Если наоборот, то продуктивность поверхностных вод будет очень низкой и биогенных осадков практически не будет. При наличии порога между бассейном и океаном (как это имеет место в случае Средиземного, Черного, Красного морей) эвстатическое понижение уровня океана или тектонические процессы могли вызвать сокращение водообмена и стагнацию, способствующую накоплению богатых органическим веществом осадков (черных сапропелевых илов). В таких бассейнах соленость вод может значительно отличаться от океанической, что также влияет на характер осадков. Например, значительную часть карбоната в глубоководных осадках Средиземного моря составляет не биогенный, а хемогенный высокомагнезиальный кальцит, вероятно формировавшийся в периоды повышения температуры и солености (Sartori, 1974), а в Японском море в составе миоценовых отложений описан 3-метровый пласт пресноводных диатомитов (Burckle, 1978).

Формирование пелагических отложений в пределах положительных форм рельефа (подводные горы, плато, банки) на континентальных окраинах обусловлено тем обстоятельством, что терригенный материал перехватывается промежуточными ловушками. Пелагические осадки здесь могут быть представлены нанофоссилиевыми илами, красноцветными известняками с гетитовыми стяжениями и корками, с фосфатными пеллетами, желваками, корками. Встречаются органические остатки (фораминиферы, губки, мшанки, глубоководные кораллы). Иногда на таких участках наблюдаются интенсивные придонные течения (на-

пример, плато Блейк на западе Центральной Атлантики), перемывающие карбонатные илы и превращающие их в фораминиферовые пески со знаками ряби, косой слоистостью.

Признаки пелагических обстановок осадконакопления – отсутствие терригенного обломочного материала и откровенно мелководных отложений, бедность прикрепленного бентоса, малые скорости осадконакопления, наличие корок цементации (хардграундов) иногда наблюдается и на территории платформ. Такие отложения нередко формируются в периоды высокого стояния уровня Мирового океана.

Контрольные вопросы

1. Дайте краткую характеристику гемипелагической зоны.
2. Что собою представляет континентальный склон, какие типы склонов известны?
3. Охарактеризуйте распределение осадочного материала на склонах разных типов.
4. Что такое иловая линия?
5. Назовите основные характеристики глубоководного конуса выноса, какие конусы выноса выделяются?
6. Дайте характеристику главных морфологических элементов глубоководного конуса.
7. Что такое верхний, средний и нижний конусы, чем они различаются?
8. Что собою представляют фоновые отложения?
9. Что означает проксимальные и дистальные отложения?
10. Чем характеризуется осадконакопление в равнинной области дна у подножья континентов?
11. Перечислите главные особенности равнинного дна окраинных морей, глубоководных желобов и в пределах склонов.
12. Как осуществляется осадконакопление в пелагической зоне?
13. От чего зависит окраска осадков в пелагической и гемипелагической областях?
14. Что такое апвеллинг и как он влияет на осадконакопление?
15. Что собою представляют красные глубоководные глины?
16. Что собою представляет критическая глубина карбонатонакопления (КГК) и как она влияет на осадконакопление?
17. Охарактеризуйте скорости осадконакопления в разных обстановках.
18. Опишите области пелагического осадконакопления вблизи континентов.

3. ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ И ФАЦИИ ГЛУБОКОВОДНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

3.1 Основные представления о генетических типах и фациях

Термины **фация** и **генетический тип** прочно вошли в геологическую литературу, в понятийную базу геологов. Без них не обходится ни одна работа, в которой рассматриваются условия образования осадочных пород. Однако понимание этих терминов далеко не однозначно. Поэтому каждый раз необходимо оговариваться, в каком смысле они употребляются.

Детальный анализ существующих представлений и предложения по выходу из создавшейся ситуации можно найти в монографии В.Т. Фролова (1995). Но, поскольку эти предложения также еще не общеприняты, приходится и нам давать определение названных терминов. Иначе разночтения не избежать. Таким образом, понятие **генетический тип** в настоящем тексте употребляется для обозначения **осадочной горной породы (элементарного геологического тела), характеристики которой (структурные, текстурные, включения, в том числе органические остатки, форма и размеры тела) указывают на условия, процессы и способ формирования первоначального осадка**. Такое определение по существу близко к определению В.Т. Фролова, но проще, поэтому не требует дополнительных разъяснений и комментариев. А так как в нем идет речь о *горной породе*, особенности которой позволяют восстанавливать условия формирования исходного осадка, то становится излишним и понятие «литогенетический тип». Название конкретного генетического типа должно содержать название горной породы и название условий или процесса формирования осадка. Например, русловый песчаник, фоновый мергель, проксимальный турбидит. А такие генетические типы, как, например, гиалокластит или дебрит уже в названии породы содержат способ образования, поэтому они состоят из одного слова. Генетический тип – понятие абстрактное, обобщенное, это не конкретное геологическое тело. Оно вырабатывается путем изучения признаков многих сходных образований.

В практической работе геолога наиболее важным является элементарный генетический тип горной породы и простые ассоциации генетических типов. Сложные, многоуровневые классификации больше имеет теоретическое значение.

Термин **фация** в данном тексте употребляется в смысле, близком к первичному пониманию его швейцарским геологом А. Грессли, опубликованном

еще в середине 19 столетия. В отличие от генетического типа, этот термин содержит информацию о способах, процессах и условиях осадконакопления на площади и во времени. Это смежные, взаимосвязанные генетические типы. Например, генетический тип «русловые песчаники» является фацией генетического типа «пойменные алевролиты и аргиллиты», а вместе они являются фациями аллювиальной системы. Термин **фации** мы употребляем, когда речь идет о закономерном латеральном и/или вертикальном изменении строения горных пород (геологических тел), характеризующих осадки разных обстановок в пределах единого ландшафта. Так понимали этот термин Г.Ф. Крашенинников (1971), И.О. Мурдмаа (1987) и др. Как справедливо писал В.Т. Фролов (1995), это фактически парагенетические типы. Понятие **фациальный анализ** в данном случае включает в себя выявление генетических типов пород и установление латеральных и вертикальных связей этих образований, т.е. установление фаций (смежных генетических типов). Однако, при этом надо иметь в виду, что обстановок осадконакопления в природе очень много, а процессов, которые влияют на осадконакопление, ограниченное количество. Вследствие этого, очевидно, что в ряду генетических типов широко распространена конвергенция, диагностика каждого данного генетического типа почти всегда будет производиться с известной долей вероятности.

Основой фациального анализа является выделение и описание элементарных седиментационных единиц разреза, так называемых литотипов. Роль литотипов могут играть **элементарные циклиты**¹ (слоевые ассоциации), носители признаков (текстурных, структурных, органических остатков) по которым выявляются генетические типы. Элементарный циклит (ЭЦ), как продемонстрировал Ю.Н. Карогодин (1980), представляет собой наиболее простую слоевую ассоциацию в каждом конкретном разрезе. ЭЦ может состоять из одного элемента (пласта) или набора из нескольких пластов (элементов), как, например, флишевые циклиты. Это, конечно, не значит, что каждый отдельно взятый, и отличный от других, ЭЦ представляет собой самостоятельный генетический тип. Конвергенция в этой области также широко развита. Одинаковые циклиты могут формироваться в разных условиях, также как и наоборот, один и тот же генетический тип породы может состоять из ЭЦ различного строения. Особенности ЭЦ в первую очередь зависят от режима состояния среды и режима продвижения осадка, как это показал С.И. Романовский (1985), т.е. от способа отло-

¹ Понятие «цикл» относится к процессу, а «циклит» – к отражению этого процесса в горной породе.

жения, как сказал бы В.Т. Фролов. А этот режим может быть сходным в разных обстановках или различающимся в пределах одной и той же обстановки, отсюда происходят проявления конвергенции. Тем не менее, без описания этой элементарной единицы фациальный анализ не может состояться.

Среда и режим осадконакопления изменчивы, поэтому характеристики ЭЦ также будут меняться. Тем не менее, вполне возможно объединение ЭЦ в конечное число типов (не более первых десятков). Например, в результате изучения флиша верхнедевонской зилаирской серии на Южном Урале (Мизенс, 2002), было выделено 14 типов ЭЦ (рис. 16).

Следующим этапом фациального анализа является установление места данного ЭЦ в составе слоевых ассоциаций более высокого ранга, прослеживание его вертикальных и латеральных связей. В качестве такой единицы разреза может быть применен **циклит третьего порядка** (Мизенс, 1997; 2002). Этот циклит является наиболее крупной чисто седиментогенной единицей в составе многих терригенных комплексов и, одновременно, наиболее мелкой ячейкой, которая содержит практически *все основные* петрографические и генетические различия пород, участвующие в строении любого, более или менее однородного, фрагмента осадочной толщи. Циклит третьего порядка обычно включает в себя несколько десятков ЭЦ разного типа и, соответственно, позволяет проследить связи между ними, выявить закономерности. Однородный интервал толщи складывается повторяющимися однородными циклитами третьего порядка. Для того чтобы получить представление об этом интервале (иногда свите), достаточно описать один циклит третьего порядка. Представленные в таком виде разрезы могут быть легко использованы для фациального анализа. Правда не всегда упомянутые циклиты выявляются однозначно, но принципиального значения это уже не имеет. Чаще всего так бывает, когда степень однородности фрагмента разреза очень высокая, поэтому представление о характере разреза в целом, о связях между ЭЦ, можно получить практически по любой, даже небольшой выборке элементарных слоевых ассоциаций. Некоторые примеры слоевых ассоциаций 3 порядка показаны на рис. 17. При этом существенное значение имеет структура циклита, т.е. направление изменения гранулометрического состава обломочного материала и мощностей элементарных циклитов. Ю.Н. Карогодин (1980) предложил для ее характеристики использовать термины прогрессивное (от грубого к тонкому) и регрессивное (от тонкого к грубому) направление. Графически эти направления изображаются в виде равносторонних треугольников – прогрессивное направление показывает треугольник вершиной вверх, регрес-

сивное – вершиной вниз. Отсутствие направленного изменения гранулометрического состава обозначается прямоугольником.

Связи более высокого ранга проявляются в циклитах четвертого и пятого порядка, представляющих переход уже на формационный уровень. Характеристики этих слоевых ассоциаций определяются главным образом тектоническими причинами.

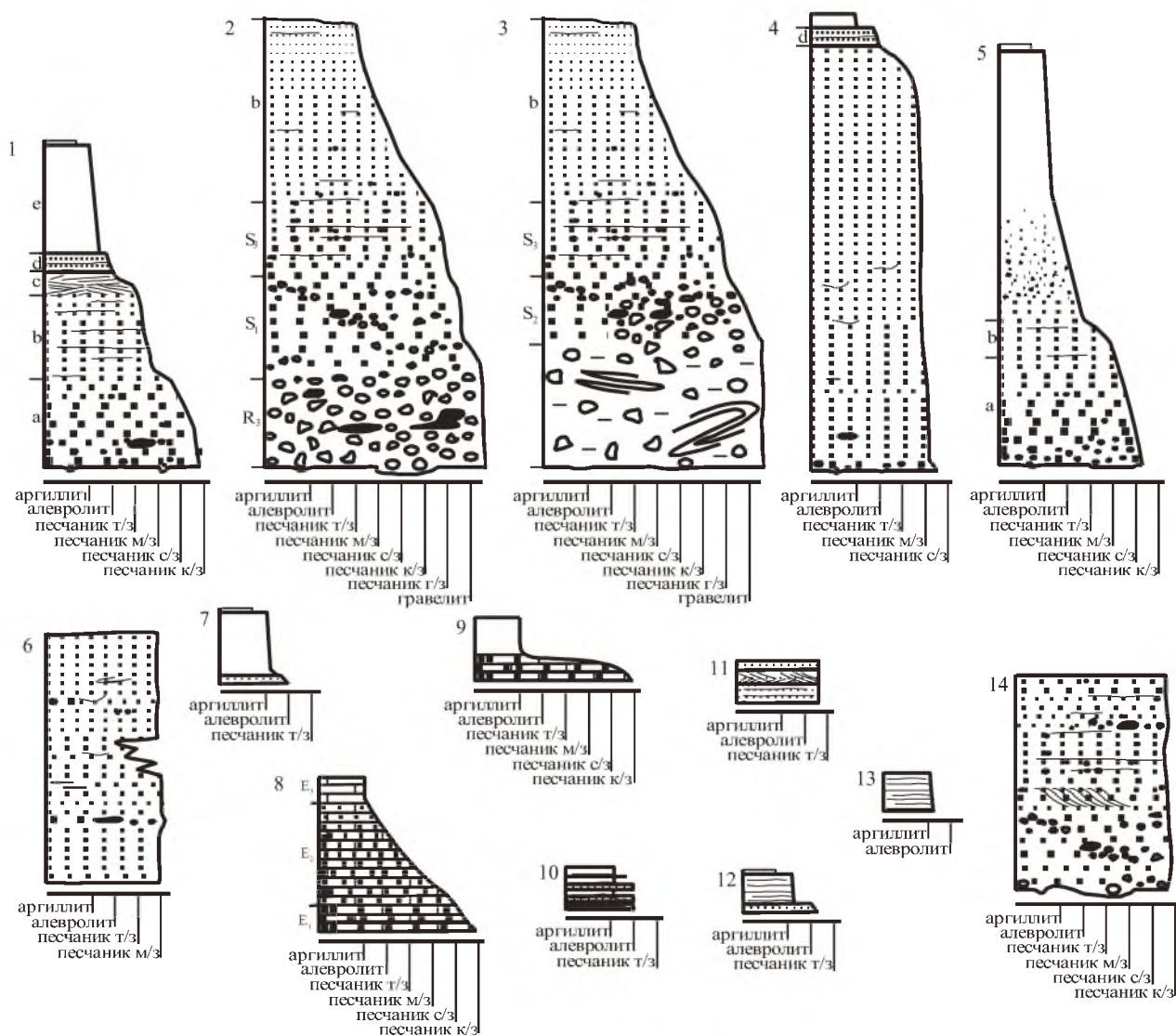


Рис. 16. Основные типы элементарных циклитов в отложениях зилаирской серии (верхний девон, Южный Урал) – Мизенс, 2002.

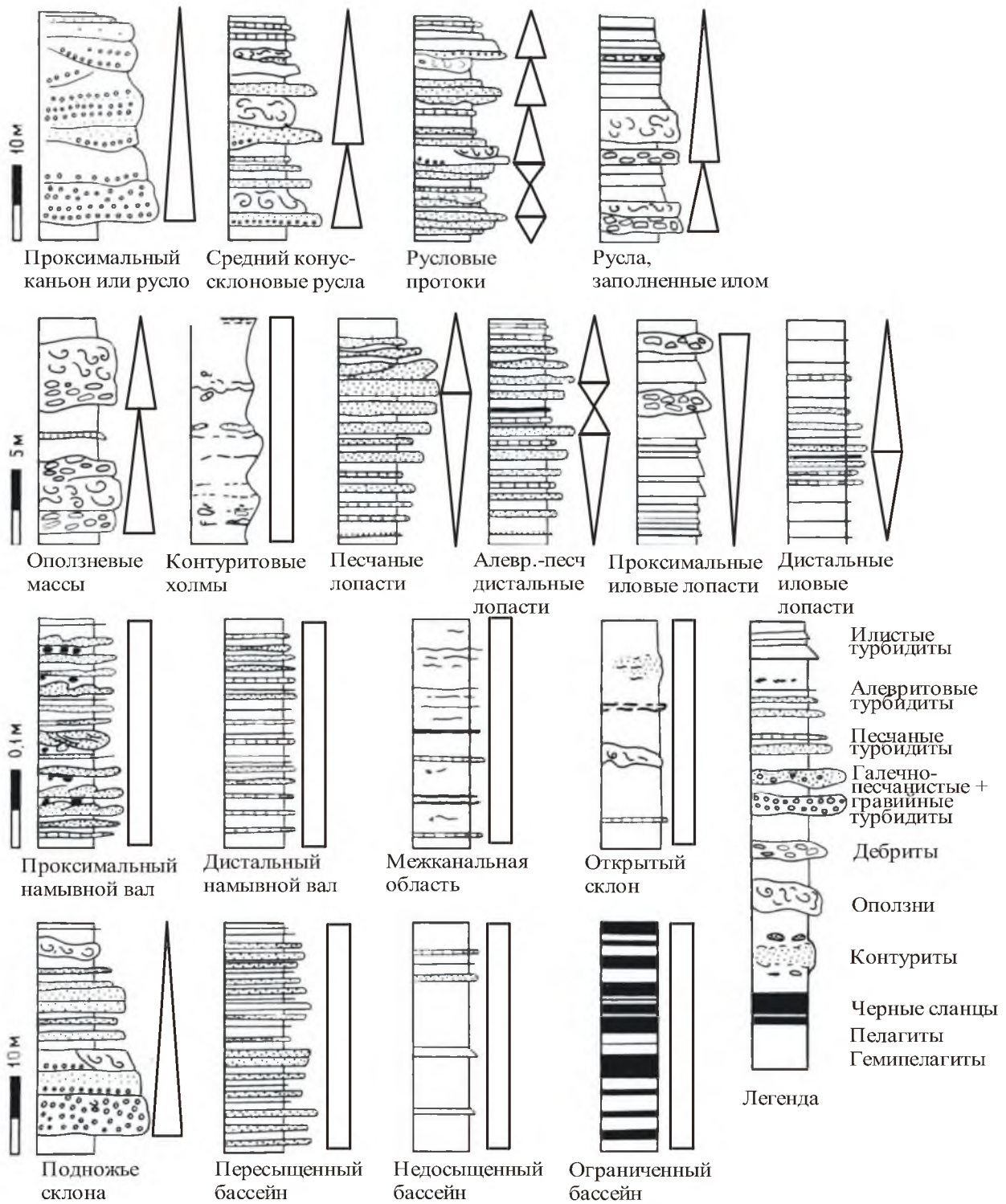


Рис. 17. Обобщенные вертикальные разрезы (циклиты 3 порядка) турбидитов и ассоциирующих с ними пород для различных морфологических элементов глубоководного конуса (по Д. Стоу, 1990, с изменениями). Треугольники и прямоугольники справа от колонки показывают структуру данного циклита.

3.2. Основные процессы, формирующие осадочные комплексы на континентальной окраине

На поверхности Земли перемещение обломочного материала чаще всего происходит под действием силы тяжести. В том числе, оказавшись на любом склоне, освободившиеся обломочные частицы всегда перемещаются сверху вниз. Эти явления имеют место как на суше так и под водой, причем во многих случаях начавшее движение единичные частицы быстро захватывают с собой и соседние, и таким образом возникают потоки обломочных частиц. Нередко они приобретают лавинообразный характер и перемещают гигантские массы осадка. Такие потоки получили название *гравитационные потоки*, объединяющие несколько разновидностей (Стоу, 1990) (рис. 18). Как показал А.П. Лисицын (1988), осадконакопление из гравитационных потоков по масштабам является главным видом аккумуляции осадочного вещества на Земле.

Обвалы (камнепады) представляют собой мгновенные события, обычные на суше (в горах, у крутых берегов), но относительно редкие под водой из-за более пологих склонов. В море обрывы, к которым приурочены обвалы, могут возникать в результате разломов или в районах развития карбонатных построек (например, рифов) или в верховьях глубоко врезаемых каньонов. Обвалы часто возникают при землетрясениях. Размеры перемещаемых при этом обломков относительно небольшие. Среди них могут быть глыбы более 10 м, но практически отсутствует глинистый и песчаный материал. Внутренние деформации в обломках отсутствуют. Расстояние перемещения от нескольких десятков до сотен метров.

Крипп представляет собой медленную деформацию тонкого осадка на склоне, обусловленной постоянной нагрузкой. При этом возникают как сжимающие, так и растягивающие напряжения, в зависимости от характера склона, и осадок очень медленно смещается вниз. Крипп может затрагивать верхний горизонт осадка мощностью до первых десятков метров и вызвать небольшие внутренние деформации (складки, разрывы). Предполагается, что это явление широко распространено, в том числе на очень пологих склонах. Во многих случаях крипп предшествует оползням.

Сползание блоков и оползни вызывают смещение вниз по склону слабо консолидированных осадочных масс. При этом в сползающей блоке внутренняя структура в целом сохраняется, а оползни сопровождаются значительными нарушениями этой структуры. Сползание блоков и оползни широко распространены

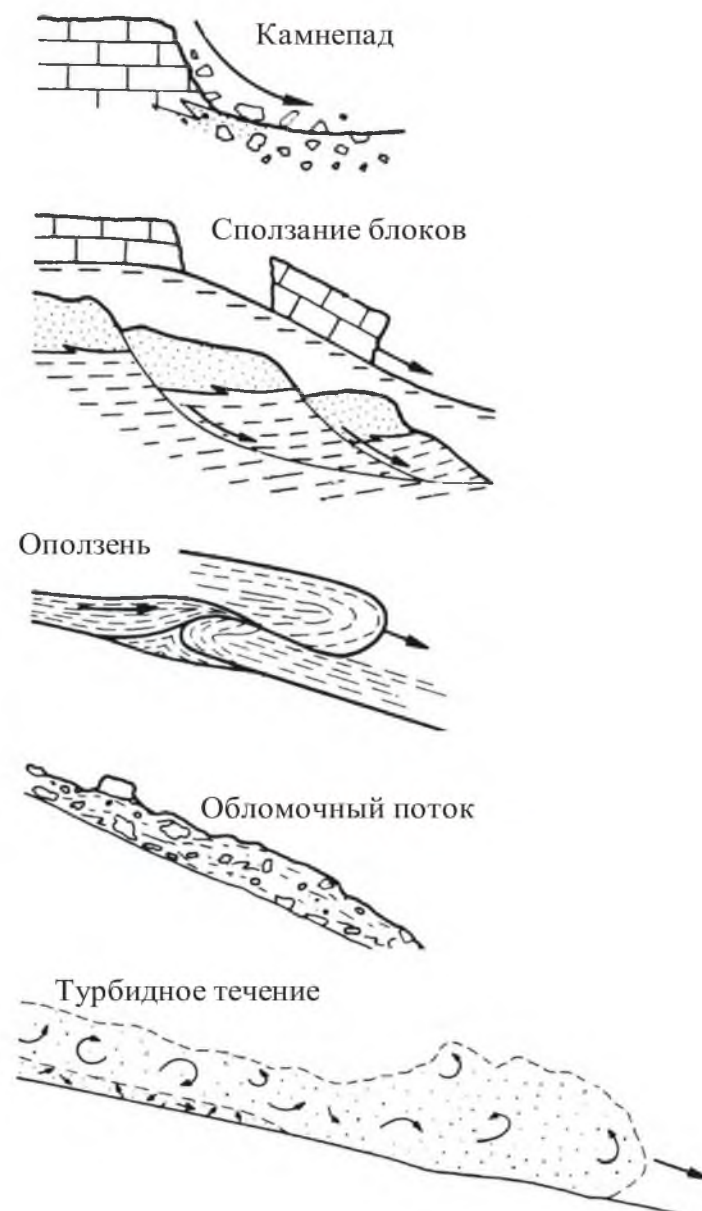


Рис. 18. Основные типы гравитационных потоков (Nelson, Nilsen, 1989).

ны на всех склонах с углами наклона более 1° . Объемы вовлеченных в оползни осадочных масс могут достигать 100 км^3 и более, в современных морях мощности отдельных оползней нередко составляют сотни метров. Например, оползень Сторегга на склоне Норвегии имеет объем около 3900 км^3 , а его площадь больше площади Бельгии. Детальные исследования показали, что на долю оползней у основания континентального склона приходится от 20 до 40 % осадков, а в Бискайском заливе даже до 95 % (Лисицын, 1988).

Оползни часто вызываются землетрясениями, но зависят и от таких факторов как скорость осадконакопления, угол склона, система течений, характер

осадка. Крупные оползни на пологом склоне имеют довольно характерную морфологию (рис. 19). Тыловой части такого оползня присущи структуры растяжения (сбросы, уступы), отсутствует слоистость. Выше этой области может иметь место так называемое регрессивное оползание, вызывающее последовательное нарушение осадков и продвижение вверх по склону неустойчивых поверхностей уступов. Основное тело оползня может быть относительно ненарушенным, в то время как во фронтальной области видны структуры сжатия (надвиги, перекрытие слоев). Расстояние перемещения оползней может быть от нескольких метров до 100 и более километров (иногда до 500 км).

Обломочные потоки представляют собой вязкую массу, движение которой напоминает слабо ламинарное течение грязевых потоков или ледников. Такие потоки продвигаются вниз по склону (непрерывно или с остановками) даже при очень незначительных углах наклона ($0,5^\circ$). Фронт потока обычно имеет вид крутого (на пологих склонах высотой до первых десятков метров) уступа. Во время движения обломочный поток своим весом воздействует на подстилающие осадки и вызывает в них различные нарушения. При увеличении крутизны склона обломочный поток может перейти в оползень или в разжиженный поток. Обломочные потоки, по-видимому, возникают при сейсмических толчках, при оползании или криппе осадков, вероятно. Могут формироваться и в результате быстрого осадконакопления или образования газов. Поток останавливается или «замерзает», когда сопротивление сдвигу обломочных масс превышает силу тяжести, действующую вниз по склону, или при рассеивании избытка порового давления. В отличие от обвалов и оползней, обломочные потоки проникают на 1000 км от склона (Лисицын, 1988).

Зерновые потоки имеют некоторое сходство с вязкоупругими потоками. При их движении происходят столкновения между частицами, что поддерживает внутреннее давление. Подобные потоки образуются только на крутых склонах (больше 18°). В современных бассейнах они наблюдались в верховьях подводных каньонов в виде песчаных лавин (Шепард, 1969). Д. Лоу (Lowe, 1976) показал, что мощности зерновых потоков не могут превышать нескольких сантиметров и, следовательно, сами по себе они не могут накапливать мощные песчаные горизонты.

Разжиженные и флюидизированные потоки образуются на склонах с углом наклона больше $2-3^\circ$. Легче всего разжижению подвергаются неплотно упакованные песок и алеврит. Увеличение объема и давления поровых флюидов лишают зерна опоры. Гравий обычно слишком пористый, поэтому давление

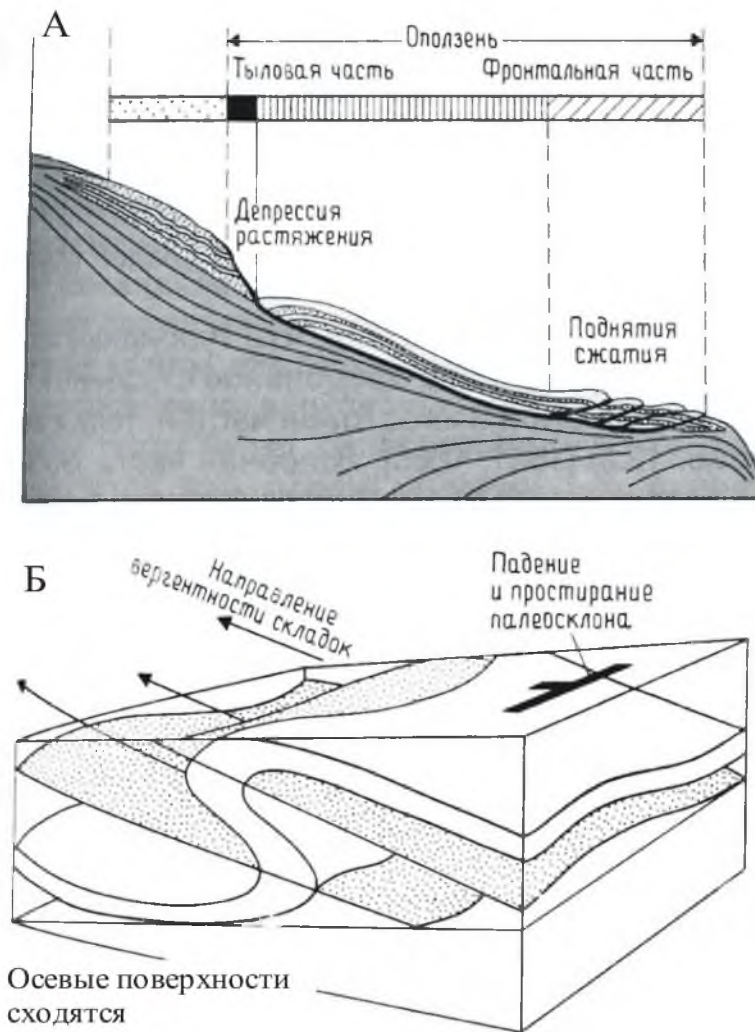


Рис. 19. А – Схематический разрез крупного подводного оползня на пологом склоне (Lewis, 1971); Б – Связь геометрии складок и направления оползания (Woodcock, 1976).

флюидов рассеивается, а в илах силы сцепления между частицами противодействуют разжижению. Флюидизированный песок ведет себя подобно жидкости с высокой вязкостью и может быстро течь вниз по склону. Но избыток давления порового флюида быстро рассеивается (в течение нескольких минут или нескольких часов) и поток «замерзает» по всему объему. Эти потоки обычно представляют собой конечную стадию перемещения турбидных течений высокой плотности.

Турбидные потоки, по-видимому, лучше всего известны, и наиболее широко распространены среди всех гравитационных потоков, хотя в природе их напрямую очень сложно увидеть. Они могут возникать разными способами. Например, из оползней и обломочных потоков при перемешивании с водой, из пес-

чаных обвалов и зерновых потоков в верховьях подводных каньонов, при штормах, взмучивающих неконсолидированные донные осадки, непосредственно из взвешенного осадочного материала, поставляемого в море реками в половодье или при таянии ледников, в результате превышения донными осадками критического угла накопления, при землетрясениях и цунами и т. д. В зависимости от концентрации переносимого обломочного вещества, обычно выделяют потоки высокой (50-250 г/л), нормальной (2,5-50 г/л) и низкой (0,025-2,5 г/л) плотности (Стоу, 1990).

Турбидный поток может перемещаться на большие расстояния (пока существует склон) без заметной эрозии или отложения осадка. Сохранность осадочных частиц в суспензии обеспечивается главным образом направленной вверх составляющей турбулентности в жидкости.

Головная часть в плане имеет форму лопасти. Внутри нее существует система круговых вихрей, направленных вперед и вверх. Здесь, как правило, концентрируются наиболее крупные частицы. Тело характеризуется почти однородной мощностью потока. В его пределах может начинаться выпадение осадка, в то время как в головной части продолжается эрозия. В хвосте поток имеет заметно меньшую плотность и меньшую мощность. В обычном турбидном потоке большая часть грубого материала отлагается в течение нескольких часов, но для полного осаждения мелкозернистого материала требуется неделя и больше. Скорости передвижения потока достигают десятки километров в час. Так наиболее известный поток, который прошел в 1929 году после землетрясения в районе Большой Ньюфаундлендской банки, имел максимальную скорость 70 км/час¹. Ширина турбидного потока может достигать нескольких километров, а мощности в сотни метров, до 1000 м. В современных океанах они перемещаются на расстояние до 4000-5000 км. Частота появления турбидных потоков определяется разными факторами. Турбидные потоки, генерируемые половодьем рек (обычно низкоплотные), могут возникать не менее одного раза в два года. С такой же частотой могут возникать турбидные потоки в результате накапливания песка в верховьях подводных каньонов. В проксимальных частях активных глубоководных конусов выноса турбидиты могут появляться каждые 10 лет. Однако, в дистальных частях склона или на дне котловин, турбидиты в среднем возникают каждые 1000-3000 лет, хотя эта частота может сильно варьировать. Подъем уровня моря уменьшает частоту турбидных течений, но главным образом тех, которые возникают на шельфе и на склоне. Карбонатные и другие биогенные турбидиты, по-видимому, возникают несравненно реже, чем обломочные.

¹ Конус выноса р. Св. Лаврентия.

Турбидные потоки высокой плотности могут переносить гальки и валуны, в то время как потоки низкой плотности переносят частицы главным образом песчаной, алевроитовой и глинистой размерности. В глубоком море последние вероятно более обычны, чем потоки высокой плотности.

3.2.1. Генетические типы и фации глубоководных отложений континентальной окраины

В настоящее время при работе с глубоководными отложениями широко используются классификации генетических типов и фаций, основанные на изучение современных осадков. Чаще всего среди отложений глубоководной континентальной окраины выделяют семь фаций (по существу ассоциаций генетических типов), которые обозначаются буквами латинского алфавита – от **A** до **G** (Richi-Luchi, 1975; Ingersoll, 1978; Стоу, 1990), или цифрами **1-7** (Barnes, 1988). Только Е. Мутти (Mutti, 1992) выделяет девять фаций. Все эти классификации близки между собой, что, по-видимому, говорит о приблизительном соответствии их современному уровню знаний. Отличия в большей степени связаны с особенностями того или иного бассейна осадконакопления.

В качестве примера приведем классификацию, предложенную Д. Стоу (1990) с некоторыми терминологическими уточнениями (рис. 20). В этой классификации выделено семь классов (от **A** до **G**), основанных на гранулометрии (**A-E**), внутренней упорядоченности (**F**) и состава (**G**). Классы от **A** до **E** подразделены на группы генетических типов с упорядоченным и неупорядоченным строением (**A1**, **A2**, и т.д.). Отложения с неупорядоченным строением характеризуются отсутствием отчетливой стратификации и очень плохой сортировкой обломочного материала, часто состоящего из различных гранулометрических классов. Для упорядоченных отложений свойственна некоторая стратификация, заметна сортировка компонентов, в том числе градационная, часто это правильно слоистые или косослоистые пласты. Класс **F** представлен хаотическими, преимущественно оползевыми отложениями, а класс **G** включает в себя пелагические биогенные отложения, известковые, кремневые и глинистые образования и различные гемипелагиты.

Оползневые массы и сползшие блоки (генетический тип класса **F**) включает в себя отложения любого литологического и гранулометрического состава. Мощности могут быть самыми разнообразными (от нескольких сантиметров до

| Класс | Группа | Генетические типы | | | | | | | |
|--|-----------------------------------|-------------------|---|---|---|---|---|---|---|
| | | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
| Гравий, илистый гравий гравийный ил + галечный песок | A1 Неупорядоченная | | | | | | | | |
| | A2 Упорядоченная | | | | | | | | |
| Песок | B1 Неупорядоченная | | | | | | | | |
| | B2 Упорядоченная | | | | | | | | |
| Песок и ил + илистый песок | C1 Неупорядоченная | | | | | | | | |
| | C2 Упорядоченная | | | | | | | | |
| Алеврит, алевритовый ил + алеврит и ил | D1 Неупорядоченная | | | | | | | | |
| | D2 Упорядоченная | | | | | | | | |
| Ил + глина | E1 Неупорядоченная | | | | | | | | |
| | E2 Упорядоченная | | | | | | | | |
| Хаотические отложения | F1 Экзотические обломки | | | | | | | | |
| | F2 Изогнутые и нарушенные слои | | | | | | | | |
| Биогенный ил, гемипелагиты + хемогенные отложения | G1 Биогенный ил | | | | | | | | |
| | G2 Гемипелагиты | | | | | | | | |
| | G3 Хемогенные осадки | | | | | | | | |

Рис. 20. Генетическая классификация глубоководных отложений континентальной окраины (Стоу, 1990).

сотен метров). Крупные блоки литифицированных пород при сползании часто остаются недеформированными. Лишь в головных и хвостовых частях при этом образуются структуры сжатия и растяжения соответственно. При оползании слабо литифицированных осадков формируются тела со сложными и разнообразными деформациями слоев (рис. 21), с разрывами, надвигами, сбросовидными

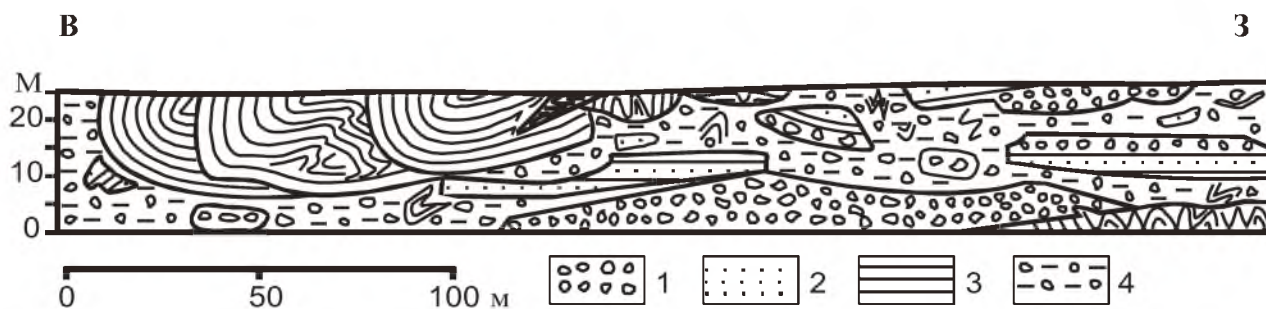


Рис. 21. Фрагмент олистострома с многочисленными плоскими олистолитами, расположенными субпараллельно к напластованию. Нижняя пермь, бассейн р. Бисерть (Мизенс, 1997). 1 – конгломераты, 2 – песчаники, 3 – пакеты чередующихся аргиллитов и песчаников, 4 – связующая масса олистострома.

уступами, разнообразными складками, в том числе лежачими, серповидными опрокинутыми, закрутышами (рис. 22), колобками и т.д. Оси складок сползания во многих случаях имеют преобладающую ориентировку. При этом предполагается, что направление оползания перпендикулярно среднему азимуту осей складок, а знак движения – куда направлены выпуклые поверхности. Однако, эти признаки далеко не всегда работают. В сползающей массе трение вдоль ее краев и внутренние неоднородности приводят к разворотам, к вращению складок.

Оползневая складчатость в целом отличается от тектонической, хотя в принципе существует непрерывный спектр деформаций от собственно осадочных до чисто тектонических. Для оползневых образований характерны следующие особенности: 1. деформированный горизонт заключен между ненарушенными слоями; 2. контакт между неровной верхней поверхностью деформированных слоев и перекрывающими отложениями седиментогенный; 3. перекрывающие слои могут срезать антиклинальные складки; 4. преобладающая ориентировка осей складок (если она существует) может быть не связана с простиранием тектонических структур; 5. внутри отдельно взятого деформированного тела структурный «стиль» может быть неупорядоченным, и может иметь место широкий набор деформаций.

Для обозначения крупных оползневых образований Ж. Флоресом (Леонов, 1981) был предложен термин *олистостром* (от греческих слов, которые переводятся как «ползти + отлагаться»). В общем случае это геологические тела, представляющие собой мощные свалы хаотически нагроможденных обломков, глыб, блоков, заключенных в тонкозернистую основную массу (чаще всего глинистое или карбонатно-глинистое вещество с примесью алевроитовых и песча-



Рис. 22. Закрученный пласт песчаника в олистостроме нижнепермского возраста на р. Сылва. (Мизенс, 1997).

ных зерен). Грубый материал (олистолиты) может быть сложен разными по составу и возрасту породами, в том числе более древними, чем вмещающие отложения и одновозрастными с последними. Размеры олистолитов самые различные – от сантиметров до сотен метров в поперечнике, встречаются пластины до многих километров в длину. Мощность отдельных олистостромов может достигать десятков и сотен метров, олистостромовых толщ – до 1 км и более, а протяженность – десятки и сотни километров.

Термин часто используется в геологической литературе, однако, с течением времени он утратил однозначность и четкость. Особенно сложной ситуация стала после того как появилось понятие «дебрит» (см. ниже). Оказалось, что многие хаотические образования, ранее называемые олистостромами (в соответствии с классическими определениями) нужно относить к дебритам. В настоящее время существует тенденция относить к олистостромам только крупномасштабные микститы¹, возникшие при проявлении обвально-оползневых процессов и распространенные на обширной площади. Примером может служить девонский биягодинский олистостром на восточном склоне Южного Урала. Он прослеживается по простиранию более чем на 50 км, и его мощность достигает 800 м. Но

¹ Под этим термином понимают любые несортированные, хаотические глыбовые образования.

даже при такой трактовке ясного отличия от крупномасштабных дебритов здесь не видно.

Кроме скоплений грубообломочного материала в виде горизонтов и линз, в осадочных слоях часто встречаются и одиночные блоки и пластины сползших литифицированных пород. В случае достаточно крупных размеров (десятки и больше метров), они получили особые названия. Плоская пластина называется *олистоплакой*, а относительно изометричный блок – *олисотриммой* (Richter, 1973). Олисотриммы карбонатного состава (преимущественно рифовые известняки) широко распространены среди флишевых комплексов Урала, особенно в верхнепалеозойском Предуральском прогибе. Их размеры иногда достигают многие сотни метров (рис. 23). Встречаются также олистоплаки. Например, пластины слоистых известняков, мощностью до 20-30 м и протяженностью до нескольких километров, описаны в составе нижнепермского флиша в Юрюзано-Айской впадине.



Рис. 23. Отторженец (олисотримма) рифового известняка в среднекаменноугольном флише на левобережье р. Урал.

Дебриты (Класс А, группа А1). Представлены отложениями смешанного гранулометрического состава – от глин с небольшой примесью песчаного и галечного материала до валунного конгломерата с незначительным количеством глинистого вещества. Нередко в их составе встречаются крупные и очень крупные блоки (десятки и более метров) различных пород (олистолиты). Дебриты, как правило, имеют массивное строение, признаки слоистости в них чаще всего отсутствует (рис. 24). Лишь в некоторых случаях наблюдается небольшая сте-

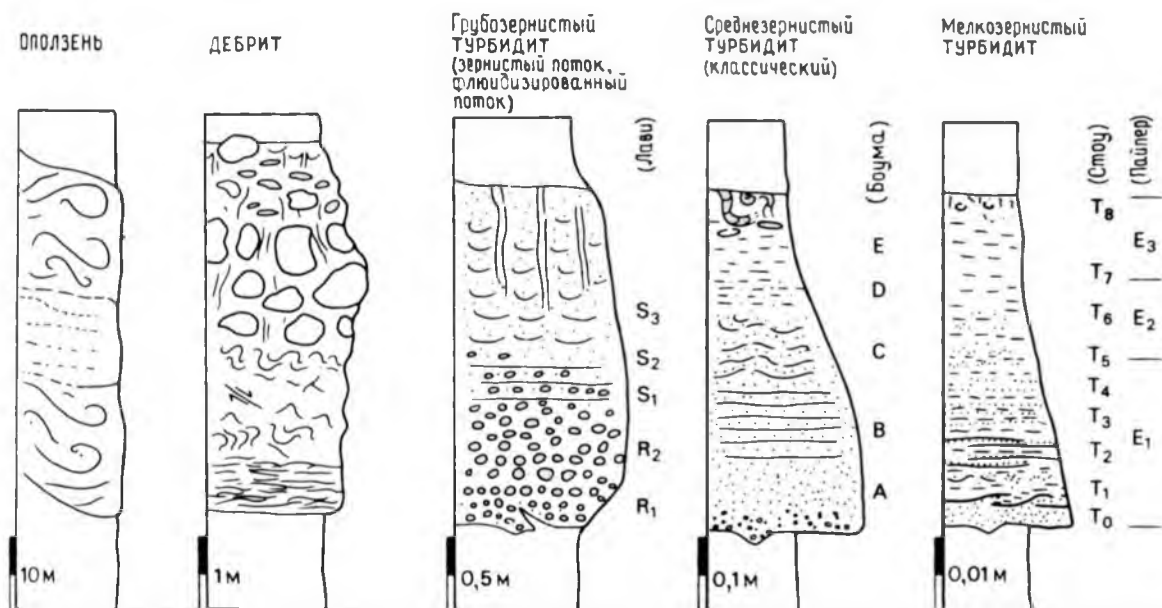


Рис. 24. Модели генетических типов отложений гравитационных потоков (по Д. Стоу, 1990). Для каждой колонки слева внизу показана мощность типичной элементарной единицы.

пень упорядоченности обломочного материала: отрицательная градационная сортировка в основании, слабо заметная положительная сортировка в основной массе тела, некоторая горизонтальная ориентировка удлиненных обломков. Подошва часто (но не всегда) неровная, эрозионная, а в кровле неупорядоченная масса может перейти в глинистый турбидит.

Вязкий обломочный поток, в результате остановки которого образуется дебрит, может перемещаться по очень пологому склону ($1-2^\circ$) на расстояние до несколько сотен километров и покрыть площадь в тысячи квадратных километров. Мощности пласта могут меняться от 10-20 см до десятков метров. Например, так называемая лемазинская брекчия нижнепермского возраста на западном склоне Урала (Юрюзано-Айская впадина) имеет максимальную мощность до 120 м и прослеживается вдоль Предуральского прогиба на 130 км.

Отложения, формировавшиеся в каньонах (вблизи устья) и в верхней части канала верхнего конуса, в Предуральском прогибе среди слоев верхнекаменноугольного и нижнепермского возраста можно встретить нередко (Мизенс, 1997). Особенно они характерны для левобережья р. Урал. Это мощные конгломераты и песчаники, относящиеся к генетическим типам классов F, A и B, т.е. оползневые образования, разнородные дебриты (в том числе с незначительным количеством матрикса) и грубообломочные турбидиты. Все они имеют резко выраженные эрозионные границы с подстилающими породами. Латеральные контак-

ты с песчано-глинистыми отложениями группы фаций Е и подводнооползновыми образованиями (F), разнообразны. Здесь иногда встречаются тела конгломератов мощностью в десятки метров, непрерывно прослеживающиеся на десятки километров.

Турбидиты. Д. Стоу (1990) предлагает рассматривать три модели турбидитов, каждая из которых имеет свой стандартный набор текстурных признаков в пределах элементарной слоевой единицы (см. рис. 24).

Грубозернистые турбидиты (многие генетические типы в составе классов А и В). Образуются в основном из турбидных потоков высокой плотности, тем не менее, текстуры в нижней части циклита (интервалы R, S) могут формироваться также и на конечных стадиях выпадения из разжиженных потоков. Эти интервалы могут состоять из галечника, гравия, галечного песка или грубозернистого песка, залегающих на эрозионной поверхности. В идеальной модели R₁ – характеризуется обратной градационной сортировкой, R₂ – массивной текстурой, S₁ – горизонтальной слоистостью, S₂ – прямой градационной сортировкой с признаками слоистости, S₃ – блюдце- и трубообразными текстурами. Верхняя граница циклита резкая, плоская.

Следует отметить, что некоторые генетические типы в предложенных классах А и В (например, А2.2, В2.2), могли образоваться в процессе волочения, обусловленного «нормальным течением», а не турбидным потоком.

Среднезернистые турбидиты (большинство генетических типов класса С, частично классов В и D) характеризуются классической последовательностью А. Боума. В составе элементарного циклита этого типа турбидитов выделяются пять текстурных интервалов: Т_а – массивная текстура или прямая градационная сортировка, Т_б – горизонтальная слоистость, Т_с – косая и/или конволютная¹ слоистость, Т_д – тонкая горизонтальная слоистость в тонкозернистом песке и алеврите, Т_е – неотчетливо слоистая глина, нередко биотурбированная.

Тонкозернистые турбидиты (большинство генетических типов классов D и E). В первом приближении циклит этих пород сложен градационно сортированными глинами с примесью и прослоями алеврита (E₁), которые вверх переходят в сортированную (E₂) и несортированную (E₃) глину. Интервал E₁ можно далее подразделить на базальный слой алеврита (часто линзовидный) со слабо волнистой кровлей (T₀), глину с конволютными прослойками алеврита (T₁), слой с низкоамплитудной волнистостью (T₂), алеврит отчетливо параллельнослоистый (T₃), неотчетливо параллельнослоистый (T₄), тонкослоистый (T₅). Вы-

¹ Сложная, запутанно-волнистая, складчатая слоистость

ше залегает сортированная глина (Т₆), несортированная глина (Т₇), и маломощная микробиотурбированная зона(Т₈).

Описанные модели элементарных турбидитовых циклитов являются идеализированными. Соответствующие текстурные интервалы образуются при идеальном гидродинамическом режиме прохождения потока и постепенном выпадении частиц по мере уменьшения скорости и, соответственно, несущей силы этого потока. В реальных разрезах полные циклиты встречаются не часто. Как правило, какие то интервалы отсутствуют, что связано с особенностями передвижения реального потока.

Наряду с упомянутыми текстурными особенностями интервалов Боума, при интерпретации и описании турбидитов используются и другие характеристики. Среди них исключительное значение имеют так называемые гиероглифы¹ – рельефные знаки на подошвах пластов песчаников. Таких образований нет у отложений других генетических типов. Большая часть гиероглифов представляет собой слепки по разного рода углублениям, ямкам, царапинам, которые образуются в мягком илистом ложе во время прохождения потока. Поток имеет турбулентную природу, поэтому в нем постоянно возникают разного рода завихрения, вырывающие в подстилающем осадке продолговатые субпараллельные ямки, длиной от 1-2 см до 20-30 см, иногда до 2-3 м и глубиной до 3-5 см, в редких случаях до 20 см. При их заполнении песком получаются язычковидные образования (язычковые гиероглифы), один конец которых узкий и крутой (он направлен против течения), другой – широкий и более пологий (рис. 25). Они имеют некоторое сходство с язычковидными оплывинами, также встречающимися в подошвах турбидитов. Но оплывины имеют широкую форму, в отличие от вытянутых язычков течения. Турбидный поток обычно несет с собой разные предметы, находящиеся во взвешенном состоянии (раковины, фрагменты растений, гальки, обломки вмещающих пород). Эти предметы ударяются о дно, царапают его, оставляют длинные (до многих метров) борозды. Слепки этих борозд, царапин и углублений, чаще всего опять-таки субпараллельных, тоже сохраняются в подошвах песчаных пластов. Упомянутые предметы имели самую различную форму, они могли подсакивать, многократно ударяясь о дно, колебаться, вращаться и т.д. В результате, оставленные ими следы также имеют разнообразный вид.

Удлиненные частицы, содержащиеся в породе (обломочные зерна, фрагменты растений, граптолиты и т.д), часто ориентированы параллельно оставив-

¹ Не путать с иероглифами – письменностью древних египтян, современных японцев, китайцев и др. народов.

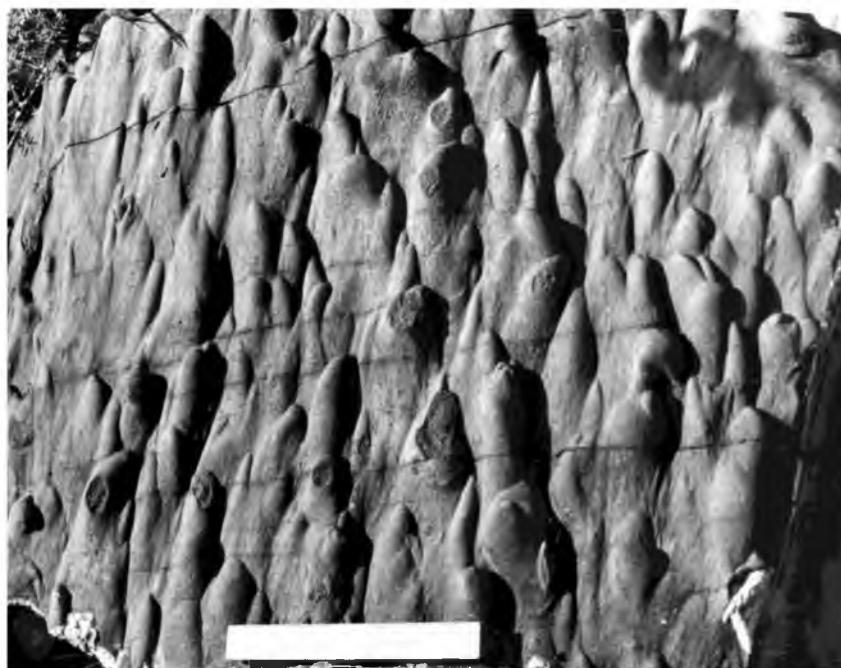


Рис. 25. Язычковые гиероглифы. Нижняя пермь, р. Барда (Мизенс, 1997).

шему их потоку, особенно в нижней части пласта. По направлению к кровле пласта ориентировка частиц все более и более отклоняется от простирания подошвенных знаков, что может быть обусловлено меандрирующим характером потока. Встречается также черепитчатое расположение плоских компонентов с падением против течения.

Нередко в турбидитах можно видеть различные биогенные текстуры (следы жизнедеятельности, в том числе следы ползания, скелетные остатки). Обычно они приурочены к кровле циклита или к его подошве. Ассоциация следов жизнедеятельности в значительной мере зависит от батиметрии, однако на нее оказывает влияние также плотность и разнообразие бентосных организмов, размерность осадочных частиц, среда, состав осадков, частота турбидных течений. Следы жизнедеятельности наиболее распространены в глинистых отложениях. Глины глубоководных котловин могут быть интенсивно биотурбированными. При невысоких скоростях осадконакопления даже небольшое число организмов полностью перерабатывает придонный ил. Однако, в бескислородных условиях или при частых турбидных потоках, следы донных организмов могут отсутствовать. В подошве перекрывающих глины турбидных песков (и в нижней части песчаного пласта) иногда можно наблюдать следы бегства, представляющие собой субвертикальные ходы, переходящие из глины в перекрывающий песок. В

подошве песчаных пластов распространены также слепки по следам ползания различных организмов, оставленных на поверхности мягкого ила. Это одна из разновидностей гиероглифов, названных Н.Б. Вассоевичем биоглифами.

Обломочные карбонатные (биогенные) отложения, перемещенные гравитационными потоками. В целом карбонатные обломочные отложения почти не отличаются от таковых силикатного состава. Они формируются аналогичным образом и характеризуются теми же текстурами. Среди них выделяются те же генетические типы. Тем не менее, на некоторых особенностях следует обратить внимание (рис. 26).

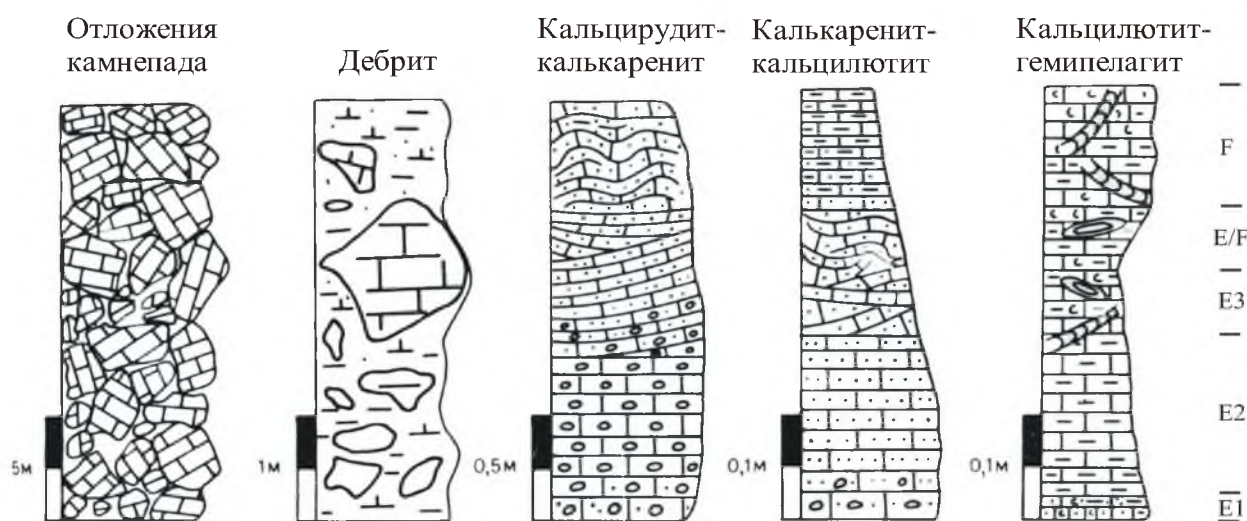


Рис. 26. Модели гравитационных отложений карбонатного состава. Слева внизу показана мощность типичной элементарной единицы (Стоу, 1990).

1. В отличие от полимиктовых терригенных образований, широко распространены отложения камнепадов (класс F), что, по-видимому, связано с наличием крутых склонов у рифов и по краям карбонатных платформ. Эти отложения представляют собой хаотическую несортированную смесь мелких угловатых обломков и крупных блоков. При этом практически отсутствует глинистый и тонкозернистый матрикс. Градационная сортировка и стратификация отсутствует.

2. Для турбидитов, сложенных кальцирудитами (обломки в основном крупнее 2 мм) и калькаренитами (зерна меньше 2 мм) более обычными и более мощными являются интервалы с косой слоистостью. В кальцилютитах (микрозернистых, пелитоморфных породах), в интервале «с» Боума чаще, чем в песчано-глинистых турбидитах, развита конволютная слоистость. Для последних, в свою очередь, более характерна перекрестная слоистость ряби.

3. В относительно чистых карбонатных системах обычно существует четкий разрыв между калькаренитовым и кальцилютитовым (зернистым и пелитовым) интервалами разреза элементарного циклита. Причем кальцилютиты, по видимому, имеют всегда массивное строение, никакими текстурными признаками они не обладают. Поэтому во многих случаях трудно определить, относится ли данная порода к турбидиту или это пелагические отложения. Легче этот вопрос решается, если карбонаты содержат примесь глинистого и песчано-алевритового материала. Песчаные и алевритовые зерна первыми осаждаются из потока и образуют тонкий базальный интервал (E_1), выше которого ложится массивный кальцилютит. В его нижней части выделяется интервал со слабо заметной градационной сортировкой материала (E_2), который сменяется интервалом (E_3) без видимой сортировки или слоистости, без признаков зернистости. Идеальный ЭЦ заканчивается интервалом F, представленном биотурбированными комковатыми пелагическими отложениями. Переход к этому интервалу постепенный.

3.2.2. Фациальные зоны

Слабая обнаженность и тектонические нарушения древних толщ затрудняют изучение характера латерального расположения генетических типов. Поэтому при реконструкциях часто приходится использовать различные косвенные методы. Один из таких методов основан на выявлении закономерных изменений в литологии пород при переходе от проксимальных (близких к области сноса) к дистальным (удаленным) фациям турбидитов (рис. 27, табл. 2). В этом направлении в целом уменьшается отношение песчаник/аргиллит, мощность песчаной части ЭЦ, размер зерен и распространенность эрозионных структур; уменьшается количество знаков размыва, а количество знаков выпаживания (разные желобки) увеличивается; пласты становятся более правильными, с параллельными поверхностями, улучшается сортировка материала, появляется слоистость, в том числе косая слоистость. Иногда применяют и так называемый индекс проксимальности (ABC), предложенный Р. Уолкером (Стоу, 1990), основанный на процентном содержании пластов, в основании которых имеются интервалы Боума А, В или С (см. рис. 27). Однако, при использовании описанного метода нужно быть осторожным. Следует иметь в виду, что в определенных обстановках проксимальные и дистальные фации могут совмещаться. Например, русла, заполненные песком и гравием, пересекают отложения склона, среди которых преоб-

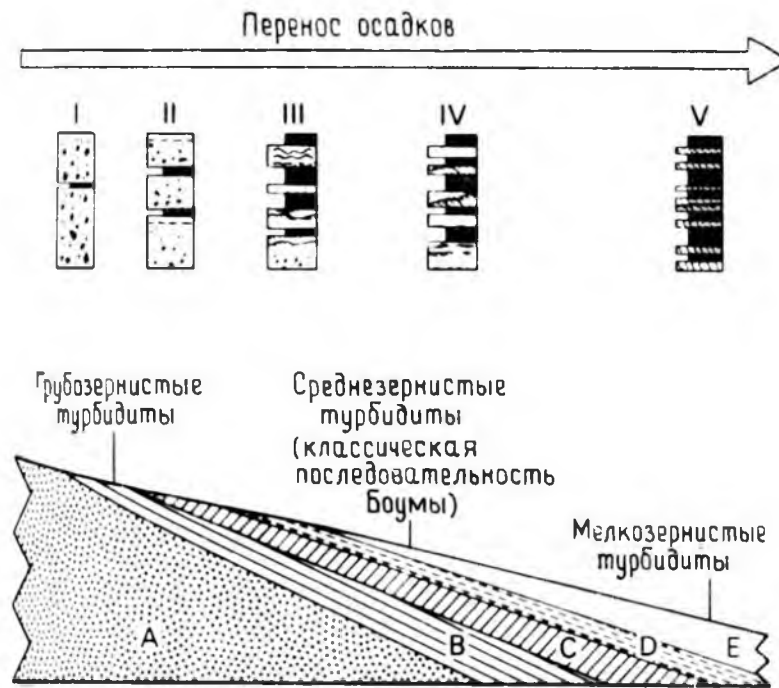


Рис. 27. Схема изменения строения турбидитов вниз по течению потока. А,В,С,Д,Е – интервалы последовательности Боума.

ладают глины и межканальное пространство, в пределах которого присутствуют дистальные турбидиты. Гранулометрический состав отложений и мощности ЭЦ контролируются также количеством материала, поступавшего из области сноса. Поэтому, если грубообломочные образования отсутствуют, то мелкозернистые (внешне дистальные) турбидиты могут отлагаться и вблизи источника материала. Если другие признаки не позволяют определить истинные взаимоотношения между фациями, то предпочтительнее использовать не термины «проксимальные» и «дистальные» турбидиты, а «грубозернистые» и «мелкозернистые».

При установлении направления наклона палеосклона полезно изучение оползневых складок, их ориентировки, а также следов оплывания на подошвах песчаников. Направления течений можно определить по ориентировке зерен и органических остатков, по черепитчатому налеганию уплощенных обломков, по знакам ряби, косой слоистости и, особенно, по ориентировке некоторых подошвенных знаков (язычковых гиероглифов, следов царапин). Но и при этом всегда надо помнить о возможности совмещения, конвергентности признаков и самых генетических типов. Надо помнить также, что русла, по которым проходили турбидные потоки, могли меандрировать. Появление признаков течения, направление

Характерные особенности турбидитов различных фациальных зон

| Признаки | Проксимальные (грубозернистые) | Средние (среднезернистые) | Дистальные (мелкозернистые) |
|---------------------------------|---|---|--|
| Мощности ЭЦ | Большие | Средние и небольшие | Очень небольшие |
| Форма тел | Неправильная, линзовидная, эрозионные поверхности, амальгамация | Плоско-параллельная, пласты, правильная слоистость, иногда амальгамация | Пласты и слойки, прерывистые слойки |
| Отношение песок/глина | Высокое, аргиллиты в виде тонких слойков | Среднее, хорошо развиты глинистые интервалы | Низкое, преобладают аргиллиты |
| Сортировка | Часто плохая | Средняя | Средняя и хорошая |
| Градационная сортировка | Нередко слабая, в том числе отрицательная | Обычно хорошо развита | Очень тонкая и мелкокомасштабная |
| Текстурные интервалы в ЭЦ | Последовательность Лоу и интервалы АЕ Боума | Обычна классическая последовательность Боума | Обычны последовательности Стоу-Пайпера и интервалы Боума (С)DE |
| Стратификация | Обычна крупномасштабная горизонтальная и косая слоистость | Обычна волнистая и конволютная слоистость | Горизонтальная слоистость, косая микрослоистость |
| Нижняя граница ЭЦ | Резкая, обычно неровная | Резкая, небольшие неровности | Резкая, реже несколько неровная |
| Биотурбация | Как правило, отсутствует | Хорошо развита в аргиллитах | Хорошо развита |
| Деформационные структуры | Обычны оползни и структуры обезвоживания | Небольшие оползни и структуры обезвоживания | Могут быть структуры нагрузки |
| Размер зерен | Преобладают гравелиты и грубозернистые песчаники | Средне- и мелкозернистые песчаники | Тонкозернистые песчаники и алевролиты |
| Ассоциирующие генетические типы | Оползневые образования и дебриты | Тонкозернистые турбидиты, иногда гемипелагические отложения | Среднезернистые турбидиты, контуриты, гемипелагиты, пелагиты |

которого отличается на 90° от основного направления в единой серии, может быть связано с переработкой турбидитов контурными течениями, направленными вдоль склона.

Отложения гравитационных потоков формируются также **на склонах и у подножья вулканических островов**. Здесь, наряду со специфическими, непосредственно связанными с вулканическими взрывами образованиями (отло-

жения пирокластических потоков, агломератовые туфы), распространены фации, сходные с таковыми континентального склона и его подножья. Вулканогенные гравититы чаще всего слагают относительно небольшие конусы выноса у подножья склона и лопастевидные покровы на склонах.

В проксимальной части таких шлейфов накапливаются грубообломочные отложения – вулканические брекчии (иногда грандиозные), конгломераты, гравелиты, грубо- и крупнозернистые песчаники, в небольшом количестве присутствуют тонкозернистые и пелитовые прослои. Генетически это обвальное-оползневые образования, дебриты и мощные турбидиты. Нередко такой комплекс усложняется лавовыми и пирокластическими потоками. С удалением от вулканического центра количество грубых отложений уменьшается. Среди преимущественно песчаных турбидитов и песчано-галечных дебритов все большее значение приобретают обычные гемипелагические и пелагические илы, но в их составе наблюдается примесь вулканического пепла.

Вулканогенные комплексы, в составе которых существенную (нередко главную) роль играют гравитационные образования, широко распространены в древних толщах, в том числе на Урале.

3.3. Пелагические отложения

Пелагические отложения, как уже было отмечено, в составе древних осадочных комплексов распространены гораздо меньше, чем приконтинентальные (гемипелагические), хотя и встречаются по всему разрезу фанерозоя. Однако, распознать их не всегда легко. Особенно это относится к триасовым и более древним породам. Далекое не все фации, которые встречаются и описаны в отдаленных областях современных океанов, могут быть сопоставлены с отложениями геологического прошлого, и наоборот, происхождение некоторых типов древних отложений пока еще не удается бесспорно расшифровать. Поэтому генетическая типизация пелагических отложений еще находится на начальной стадии (за исключением современных). Тем не менее, описание и генетическую интерпретацию главных типов этих отложений (в составе конкретных разрезов) можно представить достаточно уверенно.

Третичные и верхнемезозойские глубоководные отложения распространены на дне современных океанов, а планктоногенные компоненты этих образований относятся к тем же группам, которые живут в настоящее время, поэтому возможно прямое сопоставление. Что же касается более древних отложений,

то их интерпретация не такая надежная, так как образ жизни предполагаемых планктонных организмов не может быть установлен вполне достоверно. Решающее значение здесь имеет природа фундамента на котором отлагались осадки, а также латеральные переходы и непосредственно перекрывающие породы. Если предполагаемые пелагические отложения залегают с достоверной стратиграфической границей на офиолитах (подушечных лавах, габбро или ультраосновных породах), либо замещают их по латерали, то эти отложения, скорее всего, имеют океаническое происхождение¹.

Считается (Дженкинс, 1990), что в палеозое, в отличие от мезо-кайнозоя, не было микропланктона с карбонатным скелетом. Основными породообразующими планктонными микроорганизмами были радиолярии. Следовательно, радиоляриевые кремни являются типичными для этого возрастного интервала пелагическими образованиями, наряду с черными сланцами, органическое вещество которых свидетельствует, вероятно, о каких-то иных планктонных организмах, скелеты которых не сохраняются в ископаемом состоянии или их (скелетов) вообще не было.

3.3.1. Карбонаты

Все пелагические или нектоно-планктоногенные² карбонаты имеют некоторые общие черты. Прежде всего, это однотипная структура – микрозернистая с той или иной примесью более крупных раковин и их обломков. Некоторое исключение, по-видимому, составляют относительно редкие фораминиферовые илы, но и здесь содержание тонкого материала достаточно велико. Характерна также повышенная глинистость. Примеры чистых известняков, с содержанием глинистой составляющей менее 5 %, достаточно ограничены. По-видимому, можно говорить о трех основных формах нахождения и распределения глинистого вещества:

- 1 – относительно равномерное распределение;
- 2 – относительно равномерное переслаивание чистых и глинистых известняков;
- 3 – присутствие глин в виде неправильных слоев, линзочек, прожилков, что определяет желваковое строение известняков.

¹ Большой частью образования древнего океанического дна поглощены в зонах субдукции, сохранились только фрагменты разрезов, подвергшиеся сильнейшим деформациям.

² Нектон – активно плавающие водные животные, планктон – пассивно плавающие, бентос – животные, живущие на дне водоема.

Первый и второй типы распределения характерны для слоистых известняков. При этом относительно равномерное переслаивание чистых и глинистых карбонатов объясняется периодическим изменением интенсивности поступления глинистого материала, или периодическим изменением биологической продуктивности поверхностных вод. Правда, имеются убедительные доказательства, что перераспределение глинистого и карбонатного материала в известняках происходит и после их отложения, во время диагенеза.

Третий тип распределения особенно характерен для палеозоя (так называемые петельчатые или нодулярные известняки). Есть разные точки зрения относительно их происхождения, но, вероятно, наиболее обоснованными можно считать взгляды о частичном растворении карбоната и затем его переотложении с образованием комков и сгустков во время диагенеза в условиях относительно больших глубин и малой скорости седиментации. В наиболее типичном виде нодулярное строение имеют известняки, формировавшиеся на относительно поднятиях в бассейнах с резко расчлененным рельефом дна или на перегибах дна. Это позволяет думать, что оползание осадка тоже могло повлиять на текстурные особенности пород. Однако конечную форму желваков, скорее всего, определило растворение и постседиментационное перераспределение карбонатного вещества, а также давление с образованием микростилолитов.

Упомянутые известняки обычно представлены красными, зелеными и серыми биомикритами, содержащими, наряду с остатками аммонитов, тонкорачковинные двустворчатые моллюски, гастроподы, остракоды, конодонты, радиолярии, мшанки, трилобиты, брахиоподы, одиночные кораллы и строматопороидеи, остатки рыб и отдельные членики криноидей (Кузнецов, 2003). Местами известняки нацело сложены раковинами стилиолинид. Отмечаются корки «твердого дна», поверхности размывов, железо-марганцевые и фосфатные конкреции, нептунические дайки¹. По простиранию цефалоподовые известняки нередко замещаются черными и серыми желваковыми карбонатами (рис. 28) и глинистыми сланцами с желваками известняков. Скорости накопления описываемых известняков были очень низкими. Они не превышали нескольких миллиметров за 1000 лет, что для карбонатных отложений очень не характерно. Предполагается, что осадконакоплению в данном случае препятствовали подводные (придонные) течения. Они же способствовали частичному растворению и выносу уже сформированного карбонатного ила, появлению на поверхности дна литифици-

¹ Трещины, образовавшиеся в консолидированных твердых породах дна водоема и заполненные впоследствии рыхлым осадком, покрывавшим твердые породы. Толщина таких даек может достигать нескольких метров, длина – сотни метров, но чаще это относительно небольшие тела.

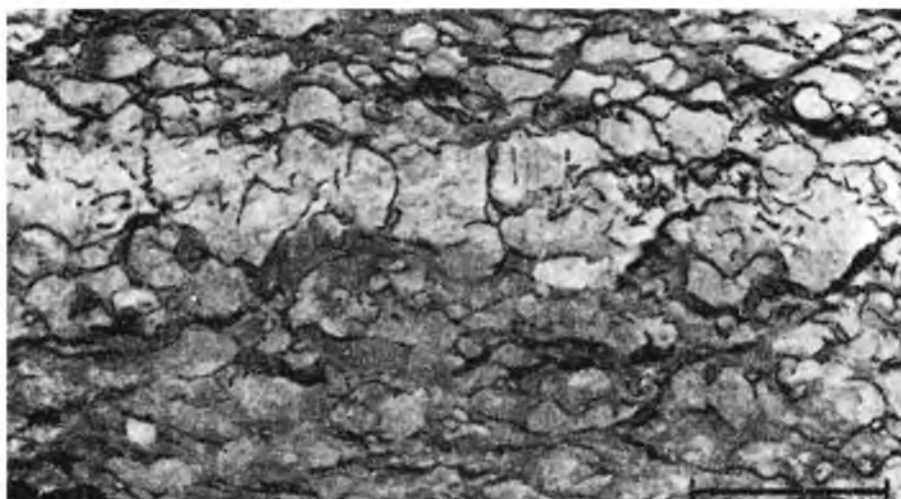


Рис. 28. Желваковые известняки девонского возраста из Франции (Х. Дженкинс, 1990). Длина масштабной линейки 5 см.

рованного осадка. В какой-то степени описанные обстановки сравнимы с современными обстановками в районе плато Блейк у Багамских островов (см. выше).

Во всех случаях (при формировании как слоистых, так и нодулярных известняков) значение вторичного растворения и перераспределения карбонатного вещества, по-видимому, весьма существенно, что обусловлено малой скоростью осаждения, значительными глубинами, часто наличием арагонита, который растворяется легче. Постоянно отмечаются многочисленные следы подводных перерывов, подводного растворения и образования хардграундов. Последние обычно фиксируются железомарганцевыми корками, фосфатизацией, наличием глауконита. Практически все известные примеры подобных отложений, за исключением сублиторальных фаций писчего мела, являются глубоководными отложениями, по крайней мере, ниже неритовой зоны, но до КГК.

В качестве примера могут быть приведены ордовикские цефалоподовые известняки Балтийского щита (Дженкинс, 1990), представленные пестроцветными породами (от серовато-зеленых до красных и красновато-коричневых), мощностью не более 50 м. Это тонкозернистые биотурбированные микриты и биомикриты, прослоями глинистые и мергелистые. Среднее содержание карбонатного материала 80 %, при колебании от 60 до 95 %. Текстура янослоистая с мощностями отдельных слоев 5-10 см. Местами наблюдается комковатое строение, когда известковые нодулы заключены в мергелистой массе. Отмечаются многочисленные поверхности подводного растворения и твердого дна – хардграунды, фиксируемые корками цементации с глауконитом, фосфоритом, пири-

том и гематитом. Органические остатки представлены в основном бентосными трилобитами и нектонными наутилоидеями. Встречаются членики иглокожих, остракоды, гастроподы, брахиоподы и редкие мшанки. Предполагается, что микрозернистый карбонатный материал представляет собой тонкоперетертый детрит микрофоссилий. Скорости осадконакопления крайне малы – менее 1 мм/1000 лет.

Конденсированные тела (мощностью от 1-2 до 10-15 м) желваковых известняков, известных также под названием петельчатые или комковатые известняки распространены и на западном склоне Урала, в составе верхнесилурийских и нижнедевонских отложений. Это микрозернистые сильно глинистые породы серого или темно-серого цвета, иногда пятнистые, с многочисленными тонкими извилистыми линзовидными слоями аргиллита. Органические остатки распределены неравномерно и представлены тентакулитами, цефалоподами, двустворками, встречаются трилобиты, редко брахиоподы. Всегда много конодонтов. Иногда раковинки тентакулитов ориентированы в одном направлении. Желваковые известняки здесь обычно ассоциируют с кремнисто-глинистыми толщами.

Мезозойские нектоно-планктоногенные карбонатные породы распространены более широко. В районе Тетиса пелагические отложения триаса и юры (Дженкинс, 1990), как правило, представлены слоем красных биомикритов мощностью около 1 м, с фауной аммонитов, белемнитов, гастропод, тонкостенных двустворок, глобигеринид, радиолярий, спикул губок, остракод и др., в некоторых горизонтах наблюдаются ходы илоедов. По простирацию биомикриты переходят в косослоистые криноидные биоспариты с аммонитами, тонкостворчатыми двустворками и брахиоподами. Характерно, что раковины аммонитов в конденсированных микритах частично или полностью растворены. Раковины, которые сохранились, обычно сильно корродированы (особенно та поверхность раковины, которая находилась наверху в осадке). Растворившаяся часть раковины нередко инкрустирована гидроксидами железа и марганца, которые образуют также толстые корки на твердом дне. Вверх по разрезу красные биомикритовые известняки нередко переходят в желваковые разности, которые характеризуются присутствием микритовых желваков, размером до 1 сантиметра, погруженных в более темную красную мергельную массу. Известняки такого типа в Сицилии получили название «аммонитико-россо». Это название используется геологами и в других регионах. Фауна желваковых известняков сходна с фауной конденсированных микритов. Желваковые карбонаты в свою очередь перекрыты красными и серыми радиоляриевыми кремнями с ленточной слоистостью. В

некоторых случаях среди радиоляритов встречаются оползневые складки и брекчии, прослой калькаренитов с градационной сортировкой материала. Фациальная интерпретация триасовых и юрских отложений Тетиса показана на рис. 29.

Глубины образования мезозойских планктоногенных карбонатов предполагаются от 150 до 1000-3000 м (по некоторым видам глубоководных фораминифер). Скорости осадконакопления колеблются от 0,5 до 10 мм/тыс. лет. Их образование связывают с погружением и деструкцией обширных мелководных участков в позднем триасе и ранней юре. При этом, на относительно поднятых участках, формировались карбонатные отложения, в то время, как в разделяющих их трогах, ниже КГК, накапливались глинистые и кремнистые отложения.

Еще более глубоководной считается так называемая аптиховая формация – микрозернистые известняки, местами обогащенные кремнеземом, с пиритизированными спикулами губок. Глубоководный характер этих пород был обоснован еще в 1877 г. Т. Фуком и до сих пор это обоснование принимается. Т. Фукс предположил, что их отложение происходила на грани критической глубины КГК – арагонитовые раковины аммонитов растворялись, а кальцитовые крышечки – аптихы, еще сохранялись.

На вторую половину мела приходится расцвет и массовое развитие кокколитофорид и соответственно активное накопление кокколитовых илов. Этот расцвет привел к активизации карбонатакопления вообще и образованию писчего мела в частности. Это, как правило, белые или светло-серые, исключительно тонкозернистые породы, главным породообразующим компонентом которых являются кокколиты (от 30 до 90 % и более). Присутствуют также планктонные фораминиферы, кальцисферы, реже аммониты, белемниты, остатки рыб. Бентосная фауна бывает разнообразна. Это донные фораминиферы, иглокожие, губки, пелециподы, брахиоподы, иногда агерматипные кораллы¹, мшанки. Как правило, глинистого вещества менее 5 %, но бывают и глинистые разности мела. Иногда встречаются кремневые конкреции – продукт диагенетического растворения и перераспределения кремнезема скелетов радиолярий и губок.

Для мела характерна значительная биотурбация. Нередко встречается пеллетовая структура, указывающая, что осаждение тончайшего кокколитового материала шло путем усвоения планктона другими организмами и выделения его в виде фекальных комочков. Устанавливаются хардграунды с корками цементации, глауконитовой и фосфатной минерализацией. В процессе катагенеза происходило значительное уплотнение мела: как чисто механически, с дроблением

¹ Кораллы, не строящие рифов

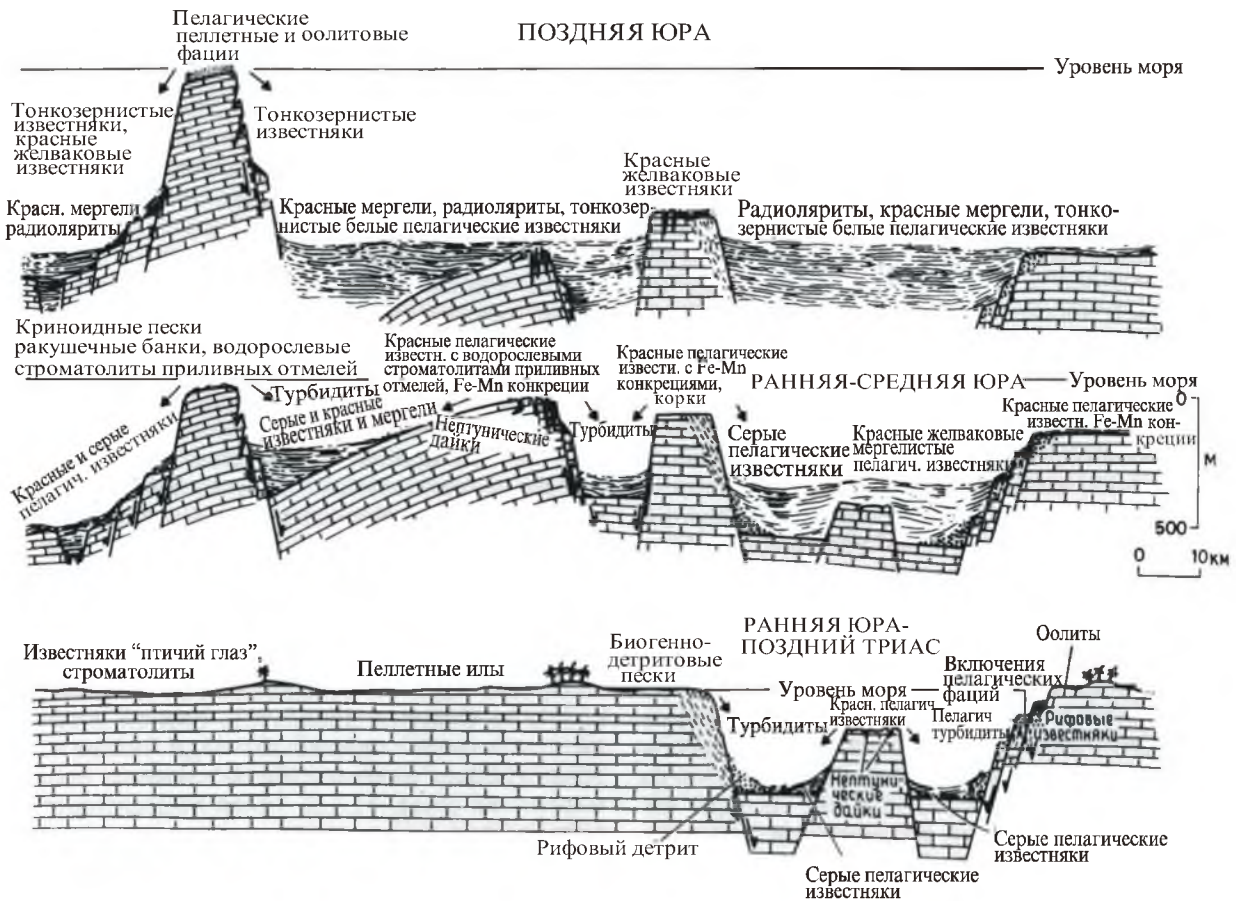


Рис. 29. Схема палеогеографии континентальной окраины Тетиса в триасе и юре. Блоковая тектоника и дифференцированное погружение карбонатных платформ привели к развитию подводных поднятий и впадин, где одновременно осаждались конденсированные и мощные толщи осадочных пород. К поздней юре произошло некоторое выравнивание рельефа дна и углубление бассейна (по Дженкинсу, 1990). Масштаб на схеме искажен (вертикальный в 40 раз крупнее горизонтального).

кокколитофорид, так и в результате вторичной цементации, за счет растворения раковин. Поэтому многие однородные пелитоморфные и микрозернистые известняки типа верхнемеловых Северного Кавказа и Крыма – не что иное, как уплотненный мел.

Глубины формирования мела, по-видимому, самые различные. Кокколитофориды обитали и обитают от тропических широт до бореальных морей в водоемах различной глубины и солености. В том числе меловые илы формировались как в прибрежной мелководной зоне и включают органогенные мшанковые постройки, так и на обширных шельфах и абиссальных глубинах. Х. Дженкинс (1980) предполагает, что меловые отложения формировались на глубинах до

600 м, а местами (там, где наблюдаются корродированные пластинки кокколитов) и до 1-2 км. Придонные воды, вероятно, были слабо аэрированными, а осадки содержали много органического углерода, чем объясняется локальное развитие фосфатов и глауконита. Скорости седиментации мела были весьма высокими (10-50 и даже 150 м/1000 лет).

Таким образом, нектоно-планктоногенные карбонатные отложения представляют собой специфическую группу пелагических отложений. Они, как правило, характеризуются микрозернистыми структурами, тем или иным количеством тонкого органического детрита, остатками планктонных организмов и специфическим составом других органических остатков (в основном плавающих форм), часто повышенным содержанием глинистого материала. Для них характерны (за исключением мела) низкие скорости осадконакопления, наличие хардграундов, фиксируемых железомарганцевыми корками, фосфатами, глауконитом. По характеру строения эти карбонаты подразделяются на два крайних типа – слоистые и нодулярные (желваковые).

Характерным примером пелагических отложений, формировавшихся вблизи континента, являются неогеновые глобигериновые известняки с желваковыми фосфоритами и перекрывающие их мергели на острове Мальта. Здесь на рифовых известняках залегает толща слоистых серых и желтых биомикритов (20-200 м), сложенных главным образом планктонными фораминиферами – глобигеринами. Встречаются также иглокожие, двустворчатые моллюски, остракоды и птероподы, имеются следы активной биотурбации. В небольших количествах присутствуют глинистое вещество, глауконит, тонкие зерна терригенного кварца, полевого шпата. Среди известняков встречаются отдельные пласты желваковых фосфоритов. По мнению Х. Дженкинса (1990), описанные известняки и мергели отлагались на поверхности подводного плато, защищенного от поступления терригенного материала, где могли формироваться также конденсированные фосфатные слои, и где глубина была от нескольких десятков до нескольких сотен метров.

3.3.2. Глинистые и кремнистые фации

Классический разрез ложа палеоокеана описан в Апеннинах, на северо-востоке Италии, где слабо метаморфизованные офиолиты юрского возраста перекрыты осадочным чехлом (рис. 30). Фундамент представлен габбро и гипербазитами на которых залегают подушечные базальты. В основании осадочного ком-

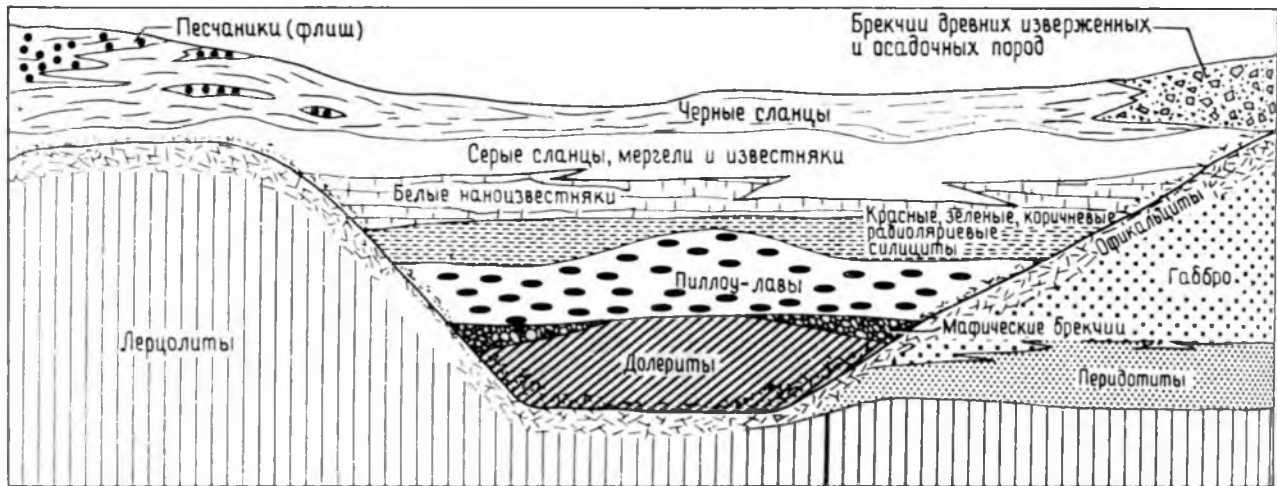


Рис. 30. Схематический профиль, показывающий взаимоотношения изверженных и пелагических осадочных пород в Лигурийских Апеннинах, Италия. Масштаб приблизительный: расстояние по горизонтали составляет километры, а мощности осадочного покрова – первые сотни метров (Elter, 1972).

плекса прослеживаются красные, зеленые и коричневые радиоляриевые силициты мощностью до 200 м. Причем в зоне перехода иногда наблюдается переослаивание кремней с лавовыми потоками, встречаются обломки основных вулканических пород, рассеянные в кремнистой массе, либо в виде прослоев песчаника с градационной сортировкой зерен. Местами вблизи контакта радиоляритов с базальтами развиты марганцовистые отложения. Радиоляриты характеризуются ленточной слоистостью, обусловленной чередованием сантиметровых слоев кварцевых кремней и тончайших слоев темно-красных аргиллитов или кремнистых аргиллитов. Количество и сохранность радиолярий варьируют в широких пределах. В верхней части толщи силицитов появляются прослои белых тонкослоистых микритовых известняков, которые затем полностью сменяют кремни. Среди известняков (мощность которых достигает 230 м) нередко наблюдаются прослои серых мергелей и зеленых туффитов, встречаются калькарениты с градационной сортировкой материала. Там, где радиоляриты отсутствуют, карбонатные породы залегают непосредственно на офиолитах. Микритовые известняки сложены главным образом нанофоссилиями, среди которых рассеяны радиолярии и редкие спикулы губок. Калькарениты содержат также переотложенные оолиты, членики криноидей и обломки мелководных известняков.

Выше залегают ритмично переслаивающиеся темно-серые аргиллиты, мергели и известняки. Причем последние местами имеют обломочное строение с градационной сортировкой компонентов и подошвенные текстуры (гисроглифы). Среди органических остатков преобладают радиолярии и фораминиферы. Эта толща в свою очередь сменяется переслаивающимися черными мергелями, аргиллитами и пелитоморфными известняками (кальцилютитамии), мощностью 100-1000 м, в верхней части содержащими силикатный обломочный материал. В латеральном направлении перечисленные породы замещаются терригенным флишем. Предполагается, что описанный разрез формировался в районе срединно-океанического хребта. Разнообразие контактов между магматическими и осадочными породами свидетельствует о сложном рельефе дна и о конседиментационной тектонике.

Отложения дна океана мелового возраста детально описаны в массиве Троодос на Кипре (Robertson, Hudson, 1974). Здесь на подушечных базальтах залегают небольшие, нередко изолированные, тела коричневатых бескарбонатных аргиллитов, богатых Fe, Mn и другими металлами, редкоземельными элементами. Местные геологи называют эти породы *умброй* и сопоставляют с металлоносными осадками спрединговых хребтов. Мощности аргиллитов изменчивы (0-30 м). Эти породы заполняют углубления, карманы на поверхности лавы, иногда в них встречаются текстуры оползания. Местами аргиллиты переслаиваются с базальтами. Вверх по разрезу умбра переходит в тонкослоистые радиоляриевые кремни и аргиллиты (розовые и светло-серые) – до 35 м, которые также заполняют неровности на поверхности магматических пород. Они отражают условия высокой продуктивности в океане, расцвет кремнистых микроорганизмов. Местами на этих кремнях залегают иллит-монтмориллонитовые глины (до 100 м), которые в свою очередь сменяются мелоподобными известняками (до 400 м), состоящими из нанофоссилий и планктонных фораминифер. Глинистая толща интерпретируется как гемипелагический продукт сноса с континентов и островных дуг. Смена кремнистых и глинистых отложений карбонатами может быть обусловлена уменьшением глубины бассейна. Заканчивается разрез пелагических отложений толщей (200 м) мергелей, которые перекрыты мелководным комплексом – рифовыми известняками и гипсами.

На Урале также широко развиты пелагические силицитовые отложения, в том числе такие, которые могли формироваться на дне палеозойского океана. Лучше всего они изучены на Южном Урале. Это, например, кремни ордовикской поляковской свиты, чередующиеся с базальтами, отвечающими по геохими-

ческим характеристикам породам срединно-океанических хребтов. В Мугоджарах к образованиям океанического ложа относится среднедевонская толща толеитовых базальтов, которые коррелируются со вторым слоем океанической коры (Диденко и др., 1984). Упомянутые базальты перекрыты красноцветными яшмами, кремнистыми аргиллитами, кремнисто-железистыми породами, пронизанными многочисленными лавовыми потоками и силлами диабазов, сформировавшимися вблизи поверхности дна. Встречаются также небольшие интрузии долеритов и пикритов. Выше залегают подушечные базальты и кремни. Для кремнистых пород названных комплексов характерна тонкая горизонтальная слоистость, иногда с градационной сортировкой присутствующего алевроитового материала (пирокластического), представленного компонентами базальтов. Часто встречаются остатки радиолярий, в том числе обильные.

На дне океана, вероятно, формировались и силициты сакмарского комплекса, развитые, как на восточном склоне Южного Урала, так и в Сакмарской зоне. Подстилающие этот комплекс породы не известны, но по простиранию (в Сакмарской зоне) они сменяются базальтами, которые также содержат прослойки яшм. Сакмарский комплекс на западном склоне Урала охватывает интервал от нижнего ордовика до среднего девона включительно (Руженцев, 2005). В его основании залегают толща пестроцветных алевролитов (300-500 м), вверх по разрезу сменяющихся серыми, зеленовато-серыми, розовыми туфосилицитами и радиоляритами. Силурийская сакмарская свита (300-450 м), по которой назван комплекс, сложена почти исключительно фтанитами, углисто-кремнистыми и глинисто-кремнистыми сланцами со стяжениями фосфоритов. В целом названные породы отличаются бескарбонатностью, но на западе в их составе появляются прослойки микритовых известняков.

Глубоководные красные глины с марганцевыми конкрециями мелового возраста описаны на острове Тимор (Margolis et al., 1978). Это желтые, красные и коричневые породы (иллит-хлорит-монтмориллонитовые) с рассеянными железомарганцевыми конкрециями и микроконкрециями, зубами акул и костями рыб. В глинах содержатся обильные остатки радиолярий, обломки вулканических пород и серпентинитов. Глины и конкреции по геохимическому составу аналогичны современным океаническим отложениям и интерпретируются как отложения абиссальной равнины. Соотношения с подстилающими и перекрывающими отложениями в этом разрезе неопределенные, так как упомянутые глины входят в состав меланжа, вероятно, представляющего собой аккреционную призму.

В качестве примеров пелагических отложений палеозойского возраста, формировавшихся **вблизи континентов**, могут быть представлены черные граптолитовые сланцы, глинистые известняки и кремнистые породы нижнего палеозоя Европы и Северной Америки (Дженкинс, 1990). Широкое распространение черных сланцев на этом уровне, возможно, отражает глобальные анаэробные условия в средней и нижней частях водной толщи, способствующие захоронению планктоногенного водорослевого органического вещества. Силурийские черносланцевые фации представлены двумя типами. Первый обогащен органическим веществом и содержит граптолиты при практически полном отсутствии других организмов, за исключением планктонных, второй – биотурбирован и, кроме граптолитов, содержит нормальный бентос. В обоих типах содержатся рассеянные алевритовые зерна терригенного кварца, полевых шпатов, слюды. В отдельных случаях встречаются зеленые и красные аргиллиты, пакеты чередующихся слоев аргиллитов и алевролитов, известняки с градационной сортировкой материала. Таким образом, некоторую роль играло переотложение материала, хотя обстановка, возможно, была сходной с современными абиссальными равнинами.

Другой тип пелагических отложений развит в верхнем палеозое Европы и Северной Африки (Bourrouilh, 1981). Это относительно мощные толщи кремней и сланцев, окружающие разрезы конденсированных известняков с богатой гониатитовой фауной (цефалоподовые известняки). Глинистые сланцы в этих разрезах представлены красными, зелеными или черными разностями, известковистыми или углеродистыми, нередко с тонкими прослоями алевролита. Органических остатков мало, но местами присутствуют довольно многочисленные ostracods или стилиолиниды, встречаются следы жизнедеятельности организмов. Иногда можно наблюдать прослои обломочных пород с градационной текстурой, в том числе с обломками мелководных карбонатов и органических остатков, оползшие блоки цефалоподовых и желваковых известняков. В некоторых районах описанные глинистые сланцы ассоциируют с радиоляриевыми кремнями. Черные сланцы и радиоляриевые кремни указывают на то, что придонные слои водной толщи были анаэробными, а верхние отличались высоким содержанием питательных веществ. Обломочный материал сносился преимущественно с карбонатных платформ.

Вблизи континентов, вероятно, формировались и неогеновые диатомиты Тихоокеанского кольца, которые хорошо изучены в составе формации Монтеррей в Калифорнии (Garrison et al, 1981). Кремнистые отложения здесь, как пра-

вило, залегают между континентальными и мелководно морскими обломочными отложениями внизу и глубоководными обломочными отложениями наверху. Наблюдаются также латеральные переходы в обломочные отложения. Упомянутые диатомиты вероятно формировались в задуговых бассейнах типа современного Японского моря, рифтовых и сдвиговых бассейнах. В основании формации Монтеррей залегают относительно мелководные известняки, которые сменяются фосфатными образованиями с глауконитом, и затем мощной (до 1 км) толщей светлоокрашенных тонкослоистых кремней. Эти породы очень похожи (кроме цвета) на ленточно-слоистые радиоляриевые кремни. В некоторых разрезах наблюдается чередование кремней с тонкими прослоями обломочных пород с градиционной текстурой, в том числе туффитов, встречаются брекчии и конгломераты. В чистых диатомитах микрослоистые пакеты чередуются с более глинистыми гомогенными диатомитами, встречаются прослои известняков и карбонатные конкреции. Отдельные части разреза формации Монтеррей битуминозны. Среди органических остатков преобладают диатомеи, но в значительных количествах присутствуют и другие органические остатки – радиолярии, спикулы губок. Встречаются также бентосные и планктонные фораминиферы, изредка двустворчатые моллюски, кости и чешуя рыб и даже кости наземных млекопитающих, листья наземных растений. Миллиметровая слоистость интерпретируется обычно как результат годовых климатических колебаний, подобно формированию тонкослоистых диатомитов современного Калифорнийского залива. Усиленная продукция планктоногенного органического вещества создавала, вероятно, зону значительного кислородного минимума, которая в местах соприкосновения с дном бассейна исключала возможность развития бентоса и обеспечила сохранность первичной седиментационной слоистости.

Кремнистые и глинисто-кремнистые толщи, широко развитые в среднем и верхнем девоне Магнитогорской мегазоны, также чаще всего формировались вблизи континентов. Это главным образом отложения задуговых (тыловых) бассейнов. Для них характерны относительно небольшие мощности (от нескольких метров до 100-200 м), но так как они отлагались в течение коротких временных интервалов, то скорости осадконакопления были достаточно большими (40-50 м и более за 1 млн лет). Конденсированными эти толщи не являются. Ассоциация с гравитационными образованиями (турбидиты, дебриты, олистостромы) и отсутствие в составе кремней карбонатных пород, предполагают достаточно большие глубины в названных бассейнах (ниже КГК). Из органических остатков в них встречаются только радиолярии, конодонты, иногда спикулы кремневых губок и очень тонкий растительный детрит.

3.3.3. Проявление цикличности в пелагических отложениях

В пелагических отложениях широко проявлена цикличность осадконакопления, даже в большей степени, чем в мелководных комплексах. При этом причины ее возникновения могут быть различными. Так, в плейстоценовых отложениях современных океанических бассейнов развиты циклиты, обусловленные чередованием пород с различным содержанием глинистого и карбонатного вещества. Они отчетливо коррелируются с ледниковыми и межледниковыми эпохами. В течение юры и мела в глубоководных осадках Атлантики формировались сходные циклиты (Dean et al., 1978), но их происхождение иное, так как считается, что в это время на Земле не было ледниковых эпох. Цикличность разных порядков наблюдается в радиоляритах всех возрастов, в глубоководных глинах и черных сланцах, мергелях и известняках. Лишь в конденсированных известняках цикличность проявлена неотчетливо, что больше связано с постседиментационными процессами. Для формирования циклита требуется, очевидно, различие в составе осадочного материала. В писчем меле, например, цикличность хорошо прослеживается в глинистых частях разреза и теряется в более однородных интервалах. Тем не менее, в таких разрезах могут проявляться закономерные колебания изотопов углерода и кислорода, в составе органических остатков, химическом составе и в других свойствах, различимых с помощью различных инструментов.

Интерпретация цикличности не всегда дается просто. Она может быть связана, например, с изменениями параметров орбиты Земли, отражающимися в климате. Это так называемые циклы Миланковича. Югославский геолог М. Миланкович предполагал, что прецессия земной оси, наклон и эксцентриситет орбиты Земли (периоды примерно 21 000, 43 000, 100 000 лет) являются главным фактором значительных климатических изменений. Изменениями в климате напрямую или опосредованно контролируются оледенения, ветры и морские течения, уровень КГК, колебания уровня моря, апвеллинги, биопродуктивность, соленость вод и т.д. Таким образом, если удастся установить, что длительность образования циклитов близка к указанным величинам, можно предположить, что речь идет о влиянии циклов Миланковича. В то же время на формирование циклитов могут влиять и другие факторы, такие как тектонические и геодинамические события, собственно седиментационные процессы, смена времен года и даже смена дня и ночи, приливы и отливы. Крупномасштабные циклиты возможно связаны с продвижением Солнечной системы вокруг центра Галактики.

3.4. Отложения придонных течений

В глубоководных бассейнах, в том числе и на больших глубинах, вода далеко не всегда находится в неподвижном состоянии, что естественно влияет на характер осадконакопления, на характер осадков. В первую очередь это различные придонные течения, которые размывают, транспортируют и отлагают осадки.

Течения, генерируемые внутренними волнами и приливами. Так называемые внутренние волны возникают в верхних нескольких сотнях метрах водной толщи между горизонтами с различной и меняющейся плотностью воды. Они широко распространены в современных океанах. Несмотря на невысокие скорости их передвижения, разрывы и турбулентные вихри, связанные с ними, служат причиной взмучивания и эрозии значительного количества осадков на перегибе шельфа, на относительно мелководном склоне, на вершинах подводных гор и в котловинах на шельфе (Шепард, 1969).

Течения в каньонах. Глубоководные каньоны являются основными путями перемещения обломочного материала с прибрежной части бассейна к подножью континентального склона. Однако, гравитационные потоки с огромными объемами взвешенного вещества проходят по каньонам сравнительно редко (не чаще 1-2 раза в год, а иногда один раз в сотни лет). Тем не менее, в каньонах и других подводных долинах существуют почти не затухающие течения, которые направлены как вниз, так и вверх по склону, причем обычно это направление периодически меняется. Возникновение таких течений связано с приливами и отливами, внутренними волнами, штормами на поверхности, поверхностными течениями и др. Они, несомненно, оказывают значительное влияние на транспортировку осадков и на формирование морфологии каньонов и русел. В некоторых случаях при этом формируются настоящие флювиальные фации, если течения более или менее постоянные. В том числе, в литературе описаны тела косослоистых песчаников, залегающие среди турбидитов (например, Лисицын, 1988).

Глубоководные придонные (в том числе контурные) течения. Образование океанических глубоководных течений связано главным образом с погружением холодных поверхностных вод на высоких широтах. Но эти течения обычно очень медленные (менее 2 м/с). Их скорость существенно увеличивается в узких проходах, а также под влиянием сил Кориолиса, которые смещают водные массы в западном направлении, формируя контурные течения, а также в эпохи холодного климата, в эпохи оледенений, когда усиливается охлаждение

вод вблизи полярных шапок (Лисицын, 1988). Особенно велико геологическое значение контурных течений. Они нередко вымывают русла, борозды, взмучивают и переносят мелкозернистый осадок, образуют знаки ряби (рис. 31), создают крупные удлиненные или куполообразные осадочные тела, мощностью иногда до 2-3 км. Такие образования (косы) в современных океанах могут достигать сотни километров в длину и имеют вид пологих подводных хребтов. Например, Ньюфаундлендский хребет, по данным А.П. Лисицына, имеет длину около 500 км, при ширине 250 км и высоту до 1-1,5 км. Поверхность хребта неровная, с крупной рябью и песчаными волнами, высотой 10-20 м, типична кося слоистость, которая резко отличается от обычных текстур гравититов.



Рис. 31. Знаки ряби на морском дне в Шотландском море. Глубина 4010 м (Рейнек, Сингх, 1981).

У подножья континентального склона отложения контурных течений (контуриты) переслаиваются с турбидитами, а нередко существенно перерабатывают отложения глубоководных конусов. Там, где скорость придонных течений особенно велика, образуются перерывы в осадконакоплении.

Среди современных отложений выделяются два основных типа **контуритов**: илистые и песчаные (Стоу, 1990).

Илистые контуриды представляют собой плохо сортированные алевритистые глины или глинистые алевриты, нередко песчанистые (до 15 %). Чаще всего они массивные, гомогенизированные, переработанные илоедами, реже характеризуются неправильным или линзовидным наслоением. Состав может быть различным, во многих случаях наблюдается смесь биогенного и терригенного материала. По своим характеристикам они близки к гемипелагитам.

Песчаные (алевроитовые) контуриды встречаются в виде тонких неправильных пластов, мощностью до 5 см, реже до 25 см. Они бывают как бесструктурными, биотурбированными, так и с сохранившейся слоистостью (горизонтальной и косой). Нередко наблюдается прямая и/или обратная градационная сортировка обломочного материала (рис. 32), а контакт между слоями резкий или постепенный. Обломочный материал соответствует тонко-, реже мелкозернистому песку с примесью алевритовых зерен. Сортировка чаще плохая. Наряду с терригенными зернами, часто присутствуют биогенный материал.

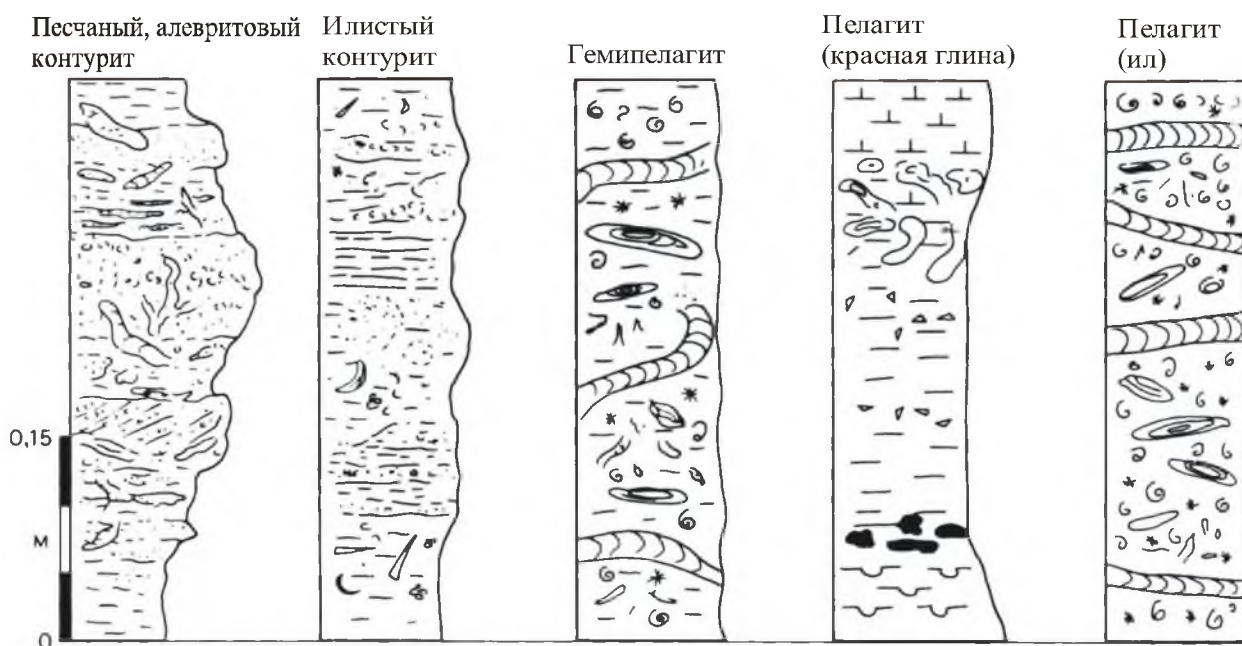


Рис. 32. Основные генетические типы контуридов, гемипелагических и пелагических отложений (Стоу, 1990).

Обе разновидности контуридов обычно встречаются вместе и образуют характерную вертикальную последовательность с обратной-прямой градационной сортировкой материала – от тонкого гомогенного ила через пятнистый алеврит до песка и затем опять к илистому осадку (Стоу, 1990).

В составе древних осадочных комплексов контуриты фиксируются редко. В первую очередь это связано с трудностями диагностики, поскольку их очень трудно отличить от тонкозернистых турбидитов, тем более, что эти фации обычно встречаются в одних и тех же разрезах и, кроме того, имеют генетическую связь. Контурные течения переносят и переоткладывают большие массы пелитового и тонкозернистого материала, транспортируемого на глубину гравитационными потоками. Хвостовые части этих потоков с очень низкой концентрацией терригенного материала подхватываются течением, отклоняются от направления вниз по склону и вовлекаются в медленный придонный поток вдоль него. Дальность переноса осадочного материала контурными течениями в современных океанах огромна – до 3000 км (Лисицын, 1988).

Илистые контуриты, если в них не сохранились следы течения (косая слоистость) и градационная сортировка, практически невозможно отличить и от обычных гемипелагических фаций. Последние также состоят из смеси биогенного и терригенного материала, они такие же массивные и биотурбированные.

Контрольные вопросы

1. Что такое генетический тип и фация?
2. Что собою представляют циклиты, в том числе элементарные циклиты?
3. Расскажите о классификации генетических типов глубоководных отложений континентальных окраин.
4. Что собою представляют гравитационные потоки, дайте их типизацию.
5. Охарактеризуйте турбидные потоки, перечислите основные их типы.
6. Дайте характеристику отложениям подводных оползней, раскройте понятия олистостром, олистоплака, олистотримма.
7. Что собою представляют обломочные потоки и дебриты.
8. Что такое турбидиты, какие вы знаете основные типы турбидитов, какие у них текстурные особенности?
9. Какова дальность перемещения обломочного материала оползнями, обломочными и турбидными потоками.
10. Что собою представляют интервалы Боума, интервалы Стоу?
11. Что такое гиероглифы, перечислите их основные типы.
12. Какими особенностями характеризуются турбидиты карбонатного состава?
13. Почему относительно молодые (верхний мезозой и моложе) океанические отложения легче распознать, чем, например, палеозойские?
14. Какие структуры и текстуры характерны для глубоководных карбонатов?
15. Что собою представляют петельчатые известняки?

16. Что собою представляет пясчий мел, и в каких условиях он формировался?
17. Чем характеризуются планктоногенные карбонаты?
18. Какие осадочные комплексы на Урале могут быть отнесены к пелагическим?
19. Где описаны древние отложения красных глубоководных глин, и чем они характеризуются?
20. Перечислите главные особенности планктоногенных отложений глинистого и кремнистого состава.
21. Чем обусловлена цикличность в пелагических отложениях?
22. Что собою представляют придонные течения в глубоком бассейне, какие вы знаете основные типы этих течений?
23. Охарактеризуйте контурные течения и их отложения (контуриты).

4. ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

С осадочными породами, формировавшимися в глубоководных условиях, нередко связаны полезные ископаемые, такие как углеводороды, фосфориты, руды марганца, бариты, некоторые сульфиды. Причем запасы их могут быть достаточно большими. В первую очередь это относится к нефти и газу, коллекторами которых бывают морские глубоководные песчаники, а материнскими породами – пелагические илы, особенно когда они приурочены к основаниям дельт или впадинам с ограниченной циркуляцией вод.

В современных океанах на глубинах около 200-1500 м наблюдается дефицит кислорода. Верхняя граница этой зоны приблизительно совпадает со средней глубиной края континентального шельфа. Следовательно, в замкнутых бассейнах, дно которых находится на указанной глубине (200-1500 м), могут накапливаться обогащенные органикой осадки. В периоды глобального повышения уровня моря зона с минимальным содержанием кислорода (зона «anoxic») могла распространяться и на континентальный шельф. Таким образом можно объяснить широкое распространение в определенные периоды времени нефтепродуктивных толщ, таких, например, как раннемеловые, позднерурские, позднедевонские.

Анализ данных глубоководного бурения показал, что существует некая оптимальная, с точки зрения сохранности органического материала, скорость осадконакопления, меняющаяся в зависимости от типа осадков (Селли, 1989). Для известковых илов она составляет около 14 м/млн лет, для кремнистых – 21 м/млн лет, для глин – около 400 м/млн лет. При этом, в глинах наблюдается наиболее высокое содержание сохранившейся органики. Когда скорость осадконакопления слишком низкая, органическое вещество подвергается окислению, а когда высокая – оно разбавляется терригенным материалом. Тем не менее, абсолютные массы органического вещества, даже в случае разбавления, могут оказаться очень большими. Это относится как к областям авандельта, так и к глубоководным конусам выноса. Углеводороды могут скапливаться там, где песчаные фации каньонов и каналов оказываются запечатанными непроницаемыми склоновыми глинами. Турбидитовые конусы обычно имеют более низкую пористость и проницаемость, чем песчаники, отложившиеся в каньонах и каналах, но для них (для песчаников конуса) характерна большая латеральная выдержанность.

Высокопродуктивное месторождение нефти имеется, например, в отложениях шлейфа третичных глубоководных конусов в западной Калифорнии (Селли, 1989). Здесь толща турбидитов мощностью свыше 10 000 м накопилась в бассейне, ограниченном разломами. Фораминиферы, встречающиеся в подстилающих аргиллитах, свидетельствуют, что первоначально глубина бассейна составляла около 1200 м. Предполагаются, что эти глинистые породы и являлись материнскими для углеводородов. Несмотря на слабую сортировку и относительно низкие пористость и проницаемость, песчаники оказались хорошими ловушками нефти за счет того, что отдельные пласты турбидитов имели достаточно большую мощность, иногда более 3 м. Кроме того, у элементарных циклитов очень слабо развита глинистая составляющая.

В составе упомянутого шлейфа конусов выделяют три геометрических типа ловушек.

1. *Шнурковые тела*, иногда располагающиеся вдоль синседиментационных синклиналей. Мощности таких образований от 50 м до 4000 м при ширине от 500-600 м до 2 км. При этом самое крупное из них прослежено по простиранию на 8 км. Предполагается, что эти тела формировались в подводных каньонах, напоминающих каньоны современных континентальных окраин. В поперечном сечении они линзовидные, выпуклостью обращенные вниз (рис. 33).

2. *Тела линзообразные* в поперечном сечении (но выпуклостью вверх) и треугольные (иногда в виде лопастей) в плане. Считаются, что это аналоги современных конусов выноса в районе устья подводных каньонов и каналов. Один из таких конусов миоценового возраста имеет в ширину около 10 км при мощности 1200 м.

3. *Пластообразные покровы*, распространяющиеся на значительную площадь при относительно небольшой мощности. В качестве примера может рассматриваться нижнеплиоценовая формация Ренетто, которая при максимальной мощности в 750 м покрывает площадь более 2000 км².

Железо-марганцевые конкреции на дне современных океанов встречаются в самых различных обстановках, в том числе и на шельфе, однако, сколько-нибудь значительные скопления наблюдаются только в областях пелагиали с крайне низкой скоростью осадконакопления, в том числе на вершинах подводных гор (Мурдмаа, 1987). Рудная оболочка успевает нарасти только при средних скоростях, не превышающих 1 мм/1000 лет. Фактически это поверхность современного перерыва в осадконакоплении. Железо-марганцевые конкреции, распространенные на дне современных океанов содержат до 20-30% марганца, а также никель, медь, кобальт и другие металлы.

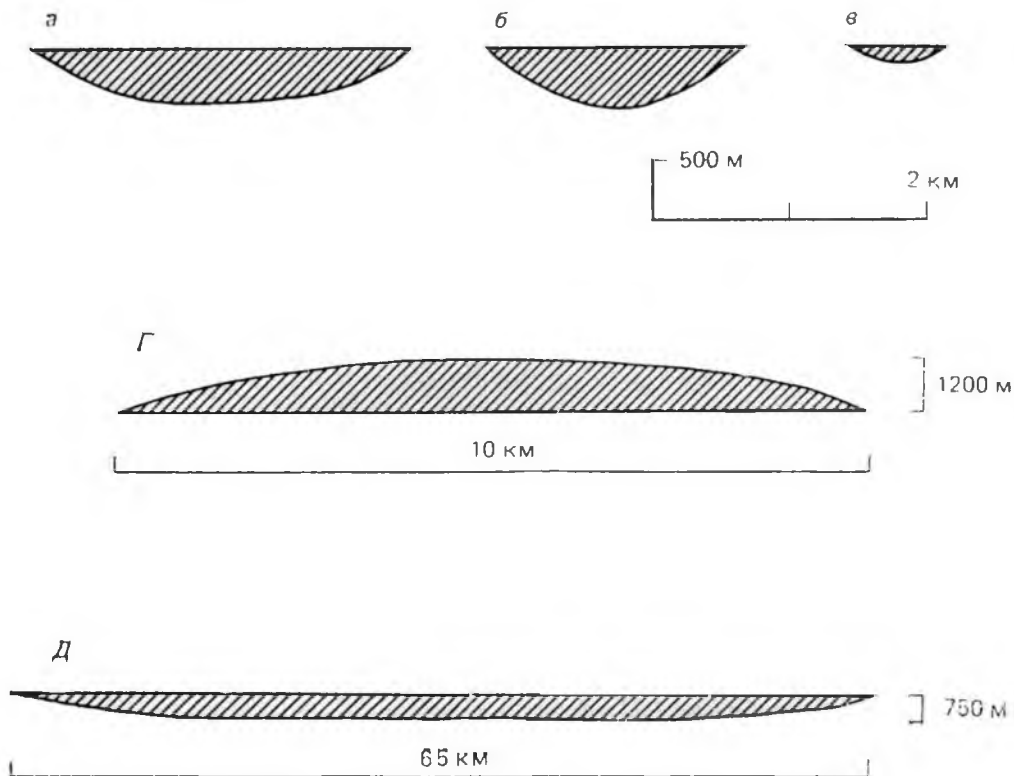


Рис. 33. Поперечное сечение некоторых нефтеносных турбидитовых тел (Селли, 1981). а – каньон Конт, Приморские Альпы; б – каньон Роузейл, Калифорния; в – каньон Сансино, Калифорния; г – конус Тарзана, Калифорния; д – покров Ренетто, Калифорния.

Среди древних, предположительно пелагических, отложений упомянутые конкреции описываются довольно редко. Тем не менее, такие факты известны. В том числе, марганцевые конкреции, аналогичные по геохимическому составу современным глубоководным конкрециям присутствуют в нижнемеловых красных глинах на западном Тиморе. Желваковые и слоистые марганцевые руды залегают на подушечных лавах (дно древнего океана) мезозойского возраста на острове Кипр и в Омане. Марганцево-железистые корки часто приурочены к красным желваковым известнякам. Там иногда присутствуют и тонкие прослои марганцевых конкреций. Поверхности размыва (поверхности «твердого дна») в этих породах бывают сильно обогащены железом и марганцем, местами фосфатизированы, иногда покрыты тонким слоем марганцевых и фосфоритовых конкреций.

Фосфориты и фосфатизированные породы в современных океанах формируются главным образом в двух типах обстановок – на шельфах (и прилегаю-

щих частях континентального склона) и на вершинах подводных гор. Главные фосфатоносные провинции приурочены к аридным зонам восточных окраин континентов, к областям, где проявляются процессы апвеллинга. Фосфориты здесь накапливаются под влиянием сложной цепи событий (Батурин, 1979). Поднимающиеся вверх по континентальному склону, глубинные воды (явление апвеллинга) несут с собой питательные вещества, что приводит к расцвету планктонных организмов там, где эти воды выходят на поверхность океана (см. рис. 14). После отмирания организмов, их фосфорсодержащие остатки опускаются на дно и обогащают этим элементом осадки нижней зоны шельфа и верхней части континентального склона. Рассеянный в осадке фосфор в процессе диагенеза подвергается перераспределению, формируются фосфоритовые конкреции и пластовые тела. Обогащение фосфором более древних карбонатных пород на вершинах подводных гор, возможно, связано с длительным физико-химическим взаимодействием обогащенных фосфором глубинных вод и карбонатов.

В условиях глубоководного моря могут формироваться и **месторождения барита**. В качестве примера могут служить отложения Монитэ-Вэли в Неваде (США). Бариты здесь переслаиваются с радиоляриевыми кремнями и глинистыми сланцами ордовикского возраста, а также образуют маломощные линзы конгломератов с включениями фосфоритовых конкреций. Наличие переотложенных баритов предполагает их первичное происхождение. В сходных условиях, вероятно, формировались бариты в составе девонских и нижнекаменноугольных кремнисто-глинистых сланцев западного склона Полярного Урала. Среди современных глубоководных бассейнов, где накапливается барит, можно назвать Охотское море. Однако, их чисто осадочное происхождение мало вероятно.

С глубоководными обстановками связана также группа своеобразных **гидротермальных месторождений**, формирующихся на дне морей и океанов в зонах рифтов и, нередко, залегающих среди осадочных пород. Это сульфидные и окисные железо-марганцевые рудопроявления. При этом сам рудный процесс (его тип, абсолютные массы рудных компонентов, площади распространения) имеет эндогенное происхождение, но реализация этого процесса на поверхности дна контролируется обстановкой осадконакопления (скоростью осадконакопления, типом осадков, придонными течениями, деятельностью бактерий).

Железо-марганцевые образования встречаются на поверхности базальтов или покрывающих базальты карбонатных пород (Мурдмаа, 1987). Это корки или своеобразные линзы, представленные чередующимися слоями гидротермальных пород и пелагических карбонатов, а также цементирующее вещество в вул-

канических брекчиях. Они сложены гидроокислами марганца и феррисмектитом (или нонтронитом), формируются в низкотемпературной кислой среде. Для гидроокислов марганца характерна низкая железистость и, в отличие от железо-марганцевых конкреций, они почти не содержат цветные металлы.

Сульфиды железа, цинка, меди осаждаются из относительно высокотемпературных слабо щелочных гидротерм (так называемых «черных курильщиков») в условиях изоляции от кислородсодержащих придонных вод. Рудопроявления встречаются внутри тела базальтов или среди вышележащих осадков в виде прожилков или неправильных образований, а также на поверхности дна в виде массивных рудных холмов высотой до 20-30 м и диаметром до 50-60 м (Мурдмаа, 1987). В застойных, заполненных тяжелыми рассолами впадинах могут формироваться и сплошные «рудные илы», как, например, в современном Красном море. Рудные холмы сложены колчеданными полиметаллическими рудами с высоким содержанием благородных (Ag, Au) металлов. Около гидротермальных источников этого типа развиты своеобразные биоценозы донной фауны, для которых характерны исключительно высокие для пелагических условий биомассы и необычайно крупные размеры особей. Эти организмы, среди которых значительную роль играют бактерии, не только существуют за счет энергии гидротерм, но и активно осаждают рудное вещество. Установлено, что колчеданные рудопроявления, формировавшиеся в результате деятельности таких «черных курильщиков», широко распространены древних комплексах, в том числе и на Урале, среди силурийских и девонских отложений. (Масленников, 1999).

Контрольные вопросы

1. С какими глубоководными отложениями связаны залежи углеводородов?
2. В каких условиях формируются железо-марганцевые конкреции?
3. Какие полезные ископаемые встречаются среди глубоководных отложений?
4. С какими процессами связаны «черные курильщики»?

Основная литература

- Дженкинс Х.К.* Пелагические фациальные обстановки // Обстановки осадконакопления и фации. Т.2. М.: Мир, 1990. С.74-140.
- Лисицын А.П.* Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах.. М.: Наука, 1988. 309 с.
- Маслов А.В., Алексеев В.П.* Осадочные формации и осадочные бассейны. Екатеринбург: УГГГА, 2003. 203 с.
- Мурдмаа И.О.* Фации океанов. М.: Наука, 1987. 303 с.
- Селли Р.Ч.* Древние обстановки осадконакопления М.: Недра, 1989. 294 с.
- Стоу Д. А. В.* Морские глубоководные терригенные отложения // Обстановки осадконакопления и фации. Т.2. М.: Мир, 1990. С.141-194.
- Фролов В.Т.* Литология. Книга 3. М.: Изд. Московского университета. 1995. 352 с.
- Шепард Ф.П.* Морская геология Л.: Недра, 1969. 461 с.

Дополнительная литература

- Карогодин Ю.Н.* Седиментационная цикличность. М.: Недра, 1980. 242 с.
- Конюхов А.И.* Осадочные формации в зонах перехода от континента к океану. М.: Недра, 1987. 221 с.
- Кузнецов В.Г.* Эволюция карбонатакопления в истории Земли. М.: ГЕОС, 2003. 260 с.
- Леонов М.Г.* Олистохромы в структуре складчатых областей. М.: Наука, 1981. 174 с.
- Мизенс Г.А.* Седиментационные бассейны и геодинамические обстановки в позднем девон-ранней перми юга Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. 190 с.
- Рейнек Г.Э., Сингх И.Б.* Обстановки терригенного осадконакопления. М.: Недра, 1981. 439 с.
- Романовский С.И.* Динамические режимы осадконакопления. Л.: Недра, 1985. 263 с.
- Хворова И.В.* Фации подводных гравититов // Генезис осадков и фундаментальные проблемы литологии. М.: Наука, 1989. С.37-58.
- Хосино М.* Морская геология. М.: Недра, 1986. 431 с.
- Фролов В. Т.* Генетическая типизация морских отложений. М.: Недра, 1984. 221 с.
- Nelson C.H., Nilsen T.H.* Modern and ancient deep-sea fan sedimentation. Tulsa, Oklahoma: SEPM, 1984. 404 p.

Гунар Андреевич Мизенс

**Отложения глубоководных бассейнов
геологического прошлого**

Учебно-методическое пособие по дисциплинам «Литология»,
«Историческая геология», «Анализ осадочных бассейнов» для студентов
специальности 130304 – «Геология нефти и газа»

Корректурa кафедры литологии и геологии горючих ископаемых

Подписано в печать

Бумага писчая. Формат 60x84 1/16. Печать на ризографе

Печ. л. Уч. изд. л. Тираж 150 экз. Заказ №

Издательство УГГУ

620144, г. Екатеринбург, ул. Куйбышева, 30.

Уральский государственный горный университет

Лаборатория множительной техники