

ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО ОБРАЗОВАНИЮ
Государственное образовательное учреждение высшего профессионального образования
«ТОМСКИЙ ПОЛИТЕХНИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»

А.В. Ежова

ЛИТОЛОГИЯ

*Допущено Министерством образования и науки
Российской Федерации в качестве учебника
для студентов высших учебных заведений,
обучающихся по специальности «Геология нефти и газа»
направления подготовки «Прикладная геология»*

2-е издание

Издательство
Томского политехнического университета
2009

УДК 552.5(075.8)

ББК 26.31я73

Е41

Ежова А.В.

Е41 Литология: учебник / А.В. Ежова; Томский политехнический университет. – 2-е изд. – Томск: Изд-во Томского политехнического университета, 2009. – 336 с.

ISBN 5-98298-498-1

В учебнике освещены общие закономерности литогенеза; приведены сведения о составе и распространении осадочных пород; охарактеризованы генетические признаки фаций разного типа; даны общие представления об осадочных формациях; рассмотрены условия, благоприятные для формирования и размещения региональных нефтегазоносных комплексов, природных резервуаров, пород-коллекторов и флюидоупоров.

Учебник предназначен для студентов, обучающихся по специальности 130304 «Геология нефти и газа».

УДК 552.5(075.8)

ББК 26.31я73

Рецензенты

Доктор геолого-минералогических наук, профессор
зав. лабораторией геохимии и пластовых нефтей
ОАО «ТомскНИПИнефть ВНК»

И.В. Гончаров

Доктор геолого-минералогических наук, профессор
зав. кафедрой петрографии ТГУ

А.И. Чернышов

ISBN 5-98298-498-1

© Томский политехнический университет, 2007

© Ежова А.В., 2007

© Оформление. Издательство Томского
политехнического университета, 2009

ПРЕДИСЛОВИЕ

Учебник «Литология» написан в соответствии с программой одноименной дисциплины для студентов специальности 130304 «Геология нефти и газа». Необходимость создания этого учебника обусловлена тем, что в библиотеках практически отсутствует литература по литологии, изданная в 80–90-х годах, а новые учебники и учебные пособия издаются небольшими тиражами и поэтому мало доступны студентам, особенно заочникам.

Учебник предназначен для изучения основных закономерностей осадочного процесса, благоприятных для формирования залежей углеводородов. Учебник включает в себя следующие разделы:

- основы литогенеза – посвящается вопросам теории породообразования, выявлению общих закономерностей осадочного процесса, постседиментационным преобразованиям осадочных пород;
- петрография осадочных пород – рассматриваются вопросы классификации, состава и генезиса осадочных пород;
- основы фациального анализа – рассматривается генетическое значение минералогического состава, структурно-текстурных признаков, органических остатков, формы осадочных тел; даются методы палеогеографических реконструкций;
- условия образования осадочных толщ – приводится детальная характеристика континентальных, морских и переходных фаций;
- литология природных резервуаров – рассматриваются условия, благоприятные для формирования и размещения региональных нефтегазоносных комплексов, а также вопросы формирования природных резервуаров и ловушек углеводородов, пород-коллекторов и пород-флюидоупоров.

Отличительными особенностями учебника А.В. Ежовой «Литология» является: компактное логичное обобщение и систематизация положений, приводимых в ранее опубликованных изданиях, справочниках, монографиях; изложение новых представлений с использованием материалов, полученных автором в процессе литологических, фациальных исследований и изучения пород-коллекторов; привлечение изображений пород в виде образцов и шлифов из коллекций, составленных автором; обилие графических изображений в виде многочисленных фотографий образцов пород, шлифов, а также таблиц, схем, фотографий геологических объектов, отображающих разные стадии литогенеза в зависимости от климата, тектонической обстановки и постседиментационных преобразований. В списке литературы указаны основные источ-

ники, которые могут быть использованы студентами для углубленной и самостоятельной работы. В дополнительный список включены издания, в которых с разной детальностью освещаются вопросы, не включенные в программу учебной дисциплины, но имеющие большое прикладное значение для литологических и фациальных исследований. Отдельно приведён список изданий, которые входят в комплект учебно-методической литературы по дисциплине «Литология» и научно-популярных изданий, которые использованы для иллюстрации внутренних и внешних геологических процессов Земли.

Учебник подготовлен на кафедре геологии и разработки нефтяных месторождений Томского политехнического университета.

Автор выражает искреннюю признательность геологам (в большинстве – выпускникам кафедры), благодаря которым были получены материалы для литолого-фациальных исследований и формирования учебных коллекций по дисциплине «Литология»: В.Г. Чертенкову, В.И. Васильеву, А.Е. Растрогину, А.И. Березовскому, М.А. Городникову, Г.И. Тищенко, Л.И. Егоровой, Н.А. Брылиной, Л.С. Бабиковой, Э.С. Крец, О.Н. Сухановой, М.С. Паровинчаку, Ю.Я. Ненахову, Н.П. Ковалёвой, А.Ю. Чикишеву, Ю.А. Чикишеву, В.А. Резниченко, Р.В. Гордееву, С.И. Седунову, М.А. Дронову.

Автор выражает глубокую благодарность Т.Г. Перевертайло, А.А. Батретдинову, Е.Н. Осиповой, А.В. Осипову и особенно Л.В. Батретдиновой за оказанную помощь в оформлении учебника, а также канд. геол.-мин. наук, доценту В.К. Бернатонису и доктору геол.-мин. наук, профессору В.П. Алексееву за поддержку и ряд ценных советов.

ВВЕДЕНИЕ

Литология – наука о современных осадках и осадочных породах. Название её происходит от греческих слов: «литос» – камень, «логос» – учение. Это – одна из фундаментальных наук геологического цикла. Она всё шире внедряется в различные области геологических исследований, появляются новые научные и прикладные направления, связанные с литологией. В нефтегазовой литологии одними из главных направлений являются литология природных резервуаров, нефтегазопромысловая литология, литолого-фациальный, формационный анализ и т.д.

Литология тесно связана с другими науками геологического цикла – стратиграфией, палеонтологией, петрографией, кристаллографией, минералогией, исторической геологией, учением о нефти, геохимией и др. В последние годы от литологии отделилась и получила быстрое развитие наука «Седиментология», изучающая обстановки современного осадконакопления в самых разнообразных физико-географических условиях. Данные этой науки позволяют реконструировать обстановки осадконакопления в прошлые эпохи.

В своем развитии литология как геологическая наука прошла 4 этапа:

1. **Изучение осадочных отложений как составной части стратиграфического разреза.** Происходило накопление фактического материала по современным осадкам и некоторым осадочным породам. Среди методов исследования преобладало визуальное описание с простейшими физическими и химическими испытаниями.
2. **Сбор данных по осадочным породам и их предварительная интерпретация.** Продолжалось накопление фактического материала, совершенствовалась методика исследования.
3. **Развитие петрографии осадочных пород как самостоятельной дисциплины с упором на микроскопические методы исследования и лабораторные анализы несцементированных осадков.** На этом этапе, наряду с совершенствованием методов исследования, появляются крупные теоретические обобщения, касающиеся принципов слоеобразования, цикличности осадочного процесса, учения о фациях и т.д.
4. **Трёхмерный анализ осадочных отложений как современных, так и древних.** В этот период основное внимание уделяется изучению факторов, благоприятных для формирования и размещения осадочных пород, содержащих разнообразные полезные ископаемые, прежде всего, каустобиолиты, или горючие полезные ископаемые, имеющие огромное значение в народном хозяйстве.

Более подробно об истории литологии как науки и о заслугах выдающихся ученых в её развитии изложено в трудах [1, 3, 8, 10, 12].

По имеющимся статистическим данным 85–90 % ежегодного производства минеральных ресурсов приходится на осадочные породы и рудные месторождения. При таком положении практически невозможно перечислить и рассмотреть все минеральные продукты осадочного происхождения, используемые человечеством.

Осадочное происхождение имеет минеральное топливо – природный газ, нефть, уголь и горючие сланцы. Первые две разновидности заполняют поры (пустоты) в осадочных породах, тогда как две последние представляют собой собственно осадочные породы.

Осадочные отложения являются сырьём для керамического производства и изготовления цемента. К неметаллическим полезным ископаемым осадочного происхождения относятся песок и гравий, известь, формовочный песок и песок для стекольной промышленности, диатомит. Осадочное происхождение имеют минеральные удобрения: фосфориты, калийные соли.

Руды многих металлов извлекаются из осадочных отложений. Сюда относятся большинство руд Fe и Al, некоторые руды Mn, Mg. Из россыпей добываются Sn, W, Au, Ti, Pt, драгоценные камни, а также некоторые редкие элементы, такие как Zr и Th.

Кроме перечисленных областей использования осадочных пород, необходимо отметить, что некоторые из них (особенно песчаники) являются резервуарами для хранения ценных флюидов, таких как нефть, газ, пресная вода, рассолы, из которых добывают I, Br, различные соли.

Экономическая значимость осадочных пород не исчерпывается их ценностью в качестве сырья или применения в различных целях. Образование осадков, перемещение их и отложение представляют интерес для специалистов в области инженерной геологии и геоморфологии.

ЧАСТЬ 1

ОСНОВЫ ЛИТОГЕНЕЗА

1.1. Общие сведения о процессах осадко- и породообразования

Осадочной породой называется геологическое тело, возникшее из продуктов физического и химического разрушения литосферы, в результате химического осаждения и жизнедеятельности организмов или того и другого одновременно [8]. Осадочные породы представляют собой скопления минерального или органического вещества, образующиеся в условиях земной поверхности (на дне водоемов или на поверхности суши) как результат действия экзогенных процессов.

Основными компонентами осадочных пород являются:

- обломочная часть – продукты механического раздробления горных пород различного генезиса;
- хемогенная часть – продукты химических реакций, происходивших, главным образом, в водной среде;
- биогенная часть – остатки животных и растительных организмов в виде минеральных скелетных остатков или неполностью разложившихся органических тканей;
- вулканогенная часть – продукты вулканической деятельности;
- коллоидный материал – тонкодисперсные частицы величиной 1–100 мкм (1×10^{-6} – 1×10^{-4} мм), образовавшиеся при тончайшем раздроблении обломочного материала;
- космическая часть – космическая пыль, метеориты.
- Значительный объем в осадочных породах часто составляют пустоты различного размера, заполненные жидкостями или газами.

В самом общем виде процесс образования осадочных пород можно представить в виде схемы: возникновение исходных продуктов; перенос и частичное осаждение осадочного материала на путях переноса; осаждение осадочного вещества в водных бассейнах; преобразование осадков и превращение их в осадочные породы.

Таким образом, возникновение и изменение осадочных пород представляет собой ряд последовательных и закономерных процессов, которые включают в себя комплекс механических (физических), химических и биологических превращений.

Процесс породообразования носит название **литогенеза**. Основные положения теории литогенеза изложены в трудах выдающегося ученого, академика Н.М. Страхова [45].

Согласно его представлениям, в цикле процессов образования осадочных пород выделяется ряд стадий:

гипергенез – возникновение исходных продуктов для образования осадочных пород (результаты механического разрушения, химического разложения более древних пород, жизнедеятельности организмов, вулканической деятельности);

седиментогенез – перенос и осаждение вещества;

диагенез – совокупность процессов преобразования рыхлых осадков в осадочные породы в верхней зоне земной коры.

Условия осадкообразования определяются климатом, рельефом и геотектоническим режимом территории. Из этих трех факторов наибольшее значение имеет климат. По климатическому признаку Н.М. Страхов выделил следующие типы литогенеза:

- *гумидный* – с климатом влажных зон, с положительными температурами большую часть года, с превышением количества осадков над испарением;
- *аридный* – с климатом пустынь и полупустынь, с дефицитом влаги;
- *нивальный*, или ледовый – с климатом полярных и высокогорных областей.

По источнику исходного вещества Н.М. Страхов выделил четвёртый тип литогенеза – *эффузивно-осадочный*, связанный с областями прошлой и современной вулканической деятельности.

Климатические, т.е. зональные типы литогенеза (гумидный, аридный и нивальный) установлены на суше и в водоёмах суши – озёрах, внутренних морях, а также в окраинных морях океана. Азональный (вулканогенно-осадочный) тип литогенеза характерен как для суши, так и для океана. Вообще же, для океана характерен свой, особый, тип литогенеза, который Н.М. Страхов противопоставил типам литогенеза на суше. Специфика океанского литогенеза связана с огромными масштабами океанических бассейнов, высокой дифференциацией вещества по размеру частиц, накоплением основной массы осадочного вещества в гидродинамически активной зоне течений, малой чувствительностью литогенеза к климату.

В настоящее время ряд ученых – литологов (Н.Б. Вассоевич, Н.В. Логвиненко, О.В. Япаскерт, В.П. Алексеев и др.) в понятие литогенеза включают и стадии преобразования осадочных пород [12, 8, 10, 14, 1]:

катагенез – стадия химико-минералогического преобразования осадочных пород при погружении их в более глубокие горизонты литосферы;

метагенез – стадия глубокой переработки осадочных пород в условиях повышающихся давления и температуры и предшествующая метаморфизму.

Продолжительность процесса породообразования зависит от состава осадочного материала и может достигать сотен тысяч лет. Наступающая затем стадия существования породы может продолжаться сотни миллионов лет. Завершается эта стадия разрушением осадочной породы в случае выхода её на поверхность или превращением её в метаморфическую в случае глубокого погружения (рис. 1).

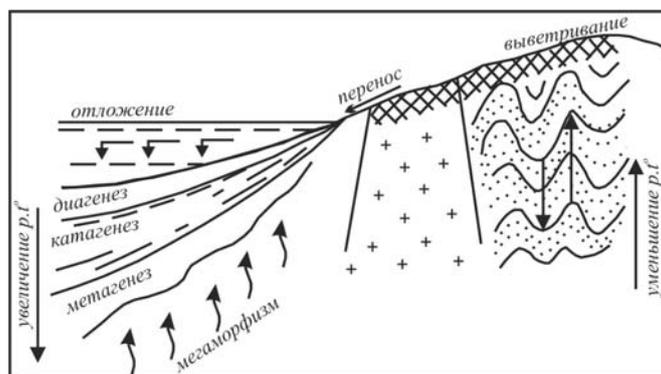


Рис. 1. Схема этапов образования и преобразования осадочных пород, по Р.С. Безбородову, 1989 [3]

1.2. Стадия гипергенеза

Стадия гипергенеза представляет собой первый (подготовительный) этап образования осадочных пород. Гипергенез (выветривание) – разрушение материнских пород на поверхности Земли и в её приповерхностной зоне. В зависимости от того, какие факторы воздействия на породы являются главными, различают физическое и химическое выветривание.

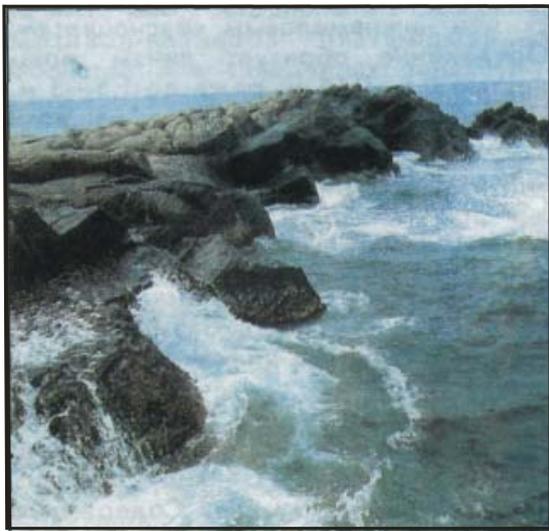
Физическое выветривание выражается в механическом разрушении минералов и горных пород при изменении температуры, ударах и истирании.

Благодаря разным тепловым свойствам и анизотропии минералов, колебания температуры вызывает изменение объема минералов и ослабление связей между ними. В результате этого в породе появляются мелкие трещинки, в них попадает вода, которая, замерзая, расширяет их. Горная порода становится трещиноватой и разделяется на части или обломки. Обломки, отделяясь от общей массы породы, сосредотачиваются на разрушаемой поверхности и при малейших сотрясениях или под влиянием силы тяжести падают к подножью склонов, разбиваясь на более мелкие частицы (рис. 2). Продукты выветривания на склонах называются *делювием*, а у подножья склонов – *коллювием*.



*Рис. 2 Конусы осыпания, образующиеся в результате выветривания.
Горный Алтай. Фото А.В. Осипова*

Большую работу производят текущие воды и волны прибоя, разрушающие прибрежные коренные породы (рис. 3).



а



б

*Рис. 3. Разрушающее действие прибоя на прибрежные породы:
а) Восточное побережье Каспийского моря [60, т. 5];
б) побережье Австралии [87]*

Этот процесс, называемый *абразией*, приводит к образованию отдельных останцов, состоящих из наиболее крепких пород (рис. 4).



Рис. 4. Группа абразионных островов. Камчатка [94]

Движущиеся ледники сглаживают свое ложе, механически раздробляя горные породы (рис. 5) и оставляя глубокие борозды на крупных глыбах (рис. 6).



Рис. 5. Валунное поле, образованное при механическом дроблении коренных пород движущимся ледником. Эстония [60, т. 5]

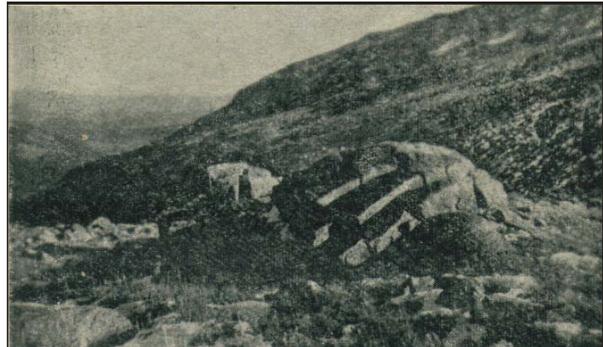
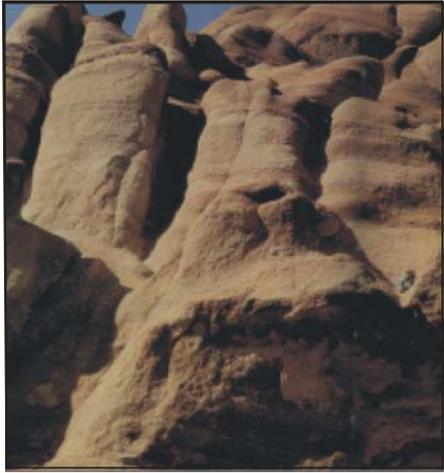


Рис. 6. Бараний Лоб с ледниковыми шрамами, по А.М. Горбачеву, 1973[24]

Деятельность ветра вызывает явления *дефляции* (выдувания, развевания частиц) и *корразии* (обработки горных пород переносимыми ветром обломками). В результате образуются разнообразные причудливые формы эолового рельефа (рис. 7) и останцы выветривания (рис. 8).



а

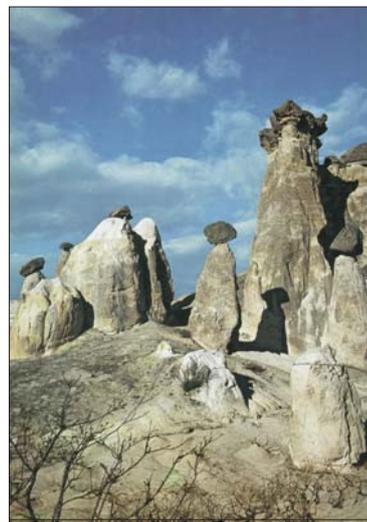


б

*Рис. 7. Формы золотого рельефа:
а) Камчатка [94]; б) Якутия [87]*



а



б

*Рис. 8. Останцы выветривания:
а) Хабаровский край [60, т. 1]; б) Турция [80]*



Органическая жизнь механически разрушает горные породы различными путями. Корневая система растений действует так же, как и замерзающая вода: корни, увеличиваясь в объеме в процессе роста, развивают в трещинах давление и разрывают породу (рис. 9).

Рис. 9. Участие растений в процессах физического выветривания. Кавказ, берег р. Куры, по А.М. Горбачеву, 1973 [24]

Физическое выветривание приводит к образованию обломков пород и минералов различной величины – от крупных глыб диаметром в несколько метров до тонких частиц размером менее 0,005 мм (рис. 10).



Рис. 10. Продукты физического выветривания. Казахстан.
Фото Т.Г. Перевертайло

Продукты механического раздробления в виде обломков различной формы и размера, а также коллоидные частицы представляют собой уже готовый осадочный материал.

Химическое выветривание играет большую роль при образовании осадочного материала. Основными действующими силами этого процесса являются вода, кислород, углекислый газ, а также гуминовые и минеральные кислоты.

1. Вода является главным фактором химического выветривания, благодаря своим физико-химическим свойствам.

- Вода – растворитель многих природных минеральных и органических соединений. Её растворяющая способность определяется полярной природой молекул воды. Атомы водорода и кислорода в молекуле воды соединяются с помощью ковалентной асимметричной связи (рис. 11). При этом атом кислорода «оттягивает» к себе большую часть электронного облака. Это даёт сильно электроотрицательному атому кислорода дополнительный отрицательный заряд за счёт присоединения электронов атомов водорода. Последние приобретают положительный заряд. Таким образом, молекулы воды обладают полюсами и являются электрическими диполями, т.е. обладают полярностью. Эта полярная природа молекул и обуславливает эффективную растворяющую способность воды по отношению к веществам с ионным типом связи (рис. 12).

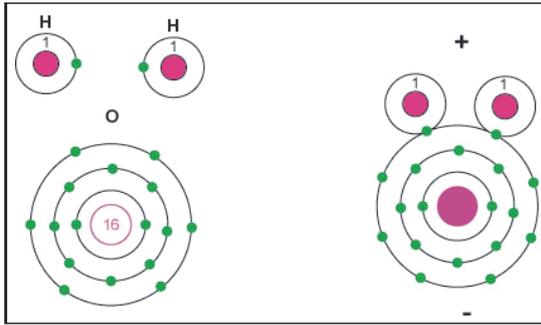


Рис. 11. Образование полярной молекулы воды посредством ковалентных связей

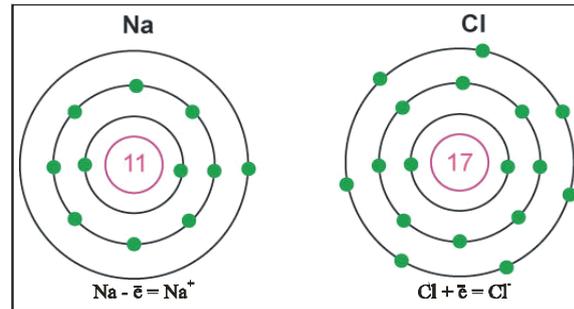


Рис. 12. Ионный тип связей

Положительные и отрицательные концы диполей молекул воды присоединяются, соответственно, к отрицательным и положительным ионам вещества, нейтрализуя их заряды, в связи с чем происходит отрыв атомов, способствующий растворению вещества.

- Молекулы воды ориентируются относительно друг друга посредством водородных связей. С их помощью образуются тетраэдрические группы из четырёх молекул. Такие группировки молекул воды обуславливают её способность проникать по тончайшим капиллярам в породу.
- Вода – слабый электролит, диссоциирующий на ионы H^+ и OH^- при любых температурах, однако, обычно степень диссоциации очень мала. При комнатной температуре в 1 литре дистиллированной воды содержится лишь 10^{-7} молей ионов водорода и столько же ионов гидроксила. Содержание ионов H^+ определяет меру кислотности воды. Кислотность принято выражать в виде отрицательного логарифма концентрации ионов H^+ , выраженной в граммах на литр. Его называют величиной pH.

При $\text{pH} = 7$ реакция воды нейтральная

$\text{pH} > 7$ – щелочная

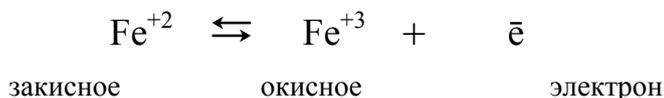
$\text{pH} < 7$ – кислая

- В водных растворах многие вещества вступают с водой в реакцию обменного разложения, называемого гидролизом, когда небольшие сильно заряженные ионы H^+ замещают катионы металлов в кристаллических решётках, а ионы OH^- могут соединяться с замещёнными катионами.

2. Вторым важным фактором химического выветривания является кислород.

Воздействие кислорода на минералы называется **окислением**. В случае отсутствия кислорода, например, в сероводородной среде, происходит **восстановление** вещества.

Окисление влечёт за собой потерю электронов элементами или ионами и приводит к увеличению их положительного заряда или к уменьшению отрицательного. При восстановлении наблюдается обратная картина. Например, в обратимой реакции Fe закисное может окисляться с потерей электрона:



В поверхностных водах наиболее важным природным окисляющим агентом является растворённый кислород, вследствие его очень высокой электроотрицательности (шесть электронов на внешней орбите).

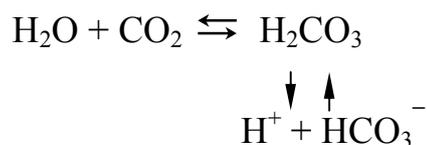
Мерой окисления или восстановления вещества является окислительно-восстановительный потенциал Eh, измеряемый в милливольтгах. При положительных значениях Eh – среда окислительная, при отрицательных – восстановительная. Чем выше абсолютная величина Eh, тем выше степень окисления или восстановления.

Большинство элементов в зоне выветривания и в верхних частях отложенных осадков окисляется. Исключения наблюдаются в бедных кислородом заболоченных почвах, в которых в большом количестве присутствуют анаэробные бактерии. Это организмы, развивающиеся в отсутствие свободного кислорода. Области их развития – придонные участки морских и континентальных водоёмов, лишённые доступа свободного кислорода (например, глубоководные илы Чёрного моря, лиманы, солонатоводные озёра, болота).

В практике литологических исследований обстановка считается окислительной, если породы имеют бурую, красную, оранжевую окраску или оттенок. Эти цвета обусловлены наличием окисного железа (Fe^{+3}). Серый, чёрный, зеленовато- и голубовато-серый цвет связан с наличием в породах закисного железа (Fe^{+2}), а также присутствием тонкодисперсного органического вещества. Эти цвета являются признаком восстановительной обстановки.

3. Третьим важным фактором химического выветривания является углекислый газ, растворённый в воде, или углекислота.

Свободный углекислый газ, соединяясь с водой, образует угольную кислоту, которая при диссоциации резко повышает кислотность среды в ходе реакции:



Источником углекислоты является жизнедеятельность организмов, разложение органических остатков и карбонатов, а также вулканическая деятельность. Особенно много углекислоты в болотных водах и торфяниках.

4. *Четвёртым агентом химического выветривания является работа гуминовых кислот*, образующихся при разложении органических веществ, в основном животного происхождения. Особенно велика их роль во влажных заболоченных районах с умеренным и жарким климатом.

5. *Пятый фактор химического выветривания проявляется в районах активной вулканической деятельности*. Из недр Земли поступают газы: хлор (Cl), фтор (F), серный ангидрит (SO₃), сернистый ангидрит (SO₂) и др. Они вступают в реакцию с водяными парами и образуют минеральные кислоты, способные разлагать минералы и горные породы.

Таким образом, химическое выветривание приводит к изменению минералов глубинных зон Земли, превращению их в минералы, устойчивые на земной поверхности. Происходит изменение сложных соединений, превращение их в более простые.

Биологическое выветривание сводится к механическому и химическому изменению пород, вызываемому жизнедеятельностью организмов. Биологические факторы играют важную роль в своеобразном типе выветривания – почвообразовании.

Минералы имеют разную **устойчивость** к внешним воздействиям, зависящую от их состава и свойств. Различают механическую и химическую устойчивость. Они взаимно связаны и влияют друг на друга.

Механическая устойчивость зависит от твёрдости, спайности и других физических свойств, а также от степени выветрелости минерала. *Химическая* устойчивость минералов зависит от состава, строения и степени дисперсности минералов, а также от характера среды и времени пребывания минералов в этой среде.

Прямым показателем устойчивости минералов является способность выветриваться (или, наоборот, противостоять выветриванию). При сравнении содержания минералов в породах и продуктах их выветривания установлено, что наименее устойчивыми к выветриванию являются минералы с высокими начальными температурами их образования. К ним относятся оливин, пироксены, амфиболы, плагиоклазы, биотит. Устойчивыми минералами являются кварц, калиевые полевые шпаты, циркон, гидроксиды железа, мусковит.

Большую роль при выветривании минералов играет фактор дисперсности. Так, полевые шпаты, устойчивые к воде и соляной кислоте, измельчённые в порошок (диаметр менее 0,002 мм), заметно растворяются в воде и почти полностью растворяются в соляной кислоте.

Одним из показателей химической устойчивости минералов является их растворимость в воде. При повышении давления и температуры растворимость минералов в воде, как правило, возрастает. Ещё более интенсивно минералы растворяются в кислотах. Природные воды часто содержат растворы различных кислот – угольной, серной, гуминовой и др. И, хотя эти растворы обычно имеют малую концентрацию, наличие их является важным фактором химического выветривания.

Таким образом, способность минералов по-разному противостоять внешним воздействиям приводит к тому, что в процессе выветривания происходит концентрация устойчивых минералов и уменьшение содержания (вплоть до полного исчезновения) неустойчивых минералов в продуктах выветривания.

В неоднородных по минералогическому составу породах в процессе выветривания происходит выщелачивание легкорастворимых минералов и образование пустот, т.е. проявляется избирательный характер выветривания (рис. 13).



Рис. 13. Избирательный характер выветривания в толще глинисто-карбонатных сланцев. Казахстан.

Фото Т.Г. Перевертайло

Продукты выветривания по отношению к коренным породам делятся на остаточные – оставшиеся на месте разрушения, и перемещенные – унесенные с мест разрушения в результате действия силы тяжести, атмосферных осадков и др.

Горная порода, подвергшаяся процессам выветривания и оставшаяся на месте своего первоначального залегания, называется *элювием*. По свойствам и внешнему виду элювий резко отличается от материнской породы, из которой он образовался. Это рыхлые образования, которые прослеживаются на глубине от нескольких миллиметров до де-

сятков метров. Мощность элювия обусловлена рядом факторов, главными из которых являются прочность пород, подвергшихся процессам выветривания, и интенсивность этих процессов.

В дальнейшем отдельные обломки горных пород, слагающих элювий, могут скатываться по склонам к их основанию. Часть их задерживается на склонах. Перемещение продуктов выветривания происходит под действием силы тяжести, дождевых потоков, талых вод. Формируется *делювий* и *коллювий* (рис. 14).

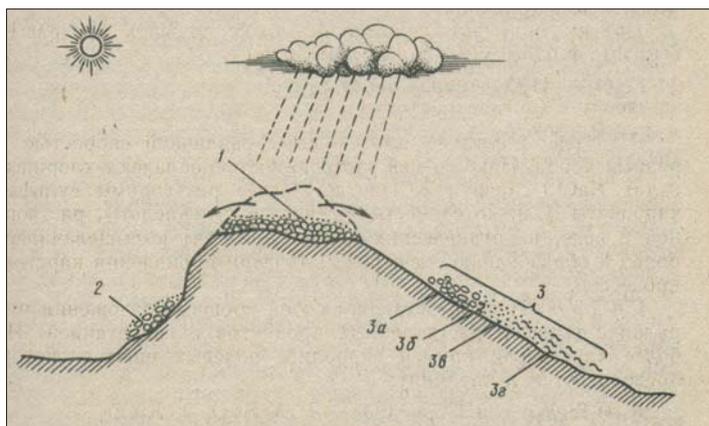


Рис. 14. Схема образования элювия (1), коллювия (2) и делювия (3), по В.С. Мильничуку и М.С. Арабаджи, 1989 [35]:
3а – щебень; 3б – дресва;
3в – супесь; 3г – суглинок

Совокупность продуктов разрушения, как остаточных, так и перемещенных, называется *корой выветривания*. Она развивается на различных по составу и происхождению горных породах. В зависимости от рельефа местности, состава пород и климатических условий мощность коры выветривания меняется от нескольких сантиметров до ста и более метров. Различный химический и минералогический состав коры выветривания, обусловленный неодинаковым составом выветриваемых горных пород и условиями выветривания, позволяет выделить несколько типов коры выветривания. Пример коры выветривания в районах с тропическим климатом показан на рис. 15.

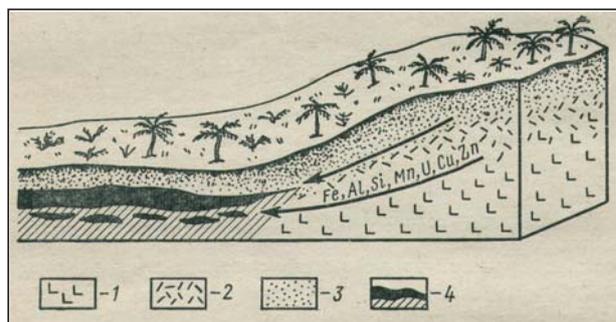


Рис. 15. Схематический разрез тропической коры выветривания [24]:

- 1 – коренные (материнские) породы;
- 2 – слабо измененные породы;
- 3 – продукты глубокого преобразования;
- 4 – переотложенные продукты выветривания

Образование коры выветривания, помимо климата и ландшафта, определяется характером тектонических движений. В областях устой-

чивого опускания происходит накопление осадков, поэтому кора выветривания не образуется. В районах быстрого поднятия и сильно расчленённого рельефа формированию коры выветривания препятствует энергичная денудация. Наиболее благоприятным режимом тектонических движений для образования мощной коры выветривания является медленное поднятие или стабильное положение территории.

Таким образом, в процессе выветривания образуются:

- обломочный материал;
- новые устойчивые в условиях поверхности Земли минералы;
- коллоидные и истинные растворы.

1.3. Стадия седиментогенеза

Вслед за выветриванием и одновременно с ним происходит перенос и осаждение вещества, т.е. образование осадков. Характер процессов осадкообразования, их направление и интенсивность определяются геологическими и физико-географическими условиями – рельефом и климатом. В связи с этим в разных климатических зонах осадкообразование проявляется по-разному.

1.3.1. Осадкообразование в областях с гумидным климатом

Главными агентами переноса и осаждения обломочного материала являются текущие воды, второстепенными – ветер, сила тяжести и деятельность организмов.

Перенос и отложение дождевыми и талыми водами. Продукты выветривания, накапливающиеся на склонах гор и возвышенностей, перемещаются дождевыми и талыми водами по мере возникновения этих потоков и на небольшие расстояния. В связи с этим обломочные частицы слабо окатаны и плохо отсортированы. Они находятся то в воздухе, то в воде. В результате образуются *делювиальные* (склоновые) и *пролювиальные* (у подножья склонов) осадки.

Эти отложения характеризуются своеобразной потоковой слоистостью, т.е. чередованием косых однонаправленных и горизонтальных серий слоёв. Косые, крутонаклонённые серии грубого материала – результат действия временного потока, а горизонтальные серии, сложенные более тонким материалом – осадки временных водоёмов.

В горах проливные дожди или быстрое таяние снега приводят к образованию бурных потоков – селей. Эти грязевые потоки стремительно переносят и отлагают огромное количество обломочного материала

на предгорных равнинах. Отложения грязевых потоков отличаются от других осадков полным отсутствием сортировки.

Перенос и осаждение обломочного материала речными водами. Совместно с временными потоками огромную работу по транспортировке и отложению продуктов разрушения совершают реки – стабильные водные потоки, скорость течения которых определяется рельефом земной поверхности. В горных районах углубление рельефа, где располагается русло, имеет вытянутую протяженную форму, а в равнинных условиях русло с многочисленными притоками образует сложную речную систему (рис. 16).

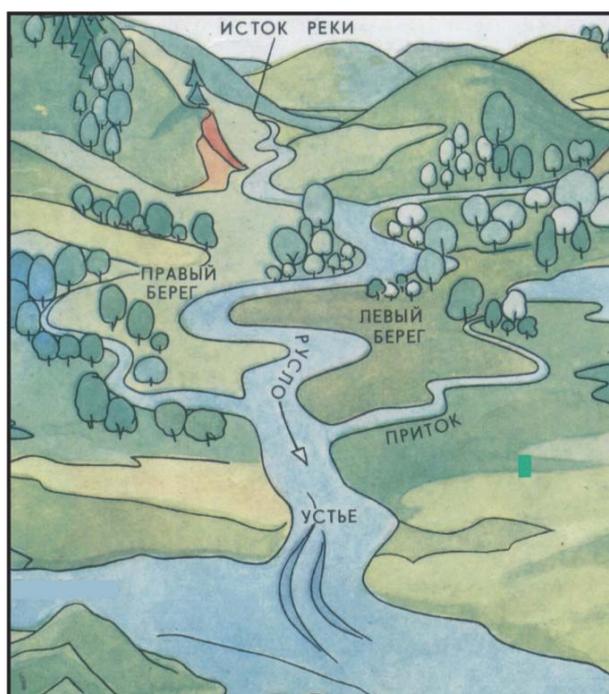


Рис. 16. Схема речной системы от истока в горах до устья на равнине

Транспортирующее значение реки зависит от скорости её течения, которая изменяется в широких пределах. Для равнинных рек максимальная скорость течения составляет 1,5–1,6 м/сек, для горных – 5–8 м/сек. Речные воды переносят осадочный материал в растворенном виде, волочением по дну и во взвешенном состоянии. Соотношения переносимого материала названными способами для горных рек равно 100 : 86 : 622; для равнинных – 100 : 4 : 53 [7].

При минимальной скорости течения, необходимой для перемещения обломков, переносятся единичные частицы с повышенных участков дна в пониженные, в результате чего поверхность дна становится более или менее ровной. Когда скорость движения воды увеличивается в

2–2,5 раза, начинается перемешивание частиц. На дне реки возникают гряды, длина и высота которых для горных рек составляет 100–140 м и 2–4 м, а для равнинных – 20–30 м и 0,3–1,0 м. Гряды имеют асимметричную форму: склон, обращённый против течения, – пологий, по течению – крутой. При перемещении гряд по течению реки возникает характерная для аллювиальных отложений косая однонаправленная слоистость (рис. 17).

Осадки равнинных рек сложены главным образом песчаными и глинисто-алевритовыми отложениями, в реках горных областей широко распространены галечниковые и валунные отложения (рис. 18).

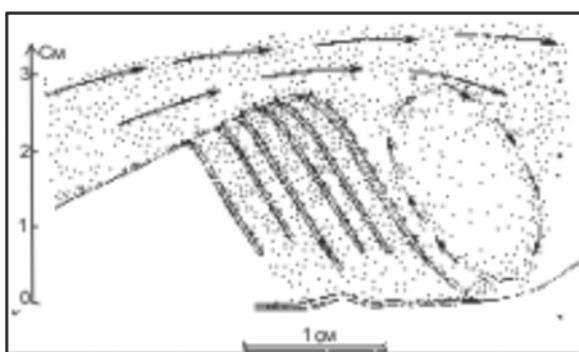


Рис. 17. Образование косых слойков на переднем, крутом склоне песчаного вала, по А.А. Вейхеру, 1948: из [39]



Рис. 18. Валунный и галечный материал, накопившийся в результате транспортирующей деятельности горной реки [87]

В процессе перекачивания по дну обломочные частицы приобретают округлую форму. Степень окатанности зависит от дальности переноса и свойств самих обломков. Сортировка обломочного материала в реках осуществляется недостаточно хорошо. Это объясняется большими изменениями в скорости течения.

Большая часть наносов откладывается в устьях рек, образуя обширные дельты. Благоприятным условием для формирования дельт является мелководность морского бассейна.

Перенос и осаждение обломочного материала в водных бассейнах. В морские и озёрные бассейны поступают с суши растворённые в воде вещества и часть обломочного материала, не осевшего на путях

переноса. Значительная масса обломочного материала попадает в водоёмы в результате размыва берегов.

Главными агентами переноса вещества в водных бассейнах являются течения и волнения.

Течения возникают в результате разнообразных причин:

- ветра, вызывающего постоянные и периодические течения (дрейфовые);
- различия в плотности воды (конвекционные);
- различия уровней в соседних бассейнах (сточные);
- благодаря приливам и отливам (приливно-отливные).

Течения вовлекают в кругооборот почти всю толщу воды шельфа до глубины 200–250 м, иногда до глубины 1000–2000 м. Скорость морских течений изменяется в широких пределах: от 0,01 до 3,0 м/сек.

Наиболее интенсивно деятельность течений проявляется в периферической части бассейнов, которая является областью береговых и циркулярных течений. Существуют также транзитные течения (типа Гольфстрим), переносящие осадочный материал. Центральные части многих бассейнов лишены течений. Это халистатические зоны.



Рис. 19. Прибрежно-морское мелководье [87]

Работа морских течений сочетается с деятельностью волн, причиной возникновения которых являются ветры. Ветровая волна, периодически взмучивая донный осадок, оставляет на его поверхности знаки ряби (рис. 19). Постоянно воздействуя на осадок, ветровая волна сортирует его по величине частиц, формирует текстуру и переносит осадочный материал.

Подходя к берегу под косым углом, ветровая волна выбрасывает на берег обломочные частицы, которые смываются обратным током воды, но уже под другим углом. Таким образом обломки передвигаются вдоль берега, это **продольное** перемещение материала.

Волна, подходящая к берегу под прямым углом, способствует формированию пляжей, это уже **поперечное** перемещение наносов.

Благодаря действию течений и, особенно, волнениям, осадок сортируется и окатывается. Пляжевые пески характеризуются хорошей сортировкой материала и наличием косой разнонаправленной слоистости.

Наряду с этим, в водных бассейнах наблюдается отложение осадка с несовершенной сортировкой обломочного материала, например, из мутье-

вых потоков (турбидитов). Последние образуются вследствие оползания больших масс осадков при землетрясениях, цунами, штормах (рис. 20).

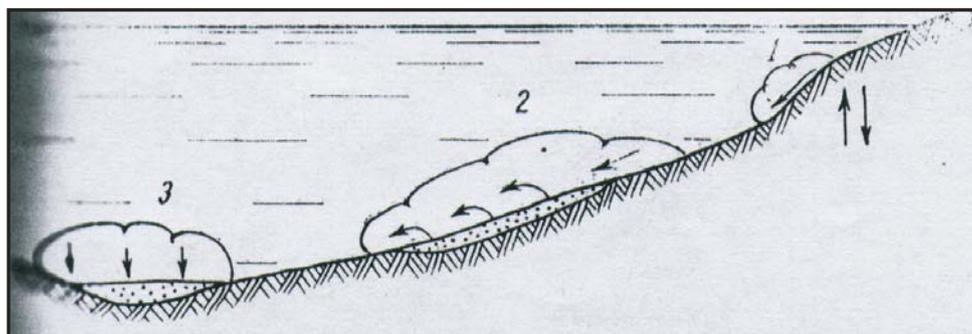


Рис. 20. Возникновение турбидитных потоков, по Р.С. Безбородову, 1989 [3]:
I фаза – возникновение мутного облака на континентальном склоне (например, в результате землетрясения); 2 – II фаза – разгон турбидитного потока при движении тяжелой суспензии вниз по склону в сторону океанических глубин, захват тяжелых осадков; 3 – III фаза – выход турбидитного потока на плоский участок дна бассейна, снижение скорости, начало осаждения принесенного потоком материала

Осаждение вещества происходит не только в текучей, но и спокойной воде под влиянием силы тяжести. Скорость осаждения в таком случае зависит от размера, плотности, формы частиц. Для этих отложений характерна горизонтальная слоистость.

Перенос и отложение коллоидов и истинных растворов. Воды рек приносят в бассейны седиментации огромное количество вещества в виде коллоидных и истинных растворов.

Коллоидные растворы (системы) – дисперсные системы, промежуточные между истинными растворами и грубодисперсными системами (суспензиями и эмульсиями). Коллоидные растворы могут быть в виде зелей (наиболее дисперсное состояние) и гелей (студенистые образования). Последние образуются после свёртывания (коагуляции) коллоидов при изменении химического состава, температуры раствора. В массовых масштабах коагуляция коллоидов наблюдается в прибрежной области моря при смешивании пресных вод с суши и солёных морских вод. Однако, при повышенной активности вод коллоидные частицы выносятся в более глубоководную зону моря и там осаждаются.

В виде коллоидов переносятся глинистые минералы, кремнезём, органическое вещество, соединения Fe, Mn, P, ряда малых элементов (V, Cr, Ni, Co и др.).

В виде *истинных* (ионных) растворов переносятся все легкорастворимые соли: хлориды, сульфаты, карбонаты, частично соединения Mn и P.

В областях с гумидным климатом осаждаются и накапливаются карбонаты, фосфаты, соединения Fe и Mn. Легкорастворимые хлориды и сульфаты остаются в растворах.

Осаждение, связанное с деятельностью организмов. Живые организмы обладают специфической способностью извлекать из растворов и концентрировать в своём теле, скелете или раковине вещества, присутствующие в растворах в количествах, иногда далёких от насыщения.

В тёплых морях, где концентрация карбоната кальция достигает насыщения и перенасыщения, процесс идёт интенсивнее. Наблюдается массовое развитие организмов с карбонатным скелетом. В таких водоёмах образуются ракушечники, коралловые рифы.

Организмы с кремневым скелетом (губки, радиолярии, диатомеи) извлекают кремнезём из холодных морских вод, хотя содержание его далеко от насыщения. Отмирая, они образуют кремнистые осадки – радиоляриевые, диатомовые илы.

Большую роль в образовании органогенных осадков играет наземная и водная растительность, концентрирующая углерод. Обширные заболоченные леса в долинах рек и на приморских равнинах дают начало торфу и ископаемым углям. Скопления фитопланктона морей и лагун приводят к формированию битумов и нефти.

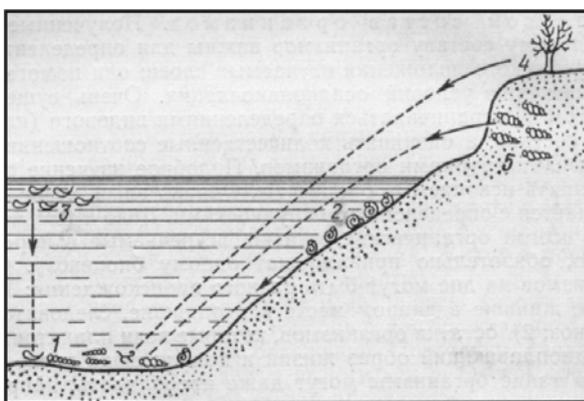


Рис. 21. Возможные источники (1–5) органических остатков в осадках на дне водоема, по Г.Ф. Крашенинникову, 1971 [7]

Органические остатки на дне могут быть разного происхождения (рис. 21):

- 1) биоценозы – прижизненные скопления организмов, обитающих вместе на определенном участке дна бассейна;
- 2) снесенные на дно донными течениями и суспензионными (мутевыми) потоками;
- 3) остатки организмов, которые вели планктонный или свободноплавающий образ жизни;

- 4) остатки наземных организмов, принесенные с прилегающей суши;
- 5) органические остатки из размытых при абразии более древних пород, слагающих берег.

1.3.2. Осадкообразование в областях аридного климата

Перенос и осаждение обломочного материала. Главным агентом переноса и осаждения обломочного материала является ветер, второстепенными – вода и сила тяжести.

Ветры возникают благодаря неравномерному нагреванию воздуха. Они переносят частицы во взвешенном состоянии и путём перекатывания. В процессе переноса обломочные частицы окатываются и сортируются по размеру. Эоловые пески – наиболее отсортированные отложения. Бесчисленные столкновения песчинок между собой и с поверхностью скал приводят к полировке их поверхности. Характерные формы рельефа – барханы и дюны, песчаные гряды и бугры (рис. 22).

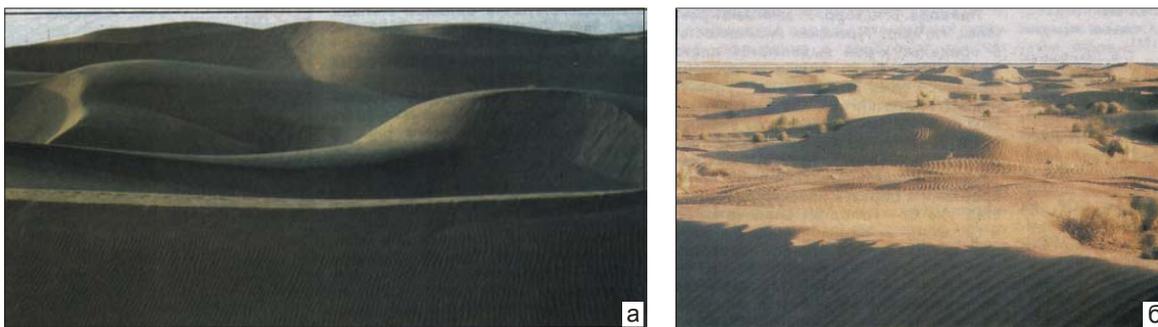


Рис. 22. Эоловые формы рельефа [60, т. 5]:
 а) барханы пустыни Каракумы;
 б) холмистый рельеф пустыни Кызылдум

Под воздействием ветра дюны и барханы перемещаются в пространстве, образуя песчаные осадки с диагональной слоистостью эолового типа (рис. 23, 24).

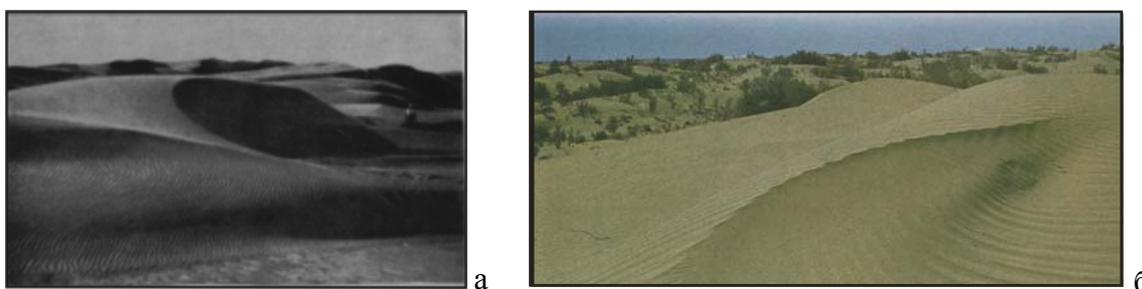


Рис. 23. Современная эоловая рябь на поверхности бархана:
 а) пустыня Каракум [87]; б) Восточный Казахстан [60, т. 5]



Рис. 24. Песчаная пустыня Средней Азии. Развеваемые подвижные пески [87]

В областях с засушливым климатом атмосферные осадки выпадают в виде кратковременных ливней. Образуются временные потоки, переносящие огромную массу разнообразного обломочного материала. У подножий гор и возвышенностей возникают веерообразные конусы выноса обломочного материала (пролювий) (рис. 25). Эти отложения неокатаны и почти не отсортированы.



Рис. 25. Конус выноса горного потока, по А.М. Горбачеву, 1973 [24]

После таяния снегов и кратковременных ливней в пониженных участках пустынь образуются временные водоёмы, которые быстро высыхают. На их месте образуются глинистые пространства с трещинами усыхания – такыры (рис. 26).

В горах часто образуются осыпи, обвалы. Обломки скапливаются у подножия гор, образуя толщи несортированных угловатых обломков – коллювий.

Перенос и осаждение растворённых веществ. Основная масса растворённого вещества поступает в аридные области через реки и подток воды из морских и океанических бассейнов в заливы и лагуны. Небольшая часть вещества поступает в результате химического выветривания в пределах самой аридной зоны.



Рис. 26. Растрескавшаяся глинистая поверхность пустыни (такыр) [87]

Преобладание испарения над количеством выпадающих осадков создаёт идеальные условия для выпаривания воды и химического осаждения вещества (рис. 27, 28).

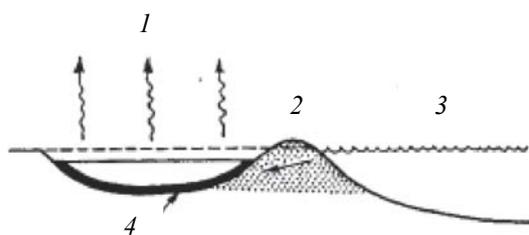


Рис. 27. Схема солеродного водоёма [43]:

- 1 – солеродный бассейн;
- 2 – проницаемый барьер;
- 3 – море;
- 4 – осадки эвапоритов

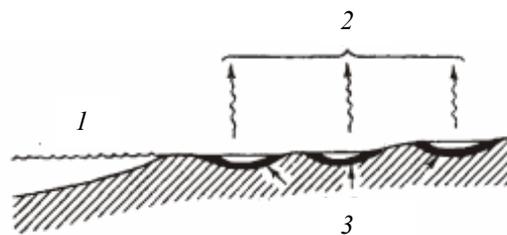
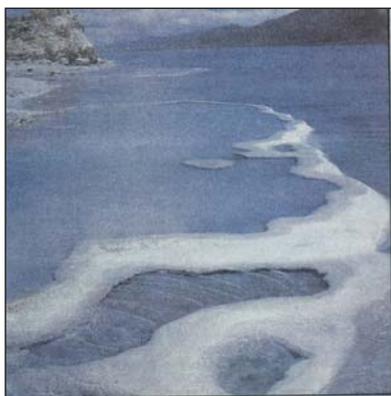


Рис. 28. Схема соляных бассейнов [43]:

- 1 – море;
- 2 – соляные бассейны;
- 3 – осадки эвапоритов



а



б

Рис. 29. Соленые озера:

- а) Чжабуе, Китай [60, т. 3]; б) Австралия [80]

Существует определённая закономерность в расположении озёр, обусловленная климатом: содовые озёра с невысокой минерализацией воды располагаются на периферии аридной зоны; сульфатные озёра с более высокой минерализацией – в полупустынях; хлоридные – в центральных частях аридных зон – в пустынях (рис. 29).

1.3.3. Осадкообразование в областях нивального климата

Главный фактор переноса – лёд (ледники и плавающие льды); второстепенные – вода по периферии ледников и сила тяжести (перемещение и накопление осадков на склонах).

Сведения о деятельности ледников относятся главным образом к современным горным ледникам. В зависимости от формы и режима различают два основных типа горных ледников: каровые и долинные. Каровые ледники (пиренейский тип) формируются в чашеобразных углублениях на склонах гор (рис. 30). Долинные ледники (альпийский тип) потоками сползают в горные долины (рис. 31).



Рис. 30. Каровый ледник.
Фото А.В. Осипова

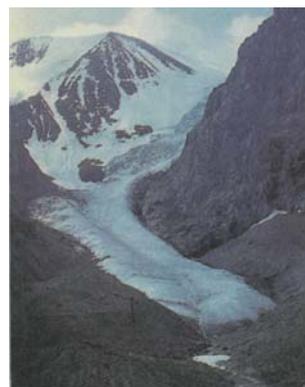


Рис. 31. Долинный ледник.
Памир [82]

Ледник при движении разрушает ложе, шлифует его выступы, царапает их обломками пород, вмёрзшими в лед, переносит на большие расстояния продукты разрушения горных пород. Материал, перемещённый ледником, имеет самые различные размеры: от тонких глинистых частиц до глыб огромного размера и массы (рис. 32). Материал отлагается при таянии и отступании ледника в виде различных *морен*: конечных, донных, срединных, боковых, поверхностных (рис. 33). Морены представляют собой смесь глины и песка с гравием и валунами. Характерная черта морен – отсутствие сортировки материала.



*Рис. 32. Конечная морена
плоскогорного ледника*

Горный Алтай. Фото А.В. Осипова



*Рис. 33. Боковая и срединная
морены долинного ледника*

С деятельностью подледниковых и приледниковых вод связано образование песчаных гряд и холмов, к которым относятся озы и камы (рис. 34), а также флювиогляциальные пески, сложенные более отсортированным материалом. Кроме того, часто формируются ленточные глины со слоистостью сезонного характера (рис. 35).

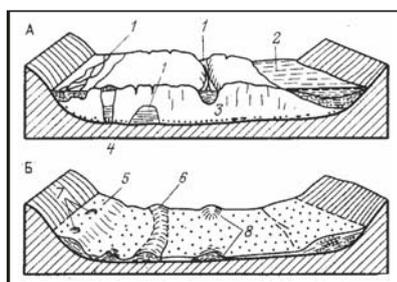


Рис. 34. Образование водноледниковых отложений[43]:

1 – поток; 2 – озеро; 3 – ледник;
4 – туннель; 5 – камовая терраса;
6 – оз; 7 – котлы; 8 – камы



*Рис. 35. Ленточная глина
по Ф.Д. Петтиджону, 1981 [9]:*

темные полосы – зимние глины,
светлые – летние алевролиты

В полярных и высокогорных областях происходит перемещение и накопление продуктов морозного выветривания на склонах, которое приводит к образованию каменных россыпей (рис. 36).



Рис. 36. Каменные россыпи в горах на о. Врангеля [87]

1.4. Осадочная дифференциация вещества

При переносе и отложении осадочного вещества осуществляется его разделение по размеру частиц, плотности, химическим свойствам. Выделяются следующие типы дифференциации:

- механическая – рассортировка обломочного материала по размеру частиц и плотности (рис. 37);
- физико-химическая – дифференциация коллоидного материала;
- хемобиогенная – осаждение и дифференциация вещества, благодаря жизнедеятельности организмов;
- химическая – осаждение и разделение вещества истинных растворов.

В водных бассейнах в различных обстановках обычно проявляются все типы дифференциации, но в определенный момент времени в данном месте преобладает один какой-либо тип дифференциации, определяя характер осадков (рис. 38).

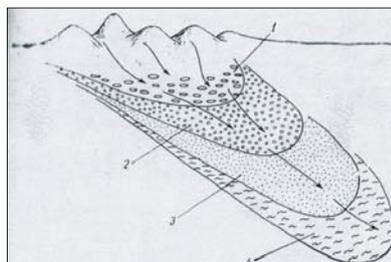


Рис. 37. Механическая осадочная дифференциация, по Р.С. Безбородову, 1989 [3]:

1 – галька; 2 – гравий;
3 – песок; 4 – алеврит

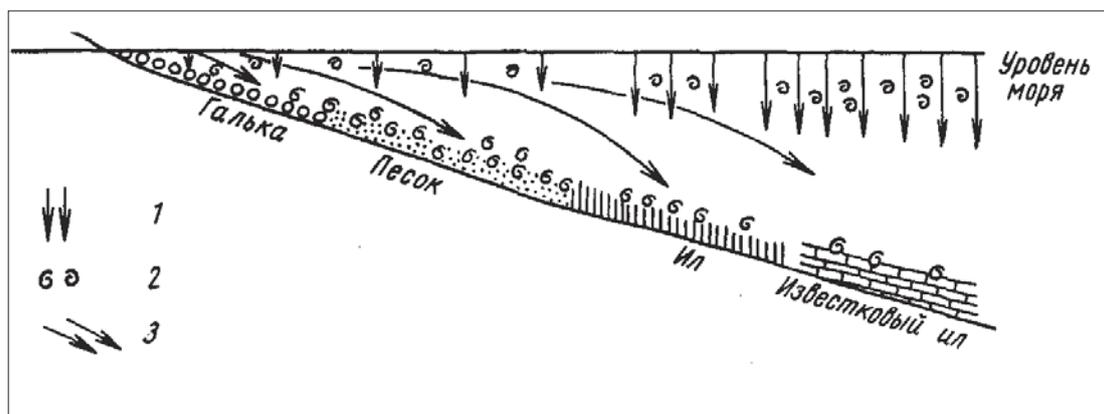


Рис. 38. Схема осадочной дифференциации вещества в водном бассейне, по Н.В. Логвиненко, 1984 [8]:

1 – хемогенная; 2 – хемобиогенная; 3 – механическая и физико-химическая

Ведущими факторами процесса дифференциации служат физико-географические условия и тектонический режим территории.

I этап начинается на суше в коре выветривания, где происходит отделение растворённых веществ от остаточных продуктов выветривания.

II этап происходит на путях переноса – это образование делювия, пролювия, аллювия, дельтовых осадков, т.е. дальнейшее отделение обломочного материала от растворённых веществ.

III этап происходит в бассейнах седиментации, где наблюдается рассортировка обломочного материала, т.е. отделение валунов, гальки, гравия, песка, алевролита друг от друга и от глинистых и растворённых веществ.

IV этап также осуществляется в бассейнах седиментации, где происходит отделение труднорастворимых соединений Fe, Mn, Al от легкорастворимых солей.

V этап осуществляется только в заливах, лагунах и озёрах аридной зоны, когда происходит осаждение и разделение легкорастворимых солей.

Наряду с дифференциацией происходит смешивание осадочного материала разного состава и различной размерности, поступающего из разных источников сноса, благодаря изменению среды, а также в результате одновременного осаждения обломочного, хемогенного и биогенного вещества в бассейнах седиментации.

1.5. Стадия диагенеза

Диагенезом называется совокупность физических и химических процессов, которые воздействуют на осадочные зёрна ниже поверхности осадка. Кроме обломочных частиц, биохимически и химически осажденных компонентов, в осадке обычно содержится кислород, растворы гидроксидов железа, марганца, кремния, а также бактерии и органическое вещество. Таким образом, осадок представляет собой сложную неуравновешенную многокомпонентную систему, подверженную различным изменениям. В диагенезе происходит уравнивание системы осадка в новых физико-химических условиях среды.

В стадии диагенеза происходит уплотнение осадка, уменьшение его влажности, образование новых минералов из иловых растворов, разложение одних минералов и возникновение других, перераспределение вещества в осадке. Вновь образованные минералы называются *аутигенными*, в отличие от *аллотигенных*, т.е. принесённых извне.

Наиболее распространенными минералами стадии диагенеза являются сульфиды железа (пирит, марказит), оксиды и гидроксиды (опал, халцедон, лимонит, гетит, гематит), карбонаты (кальцит, доломит, сидерит), фосфаты, силикаты (глауконит, хлорит, лептохлорит, каолинит, гидрослюда, монтмориллонит). Диагенетические минералы обычно характеризуются малыми размерами зерен, часто это пелитоморфные и микрозернистые образования, оолиты и сферолиты, конкреции, зерна и агрегаты, образующие цемент.

Формирование **цемента** сопровождается обильным выделением воды, переносимой из уплотняющихся илов в более пористые слои осадков. Этими водами через поры переносятся также и ионы. Из ионов поровых растворов образуются цементирующие материалы. Существует много цементирующих материалов, однако, наиболее распространенными из них являются кальцит, сидерит, кварц, гидрослюда, хлорит и др. глинистые минералы (рис. 39).

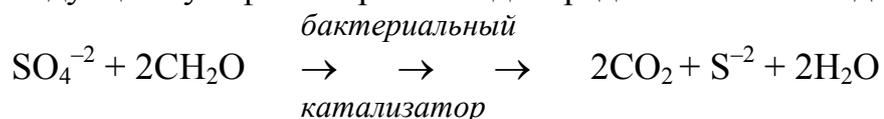
Состав аутигенных минералов, формирующихся в раннем диагенезе, зависит от физико-химических условий среды в осадке, концентрации ионов в иловых или поровых водах, количества и характера органического вещества.

В **глинистых осадках морских бассейнов** в поверхностном слое толщиной 1–5 см поселяются аэробные бактерии. В поровых водах вследствие диффузии из вышележащих морских вод сохраняется растворённый кислород. В этой зоне преобладают щёлочно-окислительные условия, в которых осаждаются окисные и гидроокисные соединения железа и марганца. Последние в изобилии поступают в виде коллоидов и оседают на морское дно.

С углублением в толщу осадков условия среды меняются. В процессе разложения органического вещества и жизнедеятельности бактерий происходит поглощение свободного кислорода иловых вод. Израсходовав весь кислород, микроорганизмы начинают извлекать его из кислородсодержащих соединений, т.е. идёт восстановление окисных и гидроокисных соединений Fe, Mn и др. элементов.

По мере ещё большего погружения осадков количество аэробных бактерий уменьшается, возрастает роль анаэробных бактерий. Происходит редукция сульфат-ионов, которые проникают из морских вод, где они содержатся в больших количествах.

Редукция сульфата морской воды представляется в виде уравнения:

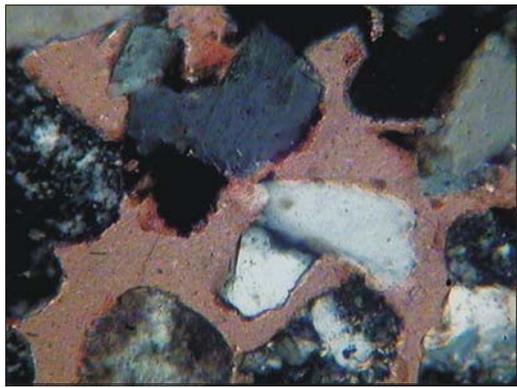


$\text{S}^{+6} \rightarrow \text{S}^{-2}$ – восстановление, т.е. уменьшение положительной валентности.

Происходит образование сероводорода H_2S , который взаимодействует с Fe^{+2} , что приводит к образованию сульфидов железа – *пириту* – FeS_2 в виде микроскопических кристаллов (рис. 40, а).

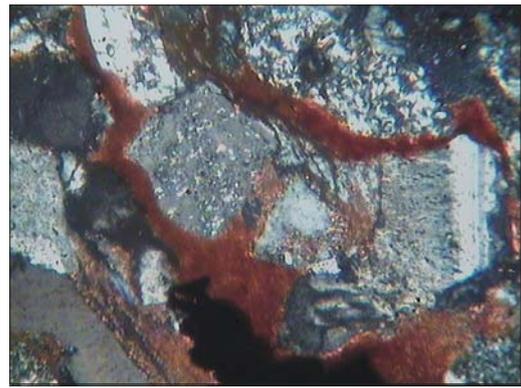
Зона сульфат-редукции охватывает верхние 50 см осадка, глубже содержание SO_4^{-2} уменьшается, реакция прекращается.

В осадках **опресненных внутренних морей и водоемов суши** образуются другие минералы. Пресные воды имеют концентрацию



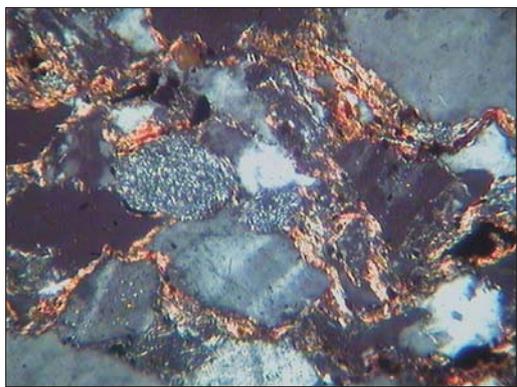
0 0,05 0,10 0,15 0,20 мм 2 ник.

Кальцитовый



0 0,05 0,10 0,15 0,20 мм 2 ник.

Сидеритовый



0 0,05 0,10 0,15 0,20 мм 2 ник.

Гидрослюдистый



0 0,05 0,10 0,15 0,20 мм 1 ник.

Хлоритовый



0 0,05 0,10 0,15 0,20 мм 2 ник.

Каолинитовый



0 0,05 0,10 0,15 0,20 мм 1 ник.

Пиритовый

Рис. 39. Диагенетические цементы в терригенных породах. Шлифы. Юра юго-востока Западной Сибири, авторская коллекция

сульфат-ионов в 300 раз меньше, чем морские. Благодаря незначительному содержанию сульфат-ионов, редукция сульфатов слабая, концентрация H_2S незначительная, поэтому в этих осадках большого количества пирита не образуется. Но при разложении органического вещества растительного происхождения кислород расходуется и образуется углекислый газ. Это приводит к тому, что при избытке соединений Fe из коллоидных растворов и уголекислоты в приповерхностных зонах образуется *сидерит* – $FeCO_3$ в виде оолитов, сферолитов (рис. 40, б). Особенно часто сидерит образуется в толще дельтовых болотных осадков.

В мелководных обломочных и глинистых осадках морей нормальной солёности, содержащих незначительное количество органического вещества, условия среды изменяются от слабовосстановительных до слабоокислительных: разложение органического вещества создаёт восстановительные условия, а частичный перемыв осадка течениями приводит к аэрации осадка и появлению окислительной обстановки. В этих условиях идёт образование *глауконита*, *хлорита*, *лептохлоритов* и *фосфоритов* (рис. 40, в, г, д).

В прибрежных морских пористых осадках, благодаря хорошей аэрации и окислению органического вещества, восстановительная обстановка не возникает, сохраняются *окисные и гидроокисные минералы* (рис. 40, е).

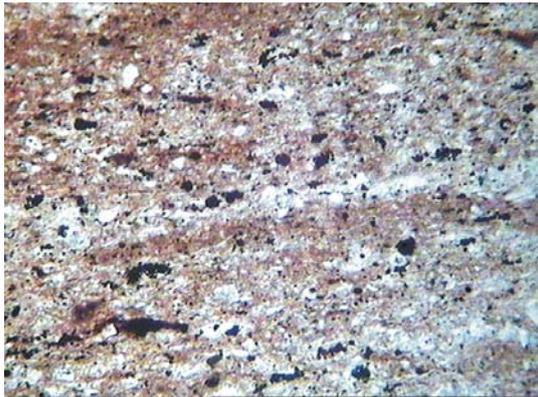
В терригенных осадках гумидной зоны (делювий, пролювий, аллювий), которые часто перекрываются водами, в поровом пространстве откладываются дисперсные глинистые минералы, а из уплотняющихся илов – различные ионы. Они совместно с *глинистыми минералами* образуют *цемент* осадков.

В песчаных осадках аридной зоны при наличии большого количества Fe^{+3} и окислительной обстановки образуются оксиды Fe (формируются пестроцветы и красноцветы) – *лимонит* и *гематит*.

В карбонатных осадках диагенез осуществляется, благодаря осаждению арагонита и высокомагнезиального кальцита из морских вод. В дальнейшем арагонит переходит в *кальцит*, высокомагнезиальный кальцит – в *доломит*.

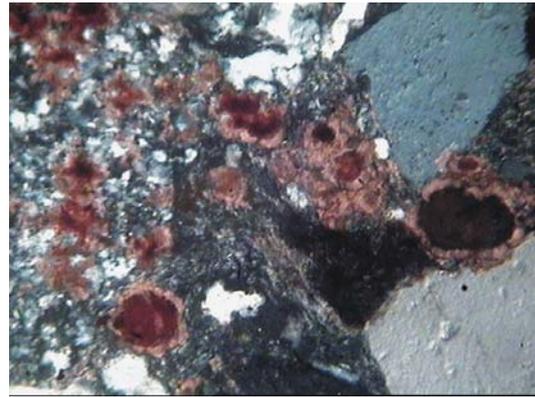
В кремнистых осадках в щелочно-окислительной обстановке происходит растворение раковин и панцирей кремнистых организмов, а затем – отложение кремнезёма из коллоидных растворов в виде сгустков опала и превращение его в *халцедон* и *кварц*.

Диагенез соляных пород определяется процессами уплотнения; происходит обезвоживание минералов и перекристаллизация. В результате эти отложения в озёрах и лагунах быстро превращаются в *каменные породы*. В зависимости от привноса ионов и других элементов образуются различные аутигенные минералы: *пириты*, *доломиты* и т.п.



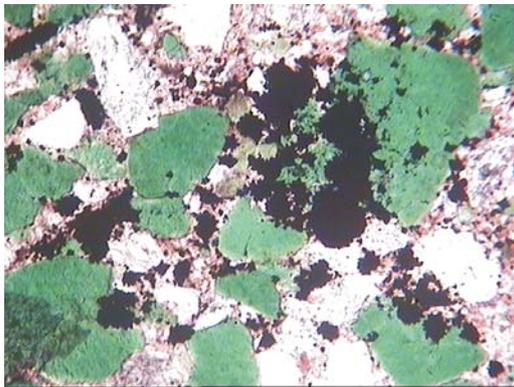
0 0,1 0,2 0,3 0,4 мм 1 ник.

а) пирит



0 0,05 0,10 0,15 0,20 мм 2 ник.

б) оолиты сидерита



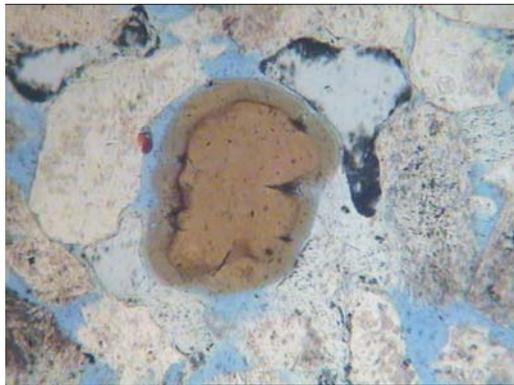
0 0,1 0,2 0,3 0,4 мм 1 ник.

в) глауконит и пирит в песчанике



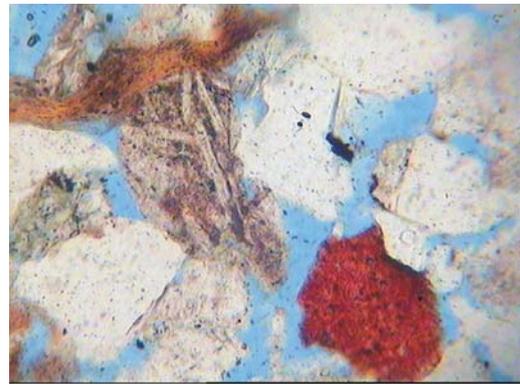
0 0,05 0,10 0,15 0,20 мм 1 ник.

г) зерно хлорита в песчанике



0 0,05 0,10 0,15 0,20 мм 1 ник.

д) лептохлорит



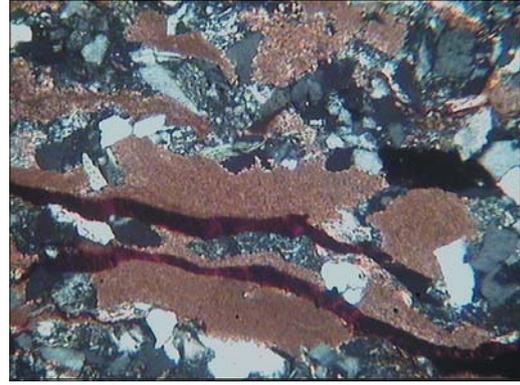
0 0,05 0,10 0,15 0,20 мм 1 ник.

е) зерно лимонита в пористом (синее) песчанике

Рис. 40. Диагенетические минералы в глинистых и терригенных породах. Шлифы. Юра и мел юго-востока Западной Сибири, авторская коллекция



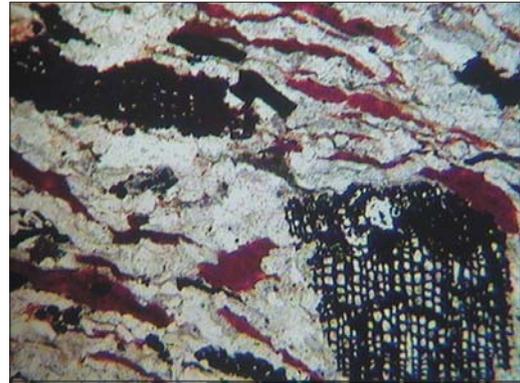
а) кристаллы и микроконкреции сидерита в песчанике



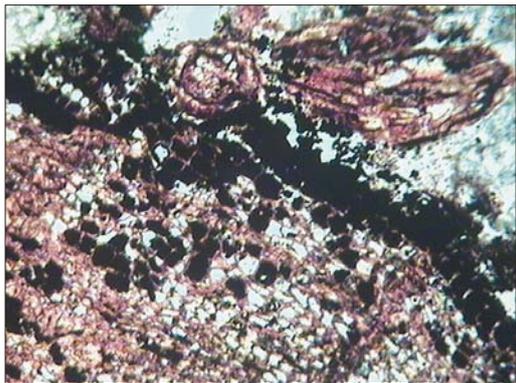
б) микроконкреции пелитоморфного сидерита и растительные остатки создают слоистую текстуру. 2 ник



в) псевдоморфоза пирита по раковине фораминиферы



г) псевдоморфоза пирита по обугленному растительному остатку



д) псевдоморфозы сидерита и пирита по растительным остаткам



е) скопление микроконкреций оксидов железа

Рис. 41. Диагенетические микроконкреции и псевдоморфозы. Шлифы. Юра юго-востока Западной Сибири, авторская коллекция

На позднем этапе диагенеза в терригенных и глинистых осадках, вследствие изменения Eh и pH и неравномерной концентрации иловых растворов в разных частях осадка происходит перераспределение диагенетических минералов: растворение их в одних местах и отложение в других. Образуются сгущения минералов – **конкреции** – стяжения минералов, имеющие состав, отличающийся от вмещающей породы, образованные в результате осаждения из водных растворов внутри породы.

В состав конкреций входит большинство минералов, образующихся при диагенезе. Широким распространением пользуются конкреции *пирита* и *сидерита* (рис. 41, а, б). Они образуются в кислых, нейтральных и слабощелочных условиях среды в глинистых и зернистых осадках при наличии закисного железа и органического вещества. Процесс их формирования регулируется концентрацией сероводорода и углекислоты. При образовании сидеритовых конкреций среда может быть слабовосстановительной до нейтральной, а для пиритовых конкреций обстановка должна быть только восстановительной.

Конкреции пирита и сидерита часто образуют псевдоморфозы по органическому остаткам – раковинам, фрагментам растений (рис. 41, в–д). Мелкие конкреции оксидов железа образуются в прибрежно-морских пористых осадках (рис. 41, е).

1.6. Стадия катагенеза

Катагенез представляет собой длительную стадию вторичных изменений осадочной породы, следующую за стадией диагенеза.

Главными действующими факторами катагенеза являются:

- температура;
- давление;
- растворённые минеральные и газообразные вещества;
- величина pH и Eh пластовых вод;
- радиоактивное излучение;
- продолжительность действия этих факторов, т.е. геологическое время.

Таким образом, катагенез в отличие от диагенеза по своей природе – процесс неорганический (физико-механический и физико-химический). Живое вещество, в частности бактерии, являющиеся одним из факторов преобразования осадков при диагенезе, во время катагенеза не играют существенной роли.

В стадию катагенеза происходит уплотнение, растворение составных частей, различные процессы минералообразования, перекристаллизация и другое изменение осадочных пород. Наиболее распространен-

ными минералами стадии катагенеза являются сульфиды железа (пирит, марказит), оксиды (халцедон, кварц, гематит), карбонаты (кальцит, доломит, сидерит), силикаты (гидрослюда, каолинит, хлориты, эпидот). Характерная черта многих минералов катагенеза – их значительные размеры и кристаллографическая форма.

Отделение воды. Воды в породах подразделяются на свободные и связанные. Свободная вода способна перемещаться в породах под действием силы тяжести или пластового давления. Связанная вода не перемещается в породах. Она удерживается на поверхности минеральных зёрен силами молекулярного притяжения.

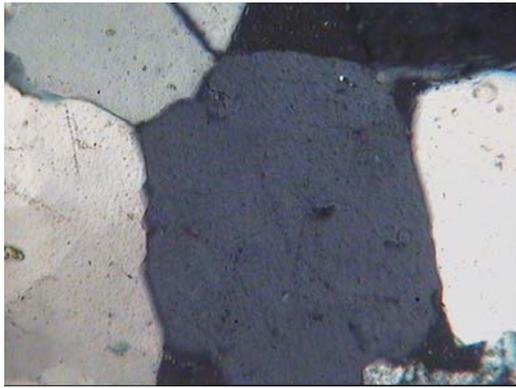
В процессе катагенеза отделяется свободная вода. Она в условиях повышенных температуры и давления способствует растворению отдельных компонентов, а также возникновению минеральных новообразований.

Уплотнение пород в начальные этапы катагенеза осуществляется в результате перегруппировки частиц, более плотной их укладки. При дальнейшем увеличении давления и наличии отжимаемых поровых растворов на контакте зёрен происходит растворение и внедрение зёрен друг в друга. Образуются контакты *конформные* (приспособление поверхности зёрен друг к другу) (рис. 42, а), *инкорпорационные* (внедрение одного зерна в другое) (рис. 42, б), а также микростилолитовые швы и микростилолитовое сочленение зерен (рис. 42, в).

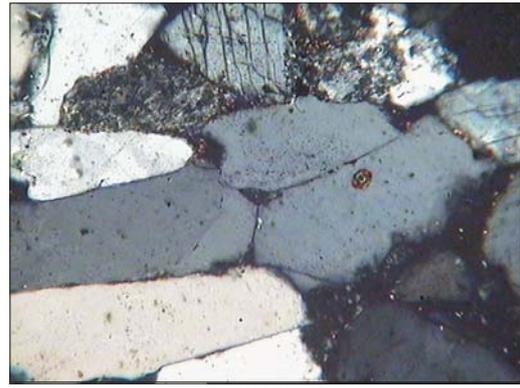
Стилолиты формируются первоначально как небольшие трещины, вдоль которых происходило медленное растворение породы. На поверхности трещин остается нерастворимое в воде вещество, обычно более тёмного цвета, чем сама порода.

Растворение составных частей породы. Минеральные и органические соединения, участвующие в строении горных пород, обладают устойчивостью к растворению в определённых термобарических и физико-химических условиях. При изменении этих условий некоторые минералы и органические соединения растворяются в подземных водах.

Галоиды (хлориды), сульфаты, карбонаты растворяются хорошо и составляют основу солевой части подземных вод. При наличии в водах бикарбонатов следы растворения зерен наблюдаются в виде коррозии их поверхностей (рис. 43, а). В терригенных породах в наибольшей степени растворению подвергаются зерна с микроагрегатной структурой (например, эффузивы) и полевые шпаты, благодаря проникновению растворов по участкам соединения вкрапленников и основной массы, трещинкам спайности и двойниковым швам. При этом обломки частично разрушаются, происходит вынос фрагментов и остаются только реликты зерен (рис. 43, б, в).

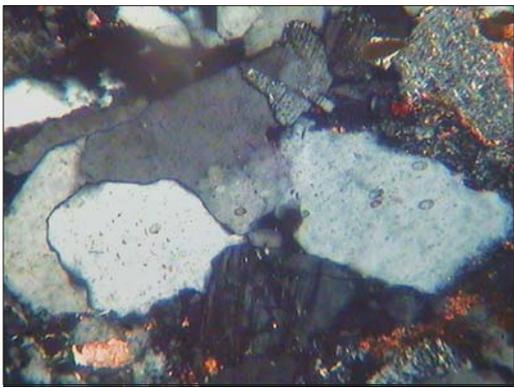


0 0,05 0,10 0,15 0,20 мм 2 ник.



0 0,05 0,10 0,15 0,20 мм 2 ник.

а) уплотнение за счет приспособления зерен (конформная структура)

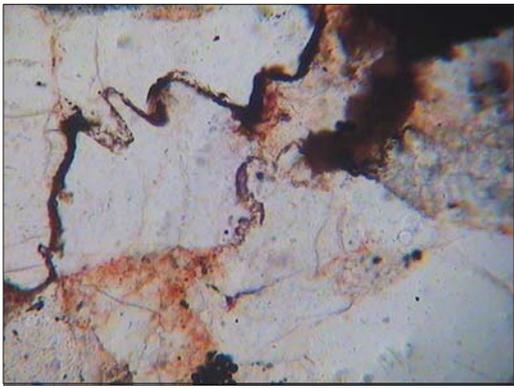


0 0,05 0,10 0,15 0,20 мм 2 ник.

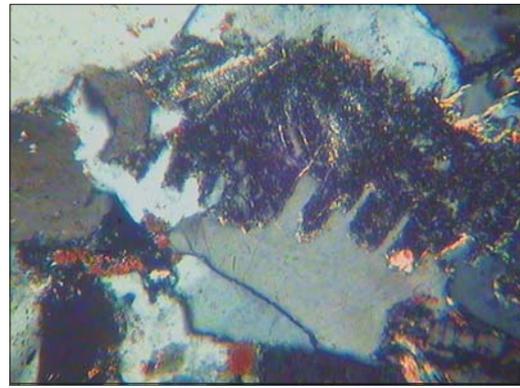


0 0,05 0,10 0,15 0,20 мм 2 ник.

б) уплотнение за счет внедрения зерен (инкорпорационная структура)



0 0,05 0,10 0,15 0,20 мм 1 ник.



0 0,05 0,10 0,15 0,20 мм 2 ник.

в) микростилолитовое соединение зерен

*Рис. 42. Уплотнение осадочных пород в катагенезе.
Шлифы. Юра юго-востока Западной Сибири, авторская коллекция*

Кварц также подвержен растворению (рис. 43, г), однако часто этот процесс сопровождается **регенерацией зерен**. Новообразованный кварц растет в свободном поровом пространстве, образуя кристаллы с хорошо выраженными гранями (рис. 43, д). Иногда аутигенный кварц отделяется от основного зерна границами из слюдистого материала, пылеватых частиц, нефтяного вещества (рис. 43, е). При этом процесс регенерации мог осуществляться в несколько этапов.

Минеральные новообразования в стадию катагенеза получили широкое развитие.

Новообразования *кальцита* обычно возникают из пластовых вод в условиях повышенной температуры (60–70 °С) в щелочной среде. Часто вторичный кальцит выделяется в открытых трещинах и порах пород (рис. 44, а).

Сидерит в виде кристаллов ромбической формы образуется в слабовосстановительной обстановке при наличии в поровых растворах закисного железа в кислых и нейтральных условиях среды.

Новообразования *кремнезёма* возникают в зонах повышенных температуры и давления в нейтральной или слабокислой среде. В песчано-алевритовых породах кремнезём представлен обычно *кварцем* и встречается в виде каёмок регенерации (см. рис. 43, д, е). Для известняков и доломитов более характерен *халцедон*, который, как правило, выполняет внутренние полости раковин, каверны, иногда замещает фаунистические остатки.

Каолинит кристаллической структуры образуется в свободном пустотном пространстве в кислой среде, которая, как правило, создается при окислении органического вещества (рис. 44, б).

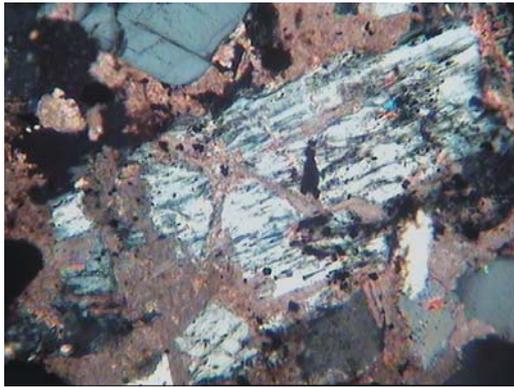
Каолинит также **метасоматически** замещает слюды, при этом сохраняется волокнистая структура (рис. 44, в). Зерна полевых шпатов замещаются *каолинитом*, *эпидотом*, *глинистым материалом*, тонкодисперсным окисленным железистым веществом и *гидрослюдами* без изменения их прямоугольной формы (рис. 44, г, д), а эффузивы превращаются в *хлоритизированные и ожелезненные обломки* (рис. 44, е).

Очень характерны для стадии катагенеза изменения ассоциации *глинистых минералов*: интенсивная гидрослюдизация и хлоритизация глинистых минералов с образованием высокотемпературных *гидрослюд* и *ортохлоритов*.

Взаимодействие поровых растворов, содержащих ионы магния, с кальцитом приводит к замещению последнего *доломитом*.

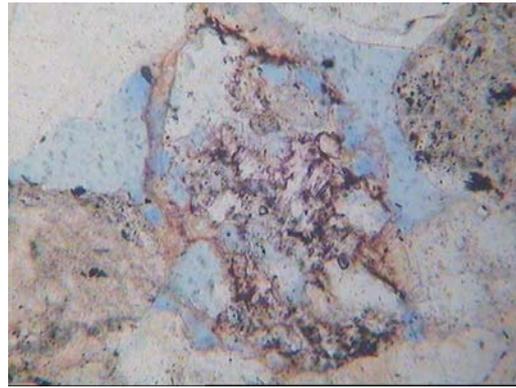
На больших глубинах в зоне застойных вод при увеличении рН (щелочная обстановка) и уменьшении Eh (восстановительная среда) образуются *сульфиды железа*.

Перекристаллизация заключается в преобразовании кристаллических зёрен без изменения их состава и проявляется в укрупнении кристаллов за счёт объединения нескольких зёрен; изменения формы кристаллов; освобождении кристаллов от примесей.



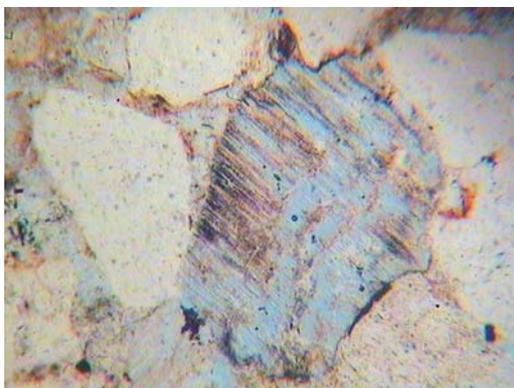
0 0,05 0,10 0,15 0,20 мм 2 ник.

а) коррозия зерен кальцитом цемента



0 0,05 0,10 0,15 0,20 мм 1 ник.

б) растворение фрагментов обломка
эффузива



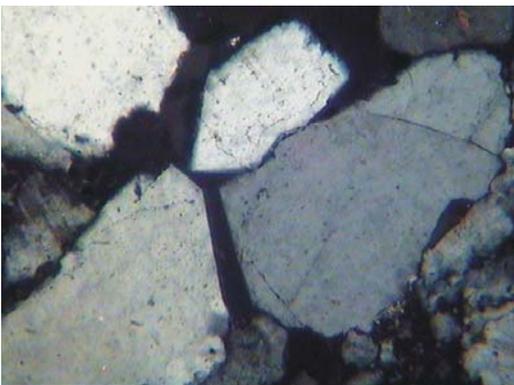
0 0,05 0,10 0,15 0,20 мм 1 ник.

в) растворение плагиоклаза по
двойниковым швам



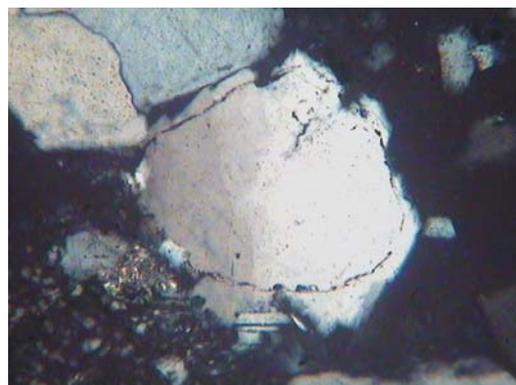
0 0,05 0,10 0,15 0,20 мм 2 ник.

г) зона растворения в кварцевом зерне



0 0,05 0,10 0,15 0,20 мм 2 ник.

д) кварц с кристаллографическими
гранями



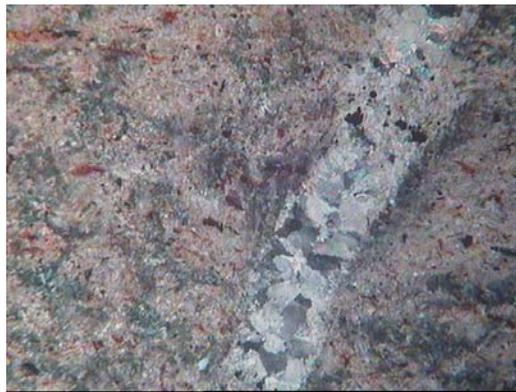
0 0,05 0,10 0,15 0,20 мм 2 ник.

е) кварц с каймой регенерации

Рис. 43. Коррозия, растворение и регенерация зерен в катагенезе.

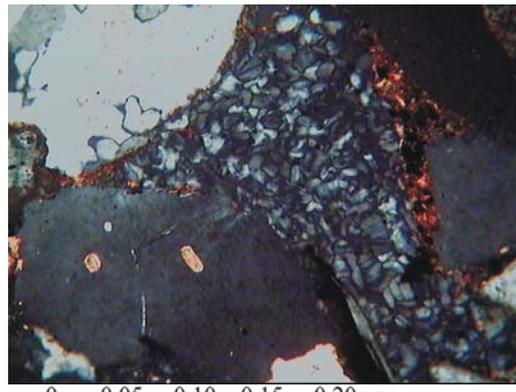
Шлифы (синее – пустотное пространство).

Верхняя юра юго-востока Западной Сибири, авторская коллекция



0 0,05 0,10 0,15 0,20 мм 2 ник.

а) прожилок кристаллического кальцита



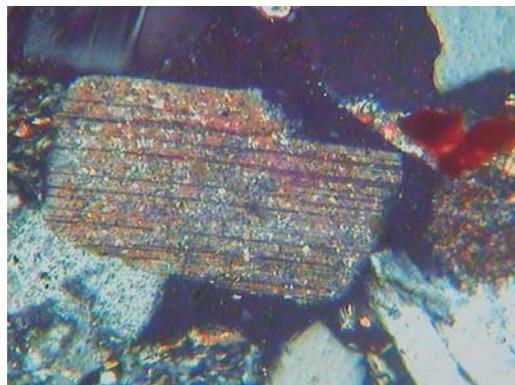
0 0,05 0,10 0,15 0,20 мм 2 ник.

б) каолинит кристаллической структуры



0 0,05 0,10 0,15 0,20 мм 2 ник.

в) замещение слюды каолинитом с сохранением волокнистой структуры



0 0,05 0,10 0,15 0,20 мм 2 ник.

г) замещение плагиоклаза оксидами железа



0 0,05 0,10 0,15 0,20 мм 2 ник.

д) замещение полевых шпатов гидрослюдами



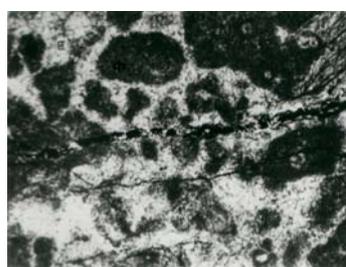
0 0,05 0,10 0,15 0,20 мм 1 ник.

хлоритизация основной массы эффузива

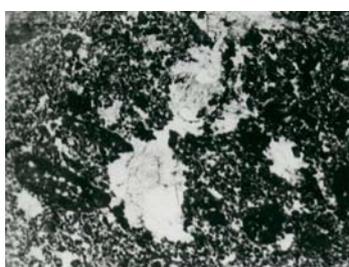
Рис. 44. Процессы минерального новообразования в катагенезе. Шлифы. Верхняя юра юго-востока Западной Сибири, авторская коллекция

Перекристаллизация затрагивает, главным образом, хемогенные и органогенные породы, а также цемент обломочных пород. Наиболее характерна перекристаллизация для известняков и доломитов.

На начальных этапах перекристаллизации образуется кристаллический цемент, основные форменные элементы – раковины, комки, сгустки – сохраняются (рис. 45, а). В более поздние этапы катагенеза перекристаллизация охватывает и форменные элементы, первоначальная структура исчезает, хотя иногда ее следы сохраняются. В пелитоморфных и микрозернистых известняках образуются участки (на месте пор и пустот) и прожилки кристаллического кальцита, способствующие расширению площади перекристаллизации (рис. 45, б, в). Конечным продуктом перекристаллизации является мрамор, в котором исчезают следы первоначальной структуры.



а) комковатый известняк с гнездами перекристаллизации. 1 ник.



б) пелитоморфный известняк с гнездами перекристаллизации. 1 ник.



в) пелитоморфный известняк с прожилками кристаллического кальцита. 2 ник.

Рис. 45. Перекристаллизация известняка в катагенезе. Новоникольская параметрическая скв. 1. Верхний девон. Шлифы. Авторская коллекция

1.7. Стадия метагенеза

Метагенез – это стадия глубокого минерального и структурного преобразования пород, происходящего на значительной глубине, предшествующая превращению осадочной породы в метаморфическую.

Основные факторы метагенеза те же, что и для катагенеза:

- температура;
- давление;
- подземные воды с растворёнными в них солями и газами;
- окислительно-восстановительный потенциал;
- щёлочно-кислотные свойства флюидов;
- стресс.

Эти факторы в зоне развития метагенеза имеют значительно большие численные значения: большую минерализацию и газонасыщенность вод; иные значения pH (среда более кислая); Eh (среда более восстановительная).

В стадию метагенеза образуются оксиды (кварц, анатаз, гематит), карбонаты (кальцит, доломит, анкерит), силикаты (высокотемпературная гидрослюда, мусковит, серицит, хлорит, альбит, эпидот). Ряд минералов возникает в виде каемок регенерации на обломочных зернах – циркон, эпидот, цоизит, клиноцоизит, сфен.

При метагенезе породы максимально уплотняются, их пористость становится минимальной. Перемещение флюидов становится возможным только по трещинам или путём диффузии. При тектонических движениях в породах возникает тонкая трещиноватость, благодаря этому создаются новые пути для миграции растворов.

В эту стадию глины превращаются в аргиллиты; за счёт изменения гидрослюд образуется серицит; происходит хлоритизация биотита; продолжается регенерация кварца.

Широкое развитие получают конформные, инкорпорационные, регенерационные структуры. В хемогенных породах часто образуются микростилолиты. Под действием стресса образуются полосчатые текстуры, обусловленные ориентировкой чешуйчатых минералов перпендикулярно направлению давления, а также развиваются процессы направленной коррозии, кристаллизации и перекристаллизации.

КОНТРОЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ

1. Дайте определение осадочной горной породы.
2. Перечислите основные компоненты осадочных пород.
3. Что служит исходным материалом для образования осадочных пород?
4. Какие стадии и типы литогенеза вы знаете?
5. Приведите примеры осадочного материала, который образуется при физическом выветривании.
6. Объясните результаты действия основных факторов химического выветривания.
7. Чем объясняется избирательный характер химического выветривания?
8. Что такое кора выветривания?
9. Что такое седиментогенез и каковы его этапы?
10. Перечислите основные формы переноса осадочного материала.

11. Объясните механизм осадконакопления в реках.
12. Каковы главные факторы осадконакопления в водных бассейнах?
13. Объясните роль органического мира в образовании осадков.
14. Объясните основные особенности осадконакопления в областях с аридным климатом.
15. Какие типы осадков образуются при различных способах седиментации?
16. Опишите основные этапы осадочной дифференциации вещества.
17. Что такое диагенез?
18. Каковы факторы и продолжительность диагенеза?
19. Перечислите основные физико-химические процессы, которые происходят в диагенезе.
20. Какие аутигенные диагенетические минералы образуются в различной физико-химической обстановке?
21. Опишите основные условия формирования диагенетических конкреций.
22. Какие факторы являются доминирующими при катагенетических процессах?
23. Какие основные катагенетические процессы вы знаете?
24. Какие минеральные новообразования формируются в катагенезе?
25. Что такое метагенез и его отличие от катагенеза?
26. Каковы последствия процесса метагенеза?
27. Опишите основные факторы и процессы метагенеза.

ЧАСТЬ 2 ПЕТРОГРАФИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

2.1. Классификация осадочных пород

Знание состава и строения осадочных горных пород, умение их систематизировать являются одним из необходимых условий для успешного использования литологии при изучении и освоении недр Земли. В работе Б.К. Прошлякова и В.Г. Кузнецова [10] классификации осадочных пород по значимости и масштабам разделены на общие и частные. Общие классификации охватывают все осадочные породы, которые затем подразделяются на классы и подклассы на основании состава, генезиса и некоторых других признаков. Частные классификации составлены применительно к классам пород. Они предназначены для определения точного положения породы внутри класса или подкласса. Такие классификации базируются на характерных признаках, свойственных данному классу пород. Например, для обломочных пород главные классификационные признаки – структура и количественные соотношения между составными частями. Для карбонатных пород ведущими признаками при классификации являются химико-минералогический состав и структура.

Н.В. Логвиненко [8] считает, что при классификации любых природных объектов и явлений следует стремиться к использованию генетического принципа. Однако, учитывая, что большая часть горных пород является полигенетическим образованием (табл. 1), чисто генетическая классификация с выделением крупных групп пород неудобна. Несколько удобнее классификация по вещественному составу, однако и в этом случае охватить все разнообразие пород трудно.

Таблица 1
Состав и происхождение осадочных пород, по Н.В. Логвиненко, 1984 [8]

Генезис пород	Состав пород									
	Конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты	Глины, аргиллиты	Латериты, бокситы	Железные породы	Марганцевые породы	Фосфатные породы	Кремнистые породы	Известняки, доломиты	соли	Торф, уголь, нефть
обломочный	+	+	+	+				+		
хемогенный		+	+	+	+	+	+	+	+	
хемобиогенный				+	+	+	+	+		
биоогенный						+	+	+		+

По мнению Н.В. Логвиненко, за основу подразделения осадочных пород целесообразно принять вещественный состав и генезис одновременно. При этом генетический признак должен сочетаться с подразделением по минеральному составу и текстурно-структурными особенностями пород. Изложенным требованиям более всего отвечает классификация Н.М. Страхова, разработанная на основе учения о типах литогенеза [45], с дополнениями Н.В. Логвиненко [8].

По вещественному составу и генезису выделяются породы:

- 1) обломочные;
- 2) глинистые;
- 3) глиноземистые (аллитные);
- 4) железистые;
- 5) марганцевые;
- 6) фосфатные;
- 7) кремнистые;
- 8) карбонатные;
- 9) соли;
- 10) каустобиолиты.

Обломочные, глинистые, глиноземистые и железистые породы представляют собой ряд последовательного разложения магматических, метаморфических и осадочных пород. Фосфатные, кремнистые, карбонатные породы и соли образуются из растворов, возникших при выветривании, и в результате жизнедеятельности организмов. Каустобиолиты – продукты жизнедеятельности растений в условиях гумидного климата и результат преобразования органического вещества. Этот класс пород в данном учебнике не рассматривается, т.к. он изучается в дисциплине «Геология и геохимия нефти и газа».

2.2. Текстуры осадочных пород

Текстурой осадочной породы называется взаимное расположение фрагментов породы, их ориентировка относительно друг друга, поверхности напластования и породы в целом. Текстура – преимущественно макроскопический признак, изучение которого производится в обнажениях и образцах горных пород. Возникают текстуры во время осадконакопления (первичные, седиментационные), на стадии диагенеза и последующих изменений (вторичные, диагенетические и катагенетические).

2.2.1. Седиментационные текстуры

К числу первичных текстур, возникающих на самых ранних стадиях образования осадочных пород, относятся все явления слоистости.

Слоистость выражается в чередовании разных типов пород, которые достаточно чётко обособляются друг от друга. Она отражает гидродинамику среды переноса и осаждения. Среда седиментации всё время находится в движении: изменяется скорость придонных течений, проявляется волновая деятельность, изменяется количество приносимого обломочного материала и т.д. Слоистость обуславливается более или менее ритмичными колебаниями интенсивности тех или иных факторов седиментации.

Чаще всего наблюдается чередование слойков двух типов, один из которых характеризуется большей толщиной и является основным. Толщина слойков варьирует от долей миллиметров до нескольких сантиметров. Иногда чередующиеся слойки, сходные по размерам, общему характеру, форме объединяются в серии.

По морфологическим признакам различают 3 основных вида первичной слоистости: горизонтальная, волнистая и косая.

Горизонтальная слоистость характеризуется чередованием слойков и слоев, параллельных плоскости наложения. Она образуется в спокойных условиях, вне течений и волнений. Тонкая горизонтальная слоистость может формироваться в спокойной обстановке в придонном слое и зависит от интенсивности поступления осадочного материала и его механических свойств.

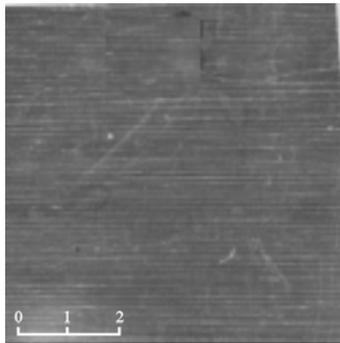
Слоистость бывает равномерной и неравномерной. Равномерная слоистость обусловлена закономерным ритмичным чередованием слойков (рис. 46, а). Неравномерная горизонтальная слоистость указывает на колебания в поступлении обломочного материала. Она может быть серийной (рис. 46, б), направленно изменяющейся (рис. 46, в).

Волнистая слоистость представляет собой чередование слойков, имеющих криволинейную выпукло – вогнутую форму. Этот вид слоистости характеризует волнение, т.е. разнонаправленные движения воды, которые в зависимости от силы и величины волн, образуют разные формы слоистости. Соотношение слойков бывает параллельное (близкое к нему) (рис. 46, г) и непараллельное (линзовидное) (рис. 46, д), непрерывное и прерывистое (рис. 46, е).

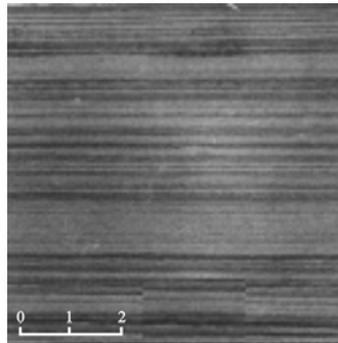
Волнистая слоистость указывает на глубину не более 100 м, встречается, главным образом, в прибрежно-морских, заливных, реже – в пойменных отложениях.

Косая слоистость возникает обычно при движении воды в определенном направлении, т.е. при поступательном движении воды. Фор-

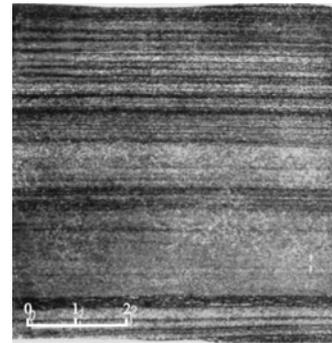
горизонтальная



а) равномерная



б) серийная

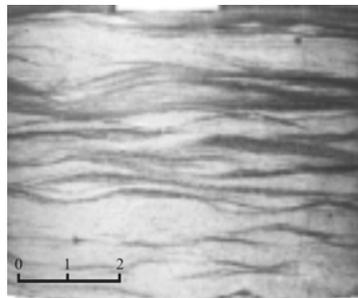


в) направленно
изменяющаяся

волнистая



г) параллельная



д) непараллельная

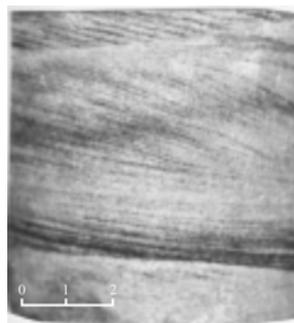


е) прерывистая

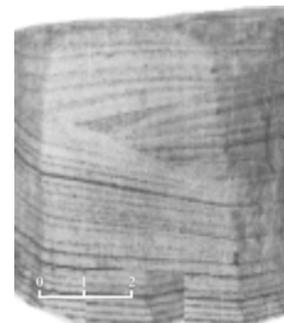
косая



ж) однонаправленная
прямолинейная



з) однонаправленная с
разным углом наклона



и) разнонаправленная

Рис. 46. Типы слоистости:

а, б, г, д, е, з, и – юра юго-востока Западной Сибири, авторская коллекция;
в, ж – средний карбон Донецкого бассейна [53]

мирование косо́й слоистости в разрезах чрезвычайно разнообразны и указывают на накопление осадков в условиях высокой динамической активности среды.

Слойки бывают прямолинейными (рис. 46, ж) и изогнутыми. Углы наклона слойков по отношению к плоскости напластования бывают крутыми ($> 30^\circ$), средними ($30\text{--}20^\circ$), пологими ($< 20^\circ$) (рис. 46, з). Соотношение слойков может быть однонаправленным (параллельным) и разнонаправленным (клиновидным) (рис. 46, и).

В осадочных породах широкое распространение получили *сложные* слоистые текстуры, которые представляют собой сочетания нескольких типов слоистости или чередование серий слойков, расположенных внутри одного слоя под определенным углом (рис. 47). Такие текстуры характеризуют быстрое и резкое изменение активности среды осадконакопления и формирование новой слоистости на фоне предыдущей, иногда срезая её.

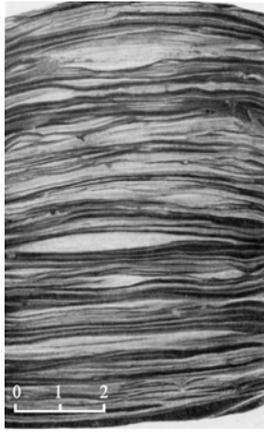
Образование сложной слоистости обусловлено направленным турбулентным (струйно-вихревым) потоком водной среды. Наиболее ярко такая слоистость выражена в аллювиальных отложениях руслового и дельтового типа. Она также может формироваться временными потоками, морскими волнениями и течениями, в лагунах, озёрах и береговых валах рек.

Деформационные текстуры образуются в осадочных породах при внутрипластовых нарушениях горизонтальной слоистости, обусловленных разной плотностью незатвердевших осадков, скольжением их по дну.

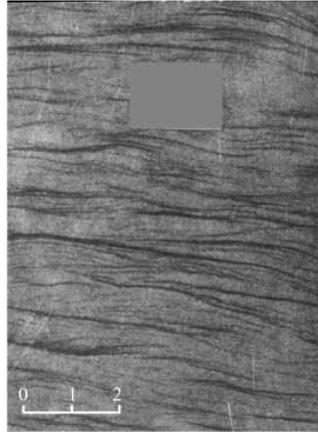
Текстуры нагрузки и оседания возникают при непостоянной плотности слоистого материала, чаще всего при отложении песчаного слоя на менее плотный водонасыщенный пласт, сложенный глинистым материалом. При любых колебаниях Земли происходит разжижение глинистого материала, обуславливающее потерю его прочности. В этом случае образуются так называемые *конвекционные* ячейки, песчаный материал перемещается вниз, а глинистый – вверх. Языки глин, которые проникают в песчаный пласт, образуют *факельную* текстуру (рис. 48, а).

Песчаный материал образует так называемые *карманы внедрения*. Они имеют вид мешочков, соединяющихся с материнской породой через пережатую горловину (рис. 48, б). Чаще всего они имеют округлую, эллипсоидальную форму или образуют удлинённые сфероиды.

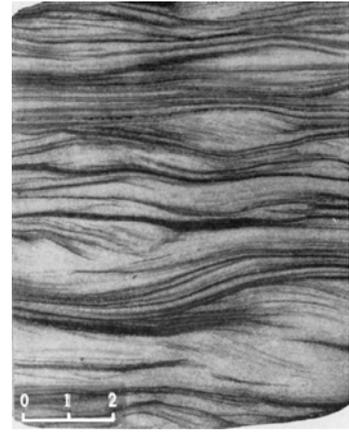
Иногда карманы внедрения имеют форму чаши, обращённой выпуклостью вниз, или имеет вид перевернутого гриба. Иногда они отделяются от песчаного слоя и погружаются в глинистый материал подстилающего слоя, образуя *шаровидную* текстуру (рис. 48, в). Размеры отдельных шаров варьируют от нескольких сантиметров до нескольких метров в диаметре. Слоистость в шарах бывает деформирована.



а) горизонтальная и пологоволнистая



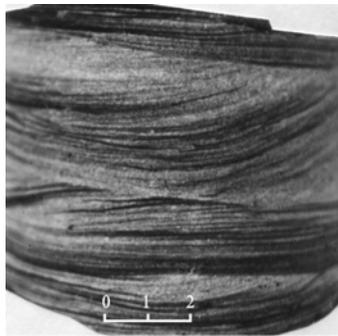
б) косоволнистая прерывистая



в) пологоволнистая и мелкая косоволнистая



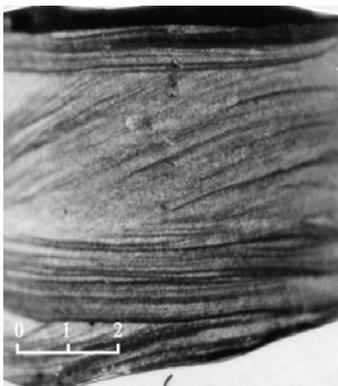
г) волнистая перекрестная срезанная



д) горизонтально-косая с изогнутыми слойками



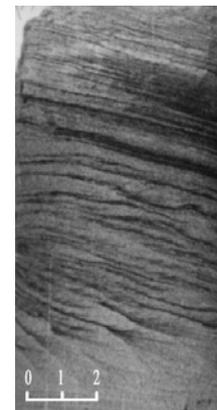
е) косая с перекрестными сериями слойков



ж) горизонтальная и косая прямолинейная



з) косая, с параллельными сериями слойков



и) перистая (пучковидная)

Рис. 47. Разновидности слоистых текстур:

а – нижняя пермь нижнего течения р. Ангары [55], б, д, ж, и – юра юго-востока Западной Сибири; авторская коллекция; е, з – средний карбон Донецкого бассейна [55]; в, г – юра Южно-Якутского бассейна [52]

Песчаные дайки связаны с песчаными породами. При уплотнении водонасыщенных песков и уменьшении их объёма происходит отжатие поровых вод. Удаляемая вода с большой скоростью поднимается вверх по любым трещинкам, захватывая песчаные зёрна и выносит их на поверхность осадка (рис. 48, г). В ископаемом состоянии сохраняются своеобразные столбчатые текстуры, пересекающие слоистость (рис. 48, д). Если поровые воды мигрируют медленно, процесс затухает, внедрение песчаного материала в осадок прекращается (рис. 48, е).

Текстуры оползания, разрыва и обрушения образуются при деформации неконсолидированных осадков в результате движений, вызванных гравитацией на палеосклонах.

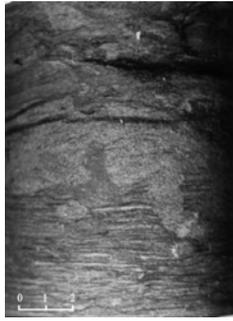
Водонасыщенный глинистый осадок обладает неустойчивостью и при любых сотрясениях начинает перемещаться по палеосклону, вовлекая в это движение слои, залегающие над поверхностью скольжения. В большинстве случаев возникают мелкомасштабные складки, при ускоренном скольжении образуются относительно крупные складки с крутыми углами наклона крыльев. При медленном скольжении осадка на пологом склоне образуются линейные складки течения, иногда осложнённые мелкой складчатостью. Так формируются текстуры оползания (рис. 48, ж). Нередко наблюдается образование мелких разрывных нарушений – образуются текстуры *разрыва* (рис. 48, з).

Оползание обычно захватывает несколько чередующихся слоёв. В результате массивного течения этих материалов за продолжительное время происходит частичное или полное разрушение слоистости. Маломощные слои разбиваются на отдельные фрагменты, которые могут быть в разной степени отделены друг от друга. Образуются текстуры *обрушения* (рис. 48, и).

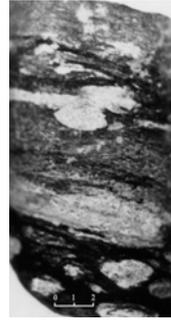
Как правило, неокатанные и полуокатанные обломки сложены глинами, нередко слоистыми, а пространство между ними заполнено песчаным материалом. Так формируются брекчиевидные породы (псевдобрекчии) с неокатанными обломками, имеющими неровные рваные края, и конгломератовидные породы (псевдоконгломераты), в которых преобладают полуокатанные обломки, хотя могут присутствовать и угловатые.

Биогенные текстуры создаются деятельностью животных и растений или их остатков. Н.В. Логвиненко в своем учебнике [8] дает краткую характеристику органическим остаткам в осадочных породах. Наиболее важными биогенными пороодообразователями являются организмы с известковой раковиной или скелетом (фораминиферы, кораллы, мшанки, брахиоподы, пелециподы, гастроподы, остракоды, кокколитофориды, водоросли); с кремневой раковиной или скелетом (радиолярии, губки, диатомеи); организмы, концентрирующие углерод, дающие начало торфу и углям (псилофитовые, папоротникообразные, папоротники, хвойные, кордаитовые, цветковые), нефти и битумам (фито- и зоопланктон морей, растительный детрит, принесенный с суши).

Текстуры нагрузки и оседания



а) факельная текстура и конвекционная ячейка

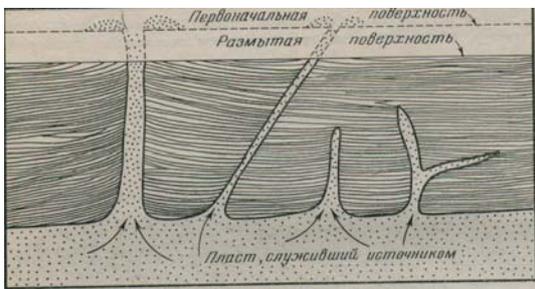


б) карманы внедрения



в) шаровидная текстура

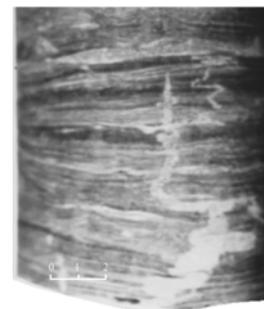
Песчаные дайки



г) схема образования песчаных даек



д) столбчатая текстура

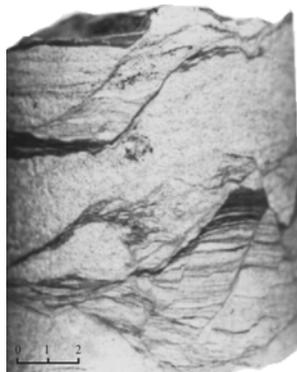


е) окончание процесса внедрения песчаной дайки

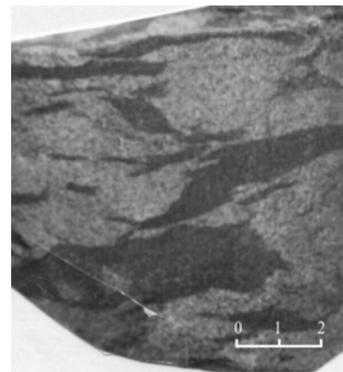
Деформация слоистости на палеосклонах



ж) текстура оползания



з) текстура разрыва



и) текстура обрушения (псевдобрекчия)

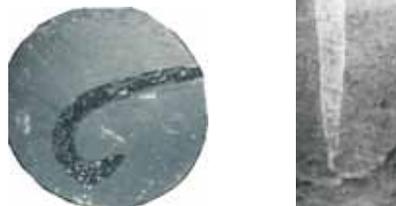
Рис. 48. Деформационные текстуры:

а, б, д-и – юра юго-востока Западной Сибири, авторская коллекция;
г – по Шроку, 1950: [12]

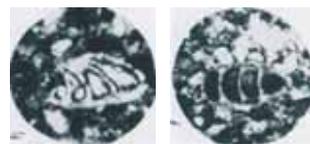
Окаменелости



а) послойные скопления раковин пелеципод с тонкой концентрической скульптурой в глинистой породе



б) фрагменты ростров и онихиты белемнита

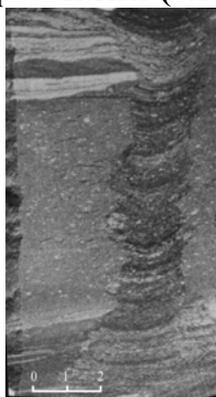


в) известковые раковины фораминифер, шлифы, 2 ник., увел. 63

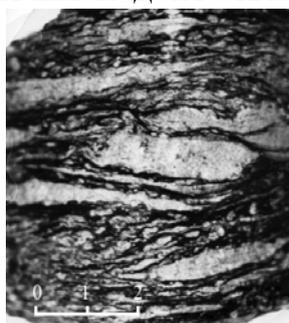
Ихнофоссилии (следы жизнедеятельности организмов)



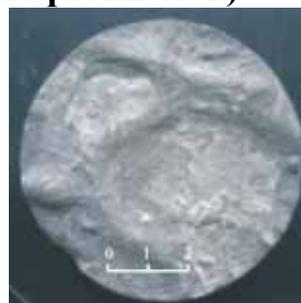
г) Skolithos



д) Teichichnus

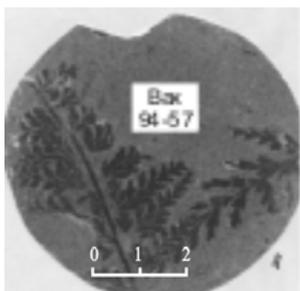


е) Chondrites

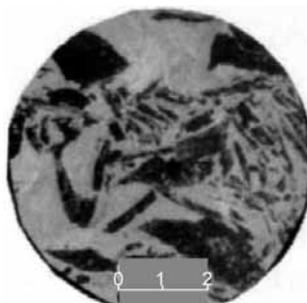


ж) Palaeophycus

Растительные остатки



з) остатки флоры семейства папоротникообразных



и) обугленный растительный детрит в сидеритовой породе



к) остатки корневой системы

Рис. 49. Биогенные текстуры.
Юра юго-востока Западной Сибири; авторская коллекция

Ископаемые остатки *фауны – окаменелости* – представлены раковинами, створками, внутренними ядрами, слепками, фрагментами скелетов, разнообразными обломками и их скоплениями (рис. 49, а, б, в), а также мелким неопределимым раковинным детритом.

Черви и некоторые другие организмы, не имеющие твердого скелета или раковины, в ископаемом состоянии не сохраняются, однако в осадке, где они обитали, встречаются следы их жизнедеятельности, которые называются *ихнофоссилиями*. Эти текстуры отличаются от настоящих организмов тем, что они не могут перерабатываться и переоткладываться. Следы жизнедеятельности изучались в разных регионах и отложениях широкого стратиграфического диапазона [39, 40, 9, 8, 44, 38, 21].

Наиболее часто встречаются ихнофоссилии *Skolithos*, представленные субвертикальными цилиндрическими норками различного размера. Они заполнены осадком, аналогичным вмещающему и имеют очень неровную мелкобугорчатую поверхность стенок (рис. 49, г).

Широко распространены ихнофоссилии *Teichichnus* в виде норок диаметром около 10 мм, выполненных тонкослоистым глинисто-алевритовым материалом (рис. 49, д). Ихнофоссилии *Chondrites* отмечаются в глинистых породах в виде мелких (диаметром около 1 мм) ходов, заполненных светлым алевритовым материалом (рис. 49, е).

Ходы илоедов могут располагаться в горизонтальной плоскости на границе между слоями. На поверхности керна они выглядят в виде валиков диаметром 3–5 мм, причудливо изгибающихся – ихнофоссилии *Palaeophycus* (рис. 49, ж).

Сохранность *растительных остатков* зависит от условий формирования осадка. Тончайшие веточки, листья сохраняются только в спокойной обстановке на месте образования осадка (рис. 49, з). При переносе растительные остатки ломаются, их величина зависит от активности среды переноса и расстояния (рис. 49, и). Иногда в породе сохраняются остатки корневых систем, нарушающих первичную текстуру переслаивания (рис. 49, к).

2.2.2. Постседиментационные (вторичные) текстуры

Диагенетические текстуры начинают формироваться в раннюю стадию в виде *оолитов, мелких кристаллов*, распространенных по всему слою слабо консолидированного осадка (рис. 50, а, б). Позднее рост отдельных кристаллов в этой мягкой породе способствовал образованию *звездчатых и копьевидных форм* (рис. 50, в).

Перераспределение диагенетических минералов вследствие неоднородности среды и, соответственно изменения рН, Eh и концентрации ило-

вых растворов приводил к образованию *конкреций*. По своему составу конкреции бывают пиритовые, сидеритовые, кремневые, фосфатные, железо-марганцевые. В породе они располагаются согласно с напластованием, а также приурочены к границам раздела слоев (рис. 50, г, д, е, ж). При наличии слоистости рост конкреций приводит к деформации слоистости, слои обтекают конкрецию (рис. 50, з).

К диагенетическим образованиям относятся также различные *псевдоморфозы* пирита по раковинам и обугленным растительным остаткам (рис. 50, и).

К **катагенетическим текстурам** относятся текстуры растворения и минерального новообразования. Последние представляют собой разнообразные *трещины*, выполненные новообразованными минералами. В известняках вторичный кристаллический кальцит выделяется в открытых трещинах и порах породы (рис. 51, а). В песчано-алевритовых породах широкое развитие получают секущие слоистость кварцевые жилки и линзочки (рис. 51, б, в), дендритоподобные трещинки и натеки, выполненные гидроксидами железа (рис. 51, г, д).

К текстурам растворения относятся стилолитовые, сутурные, фунтиковые.

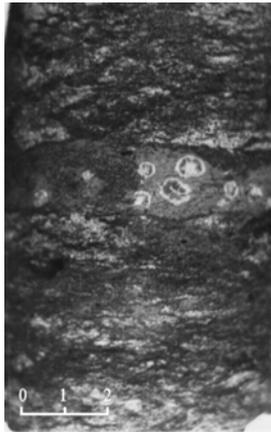
Стилолитовая текстура представляет собой зубчатые швы, ориентированные преимущественно почти параллельно плоскостям наслоения (рис. 51, е). Высота зубцов достигает 1–2 см, а в отдельных случаях – десятков сантиметров.

Сутурная текстура морфологически близка к стилолитовой, но высота зубцов не превышает 5 мм (рис. 51, ж).

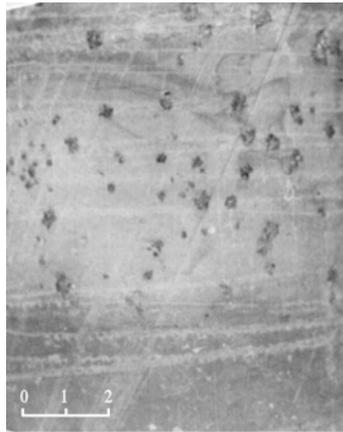
В плоскости, параллельной наслоению, сутурно-стилолитовых текстур выглядят как мелкобугорчатые поверхности, по которым сочленяются подстилающие и перекрывающие слои карбонатных (известняки, доломиты), соляных и иногда обломочных пород. Между этими поверхностями в зубцах сутурно-стилолитовых швов нередко концентрируются битуминозные, глинистые и песчаные частички, обугленный растительный материал и другие малорастворимые соединения (рис. 51, з).

Оба описанных выше типа текстур возникают в результате избирательного растворения пород под давлением [10].

Фунтиковая текстура напоминает стилолитовую. Это одна из редких форм сочленения подстилающих и перекрывающих слоев пород. На одной из контактирующих поверхностей имеются выступы конической формы, а на второй в соответствующих местах – углубления такой же формы («фунтики»). Высота конусов составляет от долей до нескольких сантиметров (рис. 51, и). Такие текстуры характерны для известняков и мергелей [10].



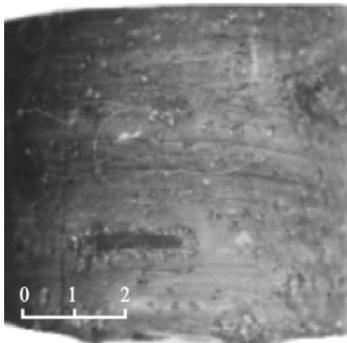
а) оолиты сидерита в алевролите



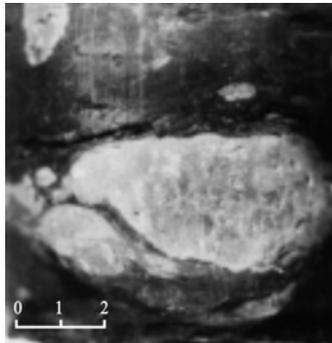
б) глобулы пирита в алевролите



в) звездчатые кристаллы пирита в глинистой породе



г) пирит



д) сидерит

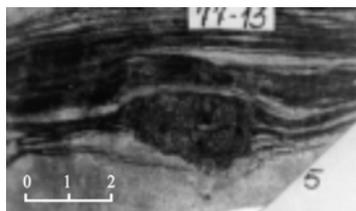


е) оксиды железа

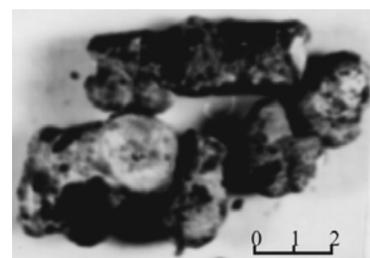
Расположение конкреций согласно с напластованием породы



ж) приуроченность конкреции пирита к границе раздела слоев



з) слои обтекают конкрецию пирита



и) псевдоморфозы пирита по остаткам древесной растительности

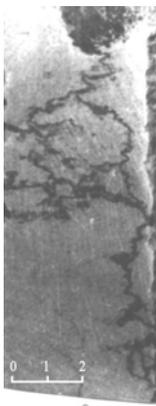
Рис. 50. Диагенетические текстуры.
Юра юго-востока Западной Сибири, авторская коллекция



а) прожилки кальцита и гнезда перекристаллизации в известняке



б, в) прожилки кварца, пересекающие слоистость в песчаниках



г) дендритоподобные прожилки оксидов железа в сидерите



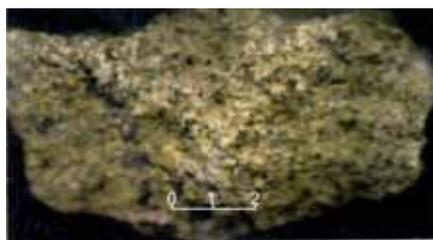
д) натеки оксидов железа в песчанике



е) стилолитовая текстура в известняке



ж) сутурная текстура в известняке



з) поверхность сутуристилолитового шва в каменной соли



и) фунтиковая текстура

Рис. 51. Катагенетические текстуры:

а, б, в, г, д, з – верхняя юра юго-востока Западной Сибири; авторская коллекция;
 е – карбон западного Казахстана, по Т.А. Лапинской и Б.К. Прошлякову, 1981 [31];
 ж – верхний карбон Прикаспийской впадины [10]; и – мел Крыма [50]

По М.С. Швецову [50], фунтиковая текстура образуется в результате сдавливания, растворения и перекристаллизации под тяжестью вышележащих пород. Образованию конусов предшествует перекристаллизация кальцитового прослоя в игольчатые кристаллики кальцита, вытянутые перпендикулярно слоистости. Давление и растворение приводит к образованию текстуры «конус в конус» в тех случаях, когда известняки состоят не из беспорядочно расположенных зернышек кальцита, а из слоечков, сложенных игольчатыми однообразно ориентированными кристаллами. Давление образует конические поверхности скольжения, угол между которыми и направлением осей кристаллов близок к углу ромбоэдрической спайности кальцита.

Текстуры **метагенеза** образуются под действием давления и перекристаллизации. В хомогенных породах широкое развитие получают *стилолиты*, а в глинистых породах формируются *сланцеватые* (микрослоистые, по М.С. Швецову) текстуры. Они характеризуются ориентировкой чешуйчатых минералов перпендикулярно направлению давления. Разновидностью сланцеватой текстуры является *плойчатая* текстура, отличающаяся волнистостью и мелкими смятиями тончайших слоечков (рис. 52).



Рис. 52. Плойчатая текстура в глинисто-углистой породе. Средний карбон Донецкого бассейна [53]

2.3. Структуры осадочных пород

Структура – совокупность морфологических признаков, таких, как размер, форма частиц, их взаимоотношение и степень кристалличности вещества. Это преимущественно микроскопический признак, хотя для крупнообломочных и крупнозернистых хомогенных пород структуры выявляются макроскопически. Для каждого класса пород в зависимости от состава, условий образования и вторичных преобразований, они имеют свои особенности.

Структуры обломочных пород определяются, главным образом, **размером** частиц и отчасти их формой (табл. 2).

Для хомогенных пород характерно кристаллически-зернистое строение. Классификация структур построена также с учетом размера и формы кристаллов их агрегатов (табл. 3).

Таблица 2

Классификация обломочных пород по структурным признакам, по Н.В. Логвиненко [8]

Размеры частиц, мм	Наименование				Песфитовая (крупнообломочная)
	Рыхлые		Цементированные		
	Сцементированные	Угловатые	Окатанные	Угловатые	
1000–500	Валун крупный	Валун неокатанный крупный	Валунный конгломерат крупный	Валунная брекчия крупная	Песфитовая (крупнообломочная)
500–250	Валун средний	Валун неокатанный средний	Валунный конгломерат средний	Валунная брекчия средняя	
250–100	Валун мелкий	Валун неокатанный мелкий	Валунный конгломерат мелкий	Валунная брекчия мелкая	
100–50	Галька крупная	Щебень крупный	Конгломерат (галечник) крупный	Брекчия крупная	
50–25	Галька средняя	Щебень средний	Конгломерат (галечник) средний	Брекчия средняя	
25–10	Галька мелкая	Щебень мелкий	Конгломерат (галечник) мелкий	Брекчия мелкая	
10–5	Гравий крупный		Гравелит крупный		
5–2,5	Гравий средний		Гравелит средний		
2,5–1,0	Гравий мелкий		Гравелит мелкий		
1,0–0,5	Песок крупный		Песчаник крупнозернистый		
0,5–0,25	Песок средний		Песчаник среднезернистый		
0,25–0,1	Песок мелкий		Песчаник мелкозернистый		
0,1–0,05	Алеврит крупный		Алевролит крупнозернистый		Алевритовая
0,05–0,01	Алеврит мелкий		Алевролит мелкозернистый		
< 0,01	Ил, глина		Глина, аргиллит		Пелитовая

Таблица 3

Классификация структур хемогенных пород, по Б.К. Прошлякову и В.Г. Кузнецову [10]

Критерий выделения структур	Структура	Краткая характеристика
Размер зерен	Крупнозернистая	Преобладают зерна, мм > 0,5
	Среднезернистая	0,5–0,1
	Мелкозернистая	0,1–0,05
	Тонкозернистая	0,05–0,01
	Микрозернистая (пелитоморфная)	< 0,01
Форма зерен и их агрегатов	Разнозернистая (гетеробластовая)	В массовом количестве имеются зерна различных размеров
	Порфиробластовая	На фоне однородной мелкозернистой массы выделяются более крупные зерна
	Волокнистая ориентированная	Зерна удлиненной формы, однонаправлено ориентированные
	Волокнистая беспорядочная	Зерна удлиненной формы, беспорядочно расположенные
	Листовая	Зерна листоватые, беспорядочно расположенные
	Оолитовая	В массовом количестве присутствуют оолиты, диаметр зерен 0,1–1,0 мм
	Сферолитовая	Внешне неотличимы от оолитов, но в разрезе сферолита (под микроскопом) видно радиальное строение
	Пизолитовая	В массовом количестве присутствуют пизолиты – округлые образования концентрического строения, диаметр зерен > 1 мм
	Бобовое	Внешне подобна пизолитовой, но бобовины имеют однородное неконцентрическое строение
	Аморфная	Образована аморфной бесцветной или слабо окрашенной массой, угасающей в шлифах под микроскопом при скрещенных николях

Структуры пород, в составе которых большое участие принимают остатки организмов, определяются степенью сохранности этих остатков и их количеством. Выделяются следующие структуры [10]:

- биоморфная – при хорошей сохранности скелетных остатков организмов;
- детритовая – порода почти полностью состоит из скелетных обломков размером крупнее 0,1 мм;
- биогенно-шламовая – скелетные остатки размером менее 0,1 мм находятся в раздробленном состоянии.

Структуры глинистых пород приведены по М.Ф. Викуловой в книге Б.К. Прошлякова и В.Г. Кузнецова [10]:

- пелитовая – характеризует породу, состоящую почти полностью из частиц размером $< 0,01$ мм;
- алевропелитовая – свойственна глинам, содержащим примесь алевритового материала в количестве до 50 %;
- псаммопелитовая – характеризует глины, содержащие примесь песчаного материала в количестве 5–10 %;
- порфиروبластовая – выделяется по наличию хорошо развитых кристаллов и минеральных агрегатов в однородной тонкодисперсной глинистой массе;
- ооидная – представляет собой тонкодисперсную глинистую массу, в которой рассеяны округлые образования (ооиды) разной величины, сложенные таким же, как и основная масса, или отличающимся от неё материалом;
- фитопелитовая – характеризуется наличием растительных остатков в основной глинистой массе породы.

Второй важной стороной структуры, которая определяет многие физические свойства пород и несет генетическую информацию, является **форма** зерен. Различают первичную и вторичную форму. *Первичная* форма кристаллов выражается в их идиоморфности, т.е. способности образовывать свойственную данному минералу кристаллографическую форму. В шлифах отмечается общий вид кристаллов, или их габитус: кубический, призматический, таблитчатый, игольчатый, волокнистый, ромбоэдрический (рис. 53, а–д). Округлую форму имеют и сохраняют осадочные образования – органические остатки, некоторые минералы, конкреции, оолиты, сферолиты (рис. 53, ж, з, и).

Из *вторичных* изменений первичной формы наиболее распространены окатанность, регенерация, коррозия зерен, а также изменение формы при перекристаллизации.

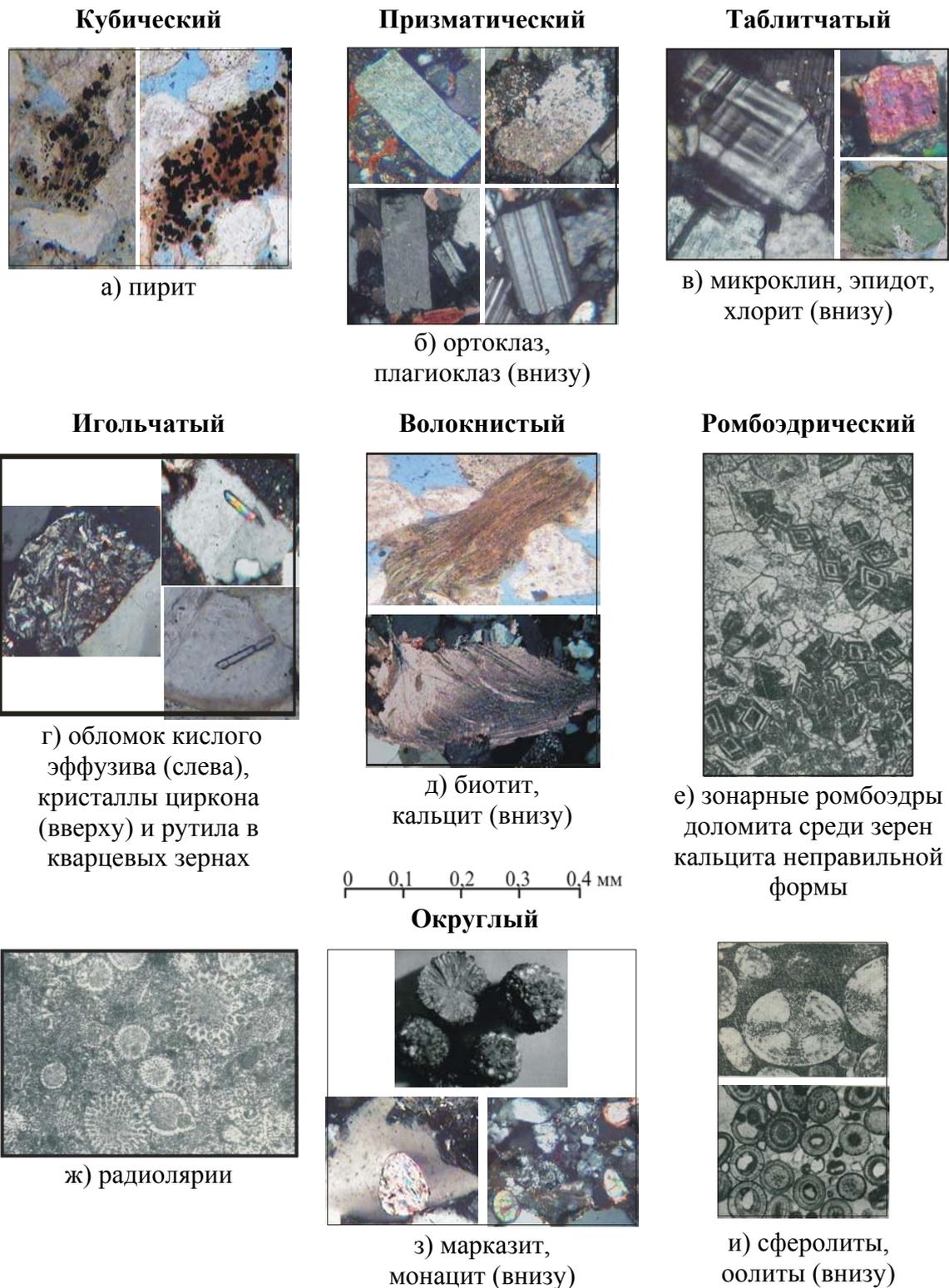


Рис. 53. Первичный облик осадочных зерен.

Шлифы: а–д, з – верхняя юра юго-востока Западной Сибири, авторская коллекция; ж – нижняя юра Дальнего Востока [56]; е – по М.С. Швецову [50]; и – по Н.В. Логвиненко [8], Б.К. Прошлякову и В.Г. Кузнецову [10]

Окатанность оценивается по 3-х бальной шкале [12]:

- 1) угловатые или плохо окатанные – углы не несут следов сглаживания или слегка закругленные (рис. 54, а);
- 2) полуокатанные – закругленные углы и наиболее резкие грани, первичная форма узнается хорошо (рис. 54, б);
- 3) окатанные – обработаны все углы и рёбра, вогнутых граней нет и зёрна приобретают округлую или овальную форму (рис. 54, в).

Следует иметь в виду, что степень окатанности определяется не только временем окатывания, но и размером зерен: обломки мельче 0,05 мм практически не окатываются, так как переносятся чаще всего во взвешенном состоянии, а в крупнозернистых песчаниках неокатанными оказываются и относительно крупные зерна. Этим выражается связь формы и размера, которую надо постоянно фиксировать [12].

При регенерации наблюдается изменение первичной формы: округлые зерна приобретают кристаллографическую форму, а кристаллографические грани сглаживаются, зерна увеличиваются в размерах, благодаря интенсивной регенерации (рис. 53, г, д, е).

При растворении возникает коррозионная форма. Отмечаются слабо- (до 25 %), средне-(до 50 %) и сильнокорродированные (> 50 %) зерна (рис. 54, ж, з).

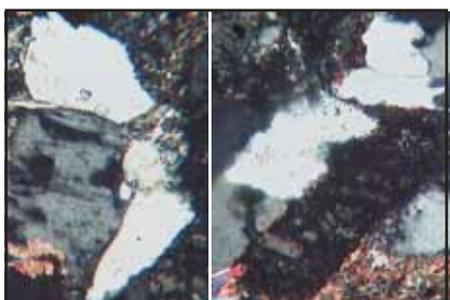
При перекристаллизации образуется в разной степени аллотриоморфная структура, когда зерна приобретают лапчатые и зубчатые очертания (рис. 54, и).

Укладка зерен во многом определяет прочность породы, её пористость и проницаемость. Способ укладки определяется режимом накопления осадка: при быстром осаждении переносимого материала укладка наименее плотная (пролювий), а при колебательных движений воды (волнение, эоловый перенос) – наиболее плотная. Укладка меняется в постседиментационные стадии жизни осадки и породы: она, как правило, становится более плотной.

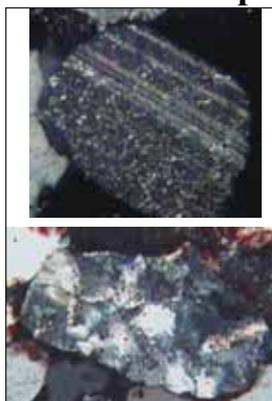
Укладка определяется также формой зерен, в частности степенью уплощенности: плоские обломки обычно приводят к более плотной упаковке. Способ укладки влияет на проницаемость, так как от него зависит диаметр наименьшего живого сечения, т.е. площадь поровых каналов в наиболее узком месте.

При раннем и неполном заполнении пор гидрoхимическим цементом рыхлая укладка сохраняется довольно долго и порода остается пористой. При полном заполнении пор той же породы мы будем иметь совершенно иной тип строения (и он отличается только упаковкой), хотя все особенности структуры и текстуры одинаковы. Это показывает, что упаковка является самостоятельной стороной строения, определяется как расположением зерен, также и количеством материала в единице объема [12].

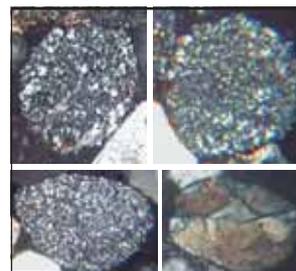
Степень окатанности зерен



а) угловатые и плохоокатанные

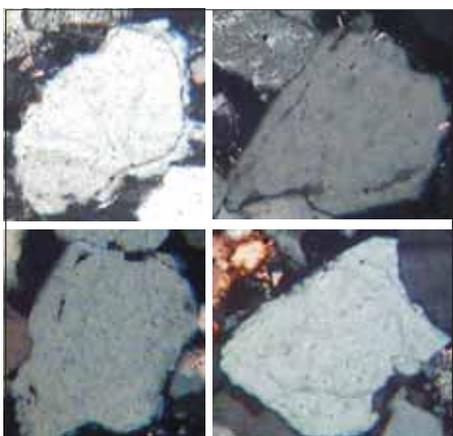


б) полуокатанные

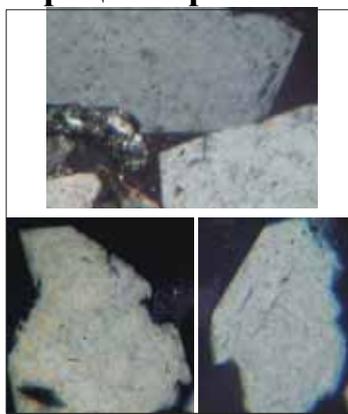


в) окатанные

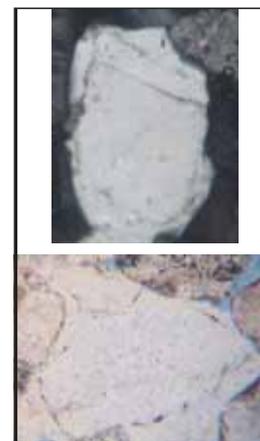
Регенерация зерен



г) зерна с каймой регенерации



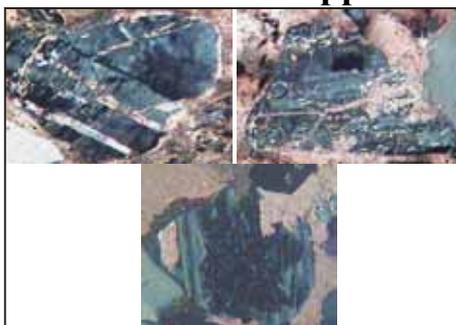
д) кристаллографическая форма новообразованного кварца



е) увеличение размера зерен за счет регенерации

0 0,1 0,2 0,3 0,4 мм

Коррозия зерен



ж) слабая и средняя



з) интенсивная

Перекристаллизация



и) лапчатая форма кристаллов новообразованного кальцита

Рис. 54. Вторичная форма осадочных зерен. Шлифы. Верхняя юра юго-востока Западной Сибири; авторская коллекция

2.4. Описание осадочных пород

2.4.1. Обломочные и вулканогенно-осадочные породы

К группе обломочных относятся породы, в которых обломочная часть составляет более 50 % от суммы всех компонентов. В основу классификации обломочных пород положены их структура (размер частиц), наличие цемента и минералогический состав.

Обломочные породы, в которых присутствует свыше 25 % обломков размером более 1 мм по длинной стороне, называются **крупнообломочными**.

В крупнообломочных породах различают три составных элемента:

- обломки пород или минералов размером > 1 мм;
- заполняющее вещество, представляющее собой относительно более тонкий обломочный материал, например, песок, отложившийся одновременно с крупными обломками;
- цемент или связывающее вещество, обычно эпигенетичное по отношению к обломкам и заполняющему материалу, представленное кальцитом, кварцем, глинистыми минералами, оксидами и гидроксидами железа, которые образуются из коллоидных или истинных растворов.

Крупнообломочные породы, состоящие из угловатых обломков называются **брекчиями** (рис. 55, а, б, в), из окатанных – **конгломератами** (рис. 55, г, д, е), Важным типом крупнообломочных пород являются **конгломерато-брекчии**. Они бывают двух типов. *Первый* из них характеризуется тем, что одновременно накапливаются окатанные и угловатые обломки, имеющие и неодинаковый состав, и разное происхождение, т.е. принесённые из разных источников сноса (рис. 55, ж). Конгломерато-брекчии *второго* типа возникают на промежуточной стадии окатывания обломков; в этом случае окатанность обломков определяется их устойчивостью в процессе транспортировки (рис. 55, з).

Конгломераты по генетическим признакам разделяются на базальные и внутриформационные [8].

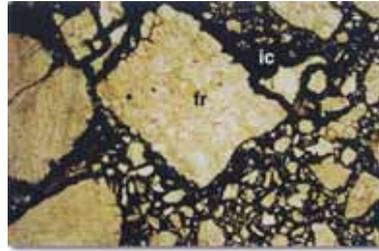
Для *базальных* конгломератов характерны (рис. 55, д):

- 1) хорошая окатанность и разный минералого-петрографический состав галек, свидетельствующий о длительном нахождении их в движении и приносе из разных областей размыва материнских пород;
- 2) преобладание обломков относительно твёрдых и крепких пород;
- 3) преимущественно песчано-гравийное заполняющее вещество.

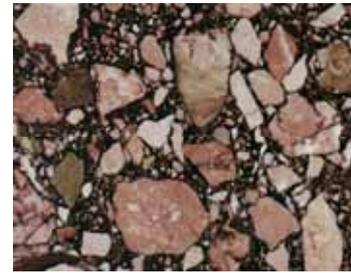
Базальные конгломераты залегают в основании осадочных трансгрессивных толщ.



а) брекчия крупнообломочная с хлоритовым цементом



б) брекчия крупно- и мелкообломочная с углисто-глинистым цементом



в) брекчия крупно- и мелкообломочная с гематитовым цементом



г) конгломерат средне- и мелкообломочный с глинистым цементом



д) конгломерат базальный



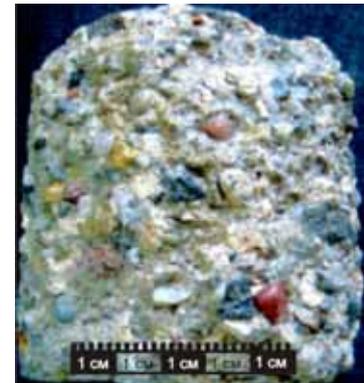
е) конгломерат внутриформационный (псевдоконгломерат)



ж) конгломерато-брекчия обломки принесены из разных областей



з) конгломерато-брекчия. Разная степень окатанности обломков



и) гравелит

Рис. 55. Крупнообломочные породы:

а, б – Интернет, сайт <http://www.science.siu.edu/geology/>.html;
в, г – по В. Шуману, 1986 [79]; д – и – юра юго-востока Западной Сибири;
авторская коллекция

Внутриформационным конгломератам свойственны (рис. 55, е):

- 1) слабая окатанность обломков, объясняющаяся образованием их путём разрушения местных пород;
- 2) преобладание обломков мягких пород, например, глин, слоистых алевролитов;
- 3) разнообразие заполняющего вещества.

К внутриформационным относятся конгломераты и конгломерато-брекчии, образующиеся при размыве и переотложении нижележащих пород, а также при подводнооползневых явлениях. Конгломераты часто залегают в основании аллювиальных циклов равнинных рек, а конгломерато-брекчии характерны для озерных отложений.

Обломочные породы с преобладающим размером обломков от 1 до 10 мм называются *гравелитами* (рис. 55, и).

Структуры крупнообломочных пород определяются размерами и формой обломков, наличием или отсутствием заполняющего вещества и цемента. Соответственно, выделяют псаммо-псефитовые, псефитовые и др. типы структур. Тектурные особенности крупнообломочных пород определяются наличием или отсутствием слоистости и её характером, взаимным расположением обломков. Соответственно выделяются текстуры косослоистые, горизонтально-косослоистые и неслоистые неориентированные. Крупнообломочные породы залегают обычно в виде слоёв, пластов и линз различной мощности.

Условия формирования крупнообломочных пород подробно описаны в книге Н.В. Логвиненко [8].

Галечники и конгломераты образуются в морях и озёрах, в речных долинах, в результате перемыва морены, в области предгорий.

Морские галечники и конгломераты формируются в области прибоя, в дельтах и в местах развития сильных донных течений. Галька в морских осадках обычно хорошо окатана и рассортирована по размеру. Морские галечники залегают в виде пластов небольшой мощности, но распространены они обычно на большой площади. Пласты морских галечников и конгломератов свидетельствуют о трансгрессии моря. Они залегают в основании осадочной толщи, являются базальными горизонтами.

Озерные галечники и конгломераты отличаются от морских небольшим площадным распространением, небольшой мощностью и только в дельтах горных рек, впадающих в озера, они имеют значительную мощность. В небольших озерах при равнинном рельефе суши происходит накопление только мелкой гальки и гравия.

Речные галечники и конгломераты встречаются главным образом в долинах горных рек. Они характеризуются плохой сортировкой и разной окатанностью. Размер обломков изменяется в широких пределах – от ва-

лунов до гравия. Галечники и конгломераты речных долин залегают в виде пластов и линз большой мощности. Распространены они полосами или лентами, вытянутыми вдоль речной долины, обычно прерывистыми.

Флювиогляциальные галечники и конгломераты встречаются в областях развития ледниковых отложений, образуются в результате перемыва морен, залегают в виде линз небольшой протяженности и изменчивой мощности.

Потоковые галечники и конгломераты встречаются в области предгорий. Они характеризуются несовершенной сортировкой и недостаточно хорошей окатанностью. Залегают они в виде пластов и линз большой мощности и распространены полосами и лентами.

Щебенистые отложения и брекчии накапливаются в непосредственной близости к источникам разрушения. Они образуются чаще всего на склонах и подножиях гор в результате осыпей, обвалов, оплывин, селевых потоков, подводных оползней. Сортировка материала в брекчиях почти отсутствует, они содержат частицы самого различного размера – от неокатанных глыб до мелкого щебня и песчано-глинистого материала.

В крупнообломочных породах подлежат изучению все три составные части (ингредиенты) – обломки, заполняющее вещество и цемент, но в центре внимания должны быть именно обломки. Крупная величина обломков позволяет быстро определять их размеры, форму, особенности поверхности, произвести ориентировку окатышей по отношению к поверхности наложения и косым слойкам.

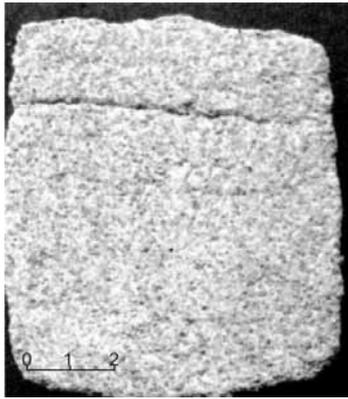
Изучение крупнообломочных пород позволяет решать палеогеографические задачи, прежде всего, определять местоположение и состав пород источников сноса, а также путей и факторов транспортировки обломочного материала.

К **мелкообломочным** относятся песчаные, алевроитовые смешанного состава породы.

Песчаными называются мелкообломочные породы, состоящие преимущественно из обломков минералов и горных пород, размер которых составляет от 0,1 до 1 мм. Рыхлые разности называются песком, сцементированные – песчаником.

По размеру частиц пески и песчаники подразделяются на крупнозернистые (1–0,5 мм), среднезернистые (0,5–0,25 мм) и мелкозернистые (0,25–0,1 мм) (рис. 56, а–з).

Алевроитовыми называются мелкообломочные породы, состоящие преимущественно из обломков минералов размером от 0,01 до 0,1 мм. Рыхлые разности называются алевроитами, сцементированные алевролитами (рис. 56, г). Среди них выделяют крупнозернистые (0,05–0,1 мм) и мелкозернистые (0,05–0,01 мм).



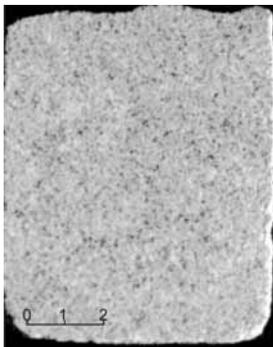
а) песчаник крупнозернистый



б) песчаник крупнозернистый с косой однонаправленной слоистостью



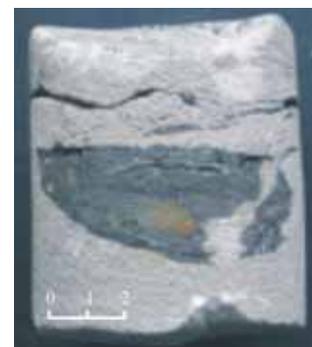
в) контакт крупнозернистого и среднезернистого песчаника



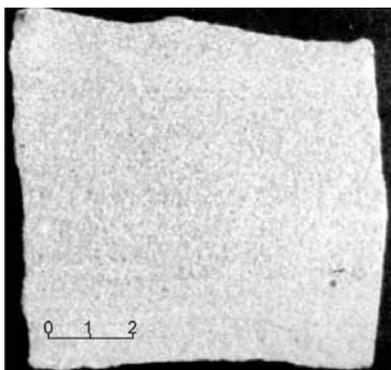
г) песчаник среднезернистый



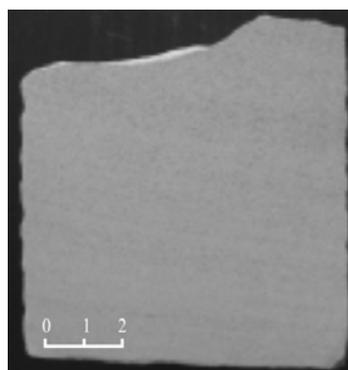
д) песчаник среднезернистый нефтенасыщенный



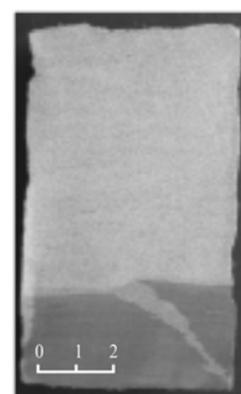
е) песчаник среднезернистый с включениями угля



ж) песчаник среднемелкозернистый



з) песчаник мелкозернистый



и) контакт алевролита (темное) и песчаника мелкозернистого

Рис. 56. Структуры и текстуры мелкообломочных пород. Юра и нижний мел юго-востока Западной Сибири; авторская коллекция

Песчаные и алевритовые породы связаны между собой постепенными переходами. Породу принято относить к песчаной или алевритовой, если содержание обломков соответствующей размерности в ней $> 60\%$. Таких же границ обычно придерживаются при выделении среди этих типов породных разностей по зернистости. Если 90% зёрен сосредоточено в двух классах, то даётся двойное название, причём на второе место ставится название того класса, содержание которого больше, например, среднемелкозернистый песчаник (рис. 56, ж).

При наличии в алевролите или песчанике примеси до 40% к названию добавляется соответствующее прилагательное, например, при содержании в мелкозернистом песчанике зёрен алевритовой размерности в количестве 30% , следует называть песчаник мелкозернистый алевритовым.

Особенностью алеврито-песчаных пород является частое присутствие в них специфических текстур. Это, прежде всего, косослоистые текстуры, знаки ряби, градационная слоистость, следы жизнедеятельности организмов, растительные остатки, включения угля, следы оползания осадков, песчаные дайки (рис. 56, б, е, и; см. рис. 46–49). Все эти признаки имеют очень большое значение при выяснении генезиса отложений.

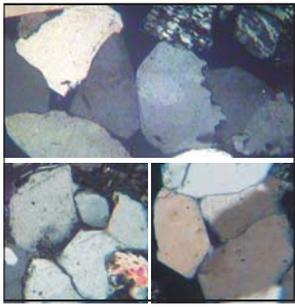
Алеврито-песчаные породы подразделяются не только на основании их структурных особенностей, но и по составу слагающего их обломочного материала. По этому признаку выделяются мономиктовые (мономинеральные), олигомиктовые и полимиктовые песчаные и алевритовые породы.

К *мономиктовым* относятся породы, состоящие на 90% из обломков одного минерала или породы. Чаще всего встречаются кварцевые пески и песчаники. Мономиктовые породы обычно возникают либо при разрушении однородной породы, либо при уничтожении всех разновидностей обломков, кроме одной, наиболее устойчивой в соответствующих условиях. *Олигомиктовые* породы сложены, в основном, обломками двух различных минералов или пород (например, песчаники, сложенные, в основном, обломками кварца и кремнистых пород). *Полимиктовые* породы сложены обломками различных минералов и пород, содержащихся в соизмеримых количествах. Это породы смешанного состава.

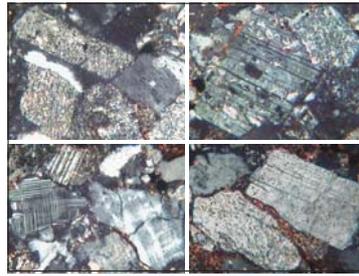
Минералы, которые встречаются в песчано-алевритовых породах в виде обломочных зёрен, могут быть основными (породообразующими), второстепенными, акцессорными (рис. 57).

Породообразующими компонентами являются кварц, полевые шпаты, реже обломки пород. *Второстепенными* могут быть слюды, хлорит, глауконит, обломки скелетов организмов. *Акцессорные* минералы чаще всего представлены цирконом, сфеном, турмалином, апатитом, минералами группы эпидота и другими тяжёлыми минералами. Помимо этого, могут встречаться *аутигенные акцессорные* минералы: гидроксиды железа, пирит, лейкоксен, цеолит и др.

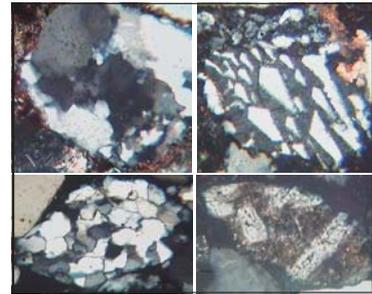
Породообразующие минералы



а) кварц

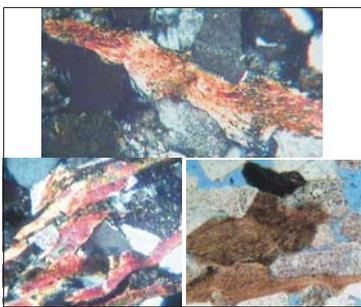


б) полевые шпаты

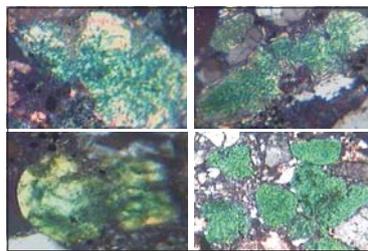


в) обломки пород

Второстепенные минералы

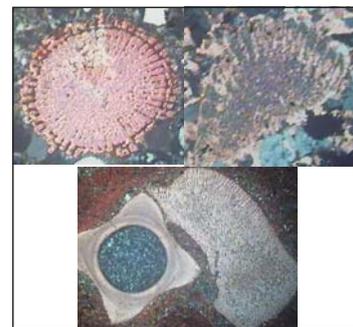


г) слюды



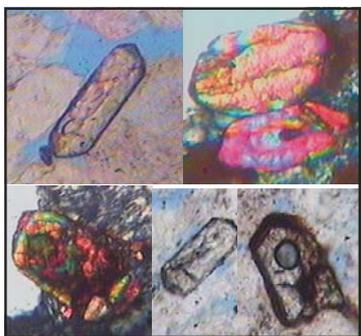
д) хлорит, глауконит

0 0,1 0,2 0,3 0,4 мм



е) органические остатки

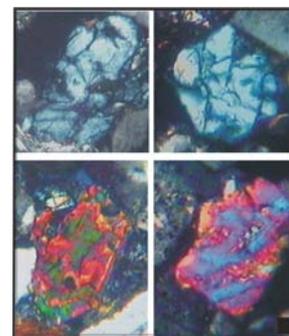
Акцессорные минералы



ж) цирконы



з) сфены



и) цоизиты,
эпидоты (внизу)

Рис. 57. Минералогический состав алеврито-песчаных пород. Шлифы. Верхняя юра, нижний мел юго-востока Западной Сибири, авторская коллекция

Под *цементом* песчано-алевритовых пород понимается содержащийся в них хемогенный или глинистый материал, скрепляющий обломки между собой. Классификации цемента весьма разнообразны. Обычно цементы подразделяют (рис. 58):

- 1) по составу материала (глинистый, кальцитовый, железистый);
- 2) по соотношению его с цементируемым материалом – *базальный* – цемента много, обломочные зёрна не соприкасаются друг с другом; *поровый* – цемент выполняет поры в породе; *контактный* – цемента мало и присутствует он на контакте зёрен; *плёночный* – в виде тонкой плёнки вокруг зёрен;
- 3) по способу образования – *крустификационный* – обрастание зёрен аутигенными минералами; *регенерационный* – разрастание зёрен, образование каёмки вокруг обломочных зёрен из того же вещества; *коррозионный* – образуется благодаря коррозии обломочных зёрен; *цемент выполнения* – цементация породы происходит, благодаря заполнению пор и пустот обломочными и аутигенными минералами;
- 4) по структуре: *аморфный*, *тонкоагрегатный*, *кристаллический*;
- 5) по степени кристалличности: *беспорядочно-зернистый* (зерна не имеют ни формы, ни определённой ориентировки); *пойкилитовый* (кристаллы цемента крупные, одновременно гаснущие в скрещенных николях); *волокнистый* (зёрна цемента имеют волокнистое строение); *радиально-лучистый* (зёрна цемента имеют радиально-лучистое строение).

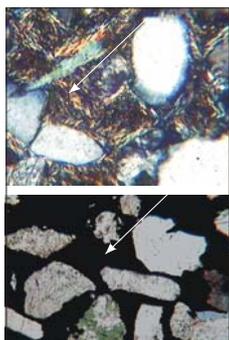
В большинстве случаев породы содержат несколько типов цемента, например, плёночно-поровый, базально-поровый и т.д.

Цвет песчаных и алевритовых пород весьма разнообразен. Он определяется как окраской самих обломков, так и цветом цементирующего их вещества. В случае незначительного содержания и неокрашенности цементирующего материала породы кварцевого состава обычно почти белого цвета, при значительном содержании полевых шпатов – розового, при обилии обломков эффузивных пород – серого, а при значительном содержании глауконита – зелёного цвета.

Окраска цементирующего материала может полностью затушёвывать окраску обломочной составляющей. Такое явление наблюдается в широко распространённых красноцветных и пестроцветных породах, окраска которых, как правило, определяется цветом глинистых минералов цемента или железистой плёнки вокруг зёрен.

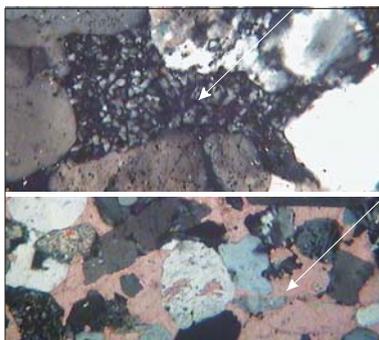
Песчаные и алевритовые породы, в основном, сложены обломками относительно устойчивых в химическом и механическом отношении минералов и пород, образовавшихся при выветривании и разрушении магматических, метаморфических и осадочных толщ. Рассматриваемые породы образуются почти повсеместно в самых различных климатических, тектонических и фациальных обстановках.

Базальный



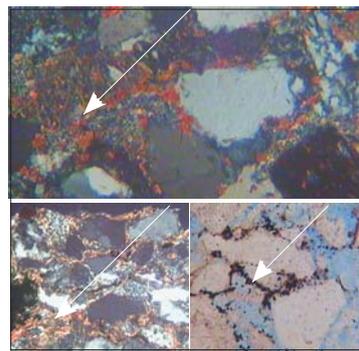
а) гидрослюда,
пирит (внизу)

Поровый



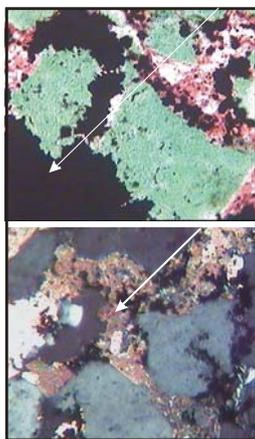
б) каолинит,
кальцит (внизу)

Пленочный



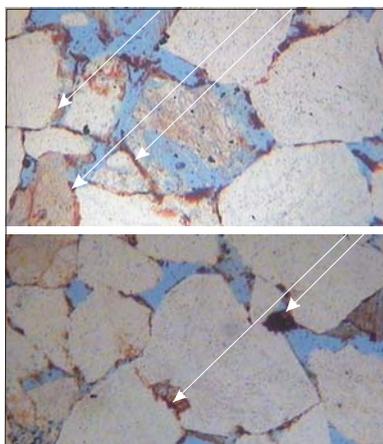
в) сидерит (вверху),
гидрослюда,
пирит (справа)

Пленочно-поровый



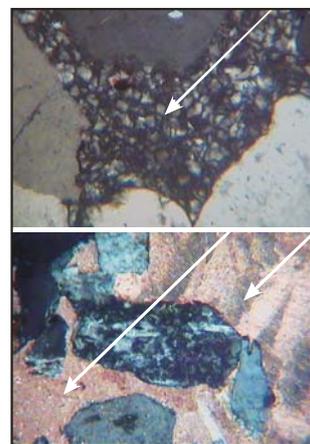
г) пирит,
кальцит (внизу)

Контактный



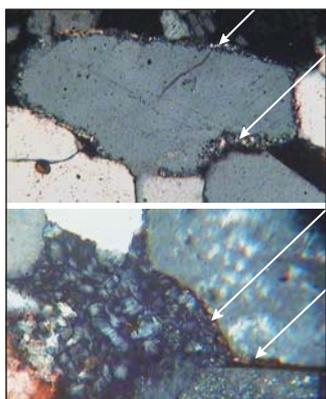
д) битуминозное вещество

Кристаллический



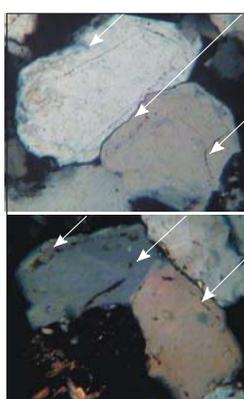
е) каолинит,
кальцит (внизу)

Крустификационный



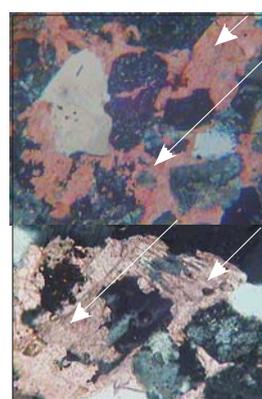
ж) гидрослюда

Регенерационный



з) кварц

Коррозионный



и) кальцит

0 0,1 0,2 0,3 0,4 мм

Рис. 58. Типы и состав цемента в алеврито-песчаных породах.
Шлифы. Юра, нижний мел юго-востока Западной Сибири, авторская коллекция

Выделяются 4 основные *ландшафтно-динамические* области накопления осадков: водораздельно-склоновая; наземно-равнинная; подводно-равнинная и удалённая от берега область проявления течений и мутьевых потоков.

Две первые отвечают *континентальному* осадконакоплению, при котором часто значительное влияние оказывает ветер, вторые соответствуют *бассейновому* осадконакоплению.

Условия образования *песчаных* осадков весьма разнообразны. Обычно они определяются по непереотложенным органическим остаткам, следам жизнедеятельности организмов, характеру косой слоистости, особенностям гранулометрического состава, составу седиментогенетических и диагенетических минералов, особенностям поверхностей напластования и т.д. Выделяются донные, разнообразные прибрежные, пляжевые, озёрные, речные, эоловые, флювиогляциальные и эоловые песчаные отложения.

Морские пески и песчаники характеризуются хорошей сортировкой и окатанностью зёрен, плотной упаковкой, наличием разнонаправленной косой слоистости, знаков волн. Песчаные породы морского генезиса образуются в мелководной области шельфа, на литорали, реже в глубоководной обстановке. Они часто содержат морскую фауну и растительный детрит, несённый с суши, зёрна глауконита. Они отличаются широким площадным распространением и значительной мощностью пластов.

Озёрные пески и песчаники сходны с морскими. Основные отличия заключаются в ином составе фауны, небольшом площадном распространении и мощности. Слоистость озёрных песчаников волнистая, косоволнистая, линзовидная, иногда разнонаправленная косая, с меньшими размерами пачек и слоёв, чем у морских. В озёрных песках чаще встречаются глинистые прослойки.

Речные пески и песчаники характеризуются плохой сортировкой материала и сравнительно худшей окатанностью песчинок. Упаковка песчаных осадков менее плотная, пористость более высокая. В речных песчаниках развита косая однонаправленная и горизонтально-косая русловая слоистость, косоволнистая слоистость на пойме. Обычно песчаники речного генезиса содержат крупный и мелкий растительный детрит, иногда пресноводную фауну. Песчаные породы речного генезиса встречаются в виде полос, вытянутых в направлении речных долин. В русловых песках равнинных рек присутствует мелкая галька и гравий, в песчаных осадках горных рек галька является обычным компонентом.

Флювиогляциальные песчаные породы образуются в результате перемыва талыми водами ледника моренных отложений. Они отличаются невысокой степенью окатанности, примесью гравия и гальки, наличием

горизонтально-косой и косой однонаправленной слоистости. Распространены они в виде пятен неправильной формы и небольшой площади.

Эоловые пески и песчаники характеризуются очень хорошей сортировкой и окатанностью. Они имеют широкое площадное распространение, отличаются значительной мощностью, наличием перекрёстной слоистости эолового типа, отсутствием органических остатков.

Генетический спектр *алевритовых* отложений менее разнообразен. Чаще всего алевриты образуются на дне озёрных, морских и океанических бассейнов, в зоне слабо подвижных вод, а также среди пойменных отложений. Среди ледниковых, элювиальных и делювиальных осадков алевриты встречаются редко. Наряду с этим к алевритам относится широко распространённая специфическая порода (главным образом четвертичного возраста) – *лесс*, образующаяся в континентальной обстановке.

Петрографо-минералогический, химический и структурный состав песчаников и алевритов определяется типом материнских пород, а также интенсивностью процессов выветривания, седиментогенеза, диагенеза и катагенеза.

При этом *диа- и катагенетические процессы* иногда проявляются в том, что удаляются минералы, неустойчивые в новых условиях. Вследствие этого могут образовываться мономинеральные породы.

Главными диагенетическими изменениями алеврито-песчаных пород являются: карбонатная цементация, цементация кремнезёмом, образование аутигенных диагенетических минералов (оксидов железа, глинистых минералов, сульфидов железа, карбонатов железа и др.).

Пески, алевриты, песчано-алевритовые породы *используются* в строительстве, в стекольном и керамическом производстве. В песчаных отложениях присутствуют промышленные россыпные месторождения золота, платины, ильменита, циркона, вольфрамита. Песчаные породы являются главнейшими резервуарами месторождений нефти, газа и подземных вод.

Породы, переходные между вулканогенными и обломочными

Крайними членами этого ряда являются вулканогенные (пирокластические) и осадочные породы.

Пеплы – рыхлые скопления материала, выброшенного вулканами. В составе пеплов преобладают обломки вулканического стекла (витрокластические пеплы), обломки кристаллов вулканических пород (кристаллокластические) и обломки эффузивных пород (литокластические). Форма обломков обычно угловатая, реже каплевидная и шарообразная.

Сортировка материала отсутствует. Часто пеплы содержат обломки разного рода и примесь настоящего обломочного материала.

Туфы – сцементированные пеплы (рис. 59, а). Цемент туфов обычно представлен продуктами вторичных изменений вещества породы. В нём часто присутствуют хлориты, карбонаты, цеолиты.

По размеру частиц различают туфы тонкообломочные ($d < 0,1$ мм); мелкообломочные (0,1–1,0 мм); крупнообломочные ($d > 1$ мм).

К переходным породам относятся туффиты и туфогенные породы.

Туффиты состоят из обломков вулканического стекла, эффузивных пород и минералов (полевых шпатов, пироксенов, амфиболов). Содержание песка, алевролита и глинистых частиц обломочного происхождения до 50 %. Образуются они в водных бассейнах и на суше. Цементирующее вещество представлено хлоритами, глинистыми минералами, карбонатами.

Туфогенные породы представляют собой осадочные образования, содержащие небольшую примесь (20–30 %) вулканического материала (обломки вулканического стекла, эффузивных пород и минералов). Обломочные частицы окатаны, вулканогенные – угловаты.

Текстуры и структуры туффитов и туфогенных пород – нормальные осадочные (рис. 59, б–и), иногда отмечается слоистость.

2.4.2. Глинистые породы

К глинистым относятся породы, сложенные частицами размером менее 0,01 мм.

Главными *породообразующими* минералами являются каолинит, гидрослюда, (иллит), монтмориллонит и смешанно-слоистые образования (рис. 60, а, б, в). *Важными компонентами* иногда являются хлорит, оксиды и гидроксиды железа и алюминия, глауконит и опал. *Второстепенные* минералы представлены кварцем, халцедоном, слюдами, полевыми шпатами.

Новообразования в порах, трещинах и в виде конкреций представлены карбонатами (кальцитом, сидеритом), сульфатами (гипсом), сульфидами (пиритом), оксидами и гидроксидами железа и марганца. В глинистых породах обычно много органического материала. Это обломки растительных частиц различной степени углефикации или органическое вещество, рассеянное и сконцентрированное в линзы, прослой.

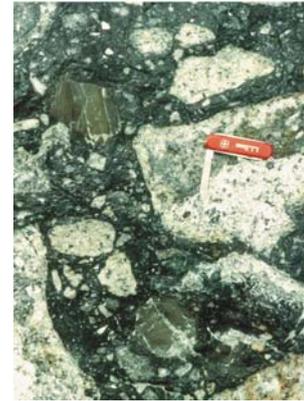
Структуры глинистых пород пелитовые, алевро-пелитовые, псаммо-пелитовые. В зависимости от расположения и формы частиц различают структуры: ориентированные (микрослоистая, сланцеватая); неориентированные (беспорядочно-зернистая, хлопьевидная, волокнистая).



а) туф мелкообломочный



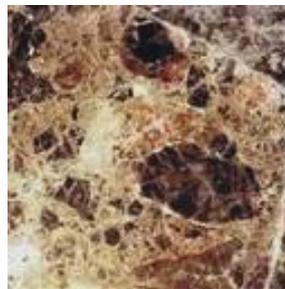
б) туфобрекчия с вулканогенным цементом



в) туффит крупнообломочный с хлоритовым цементом



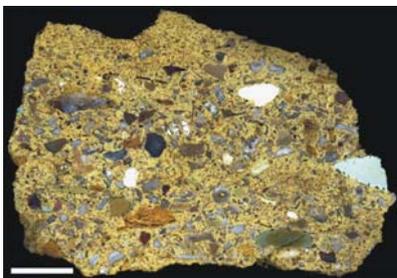
г) туффит конгломератовый с туфогенным цементом



д) туффит конгломератовый с карбонатным цементом



е) туффит гравелитовый с железистым цементом



ж) туффит гравелито-песчаный с хлорит-вулканогенно-железистым цементом

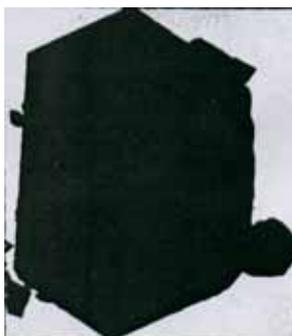


з-и) туффиты песчаные с глинисто-вулканогенным цементом

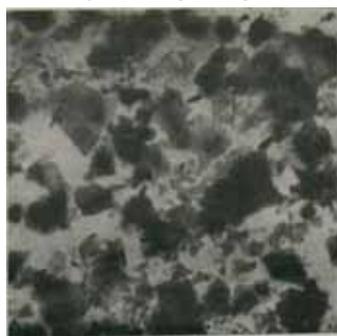


Рис. 59. Вулканогенно-осадочные породы:
а, г, з, и – Армения, коллекция кафедры ГРМ ТПУ; б–ж – Интернет, сайт <http://www.science.giu.edu/geology/.html>

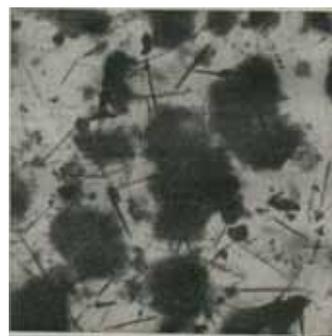
Глинистые минералы



а) каолинит
увел. 11 000



б) гидрослюда
увел. 12 500



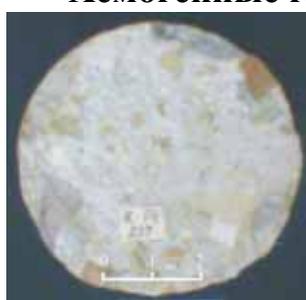
в) монтмориллонит
увел. 12 500

Снимки с электронного микроскопа

Хемотропные глины



г) каолиновая



д) каолиновая с обломками
выветрелых пород



е) монтмориллонитовая

Степень уплотнения обломочных глинистых пород



ж) уплотненная
глина с остатками
корней болотного
происхождения



з) аргиллит битуминозный



и) сланцеватый аргиллит

Рис. 60. Глинистые минералы и породы:

а – Уренгойское месторождение, верхний мел, авторская коллекция; б, в – по Н.В. Логвиненко и Э.И. Сергеевой [69]; г, е – по В. Шуману, 1986 [79]; д, ж, з – юра юго-востока Западной Сибири, авторская коллекция; и – Грузия, коллекция кафедры ГРМ ТПУ

Текстуры глинистых пород слоистые и неслоистые. Преобладают слоистые текстуры, чаще всего горизонтально-слоистые. Среди неслоистых текстур различаются пятнистые, комковатые.

Излом глинистых пород зависит от степени дисперсности, степени уплотнения и примесей. Излом глин – гладкий, раковистый, при наличии алевритовых и песчаных примесей – неровный, шероховатый. Излом аргиллитов – оскольчатый, шероховатый, занозистый.

Условия залегания глинистых пород весьма разнообразны. Это слои, пласты, линзы различной мощности и протяжённости.

Выделяется два основных генетических типа глинистых пород – хемогенные и обломочные.

Хемогенные глинистые породы формируются в результате химического выветривания кристаллических пород. Это глинистые образования древних и современных кор выветривания, современных и ископаемых почв. Характер глин зависит от климата и состава материнских пород. В гумидном климате при выветривании гранитоидных пород формируются каолинитовые глины, а при выветривании Fe–Mg–Al силикатных пород – хлорит-монтмориллонитовые глины (рис. 60, г, д, е).

Обломочные глины образуются в результате разрушения и перетолжения коры выветривания, а также осадочных пород более древнего возраста. Образование обломочных глин происходит в континентальной и морской обстановках.

В зависимости от обстановки осадконакопления Н.В. Логвиненко [8] выделяет несколько типов глинистых пород.

Морские глины. Глинистые осадки в морях распространены на шельфе ниже зоны действия волн и течений, а также в заливах и бухтах. Залегают они в виде линз и пластов небольшой мощности и характеризуются не очень хорошей сортировкой, содержат примеси алевритового и песчаного материалов. По минеральному составу они гидрослюдистые и гидрослюдисто-монтмориллонитовые с хлоритом. Органические остатки представлены раковинами и скелетами морских животных, остатками водорослей и растительным детритом, снесенным с суши.

Значительно чаще глинистые осадки встречаются в глубоководных впадинах и на континентальном склоне. Они характеризуются большей дисперсностью и лучшей сортировкой, чем глины шельфа, часто содержат остатки диатомей, радиолярий и фораминифер. В их составе преобладают монтмориллониты, гидрослюды и смешанно-слойные минералы.

Лагунные глины. В засоленных лагунах глины встречаются в виде пластов небольшой мощности, переслаивающихся с карбонатными породами, гипсами и солями. Органические остатки, как правило, отсутствуют. Окраска глин пестрая, красная, реже серая. Глины постоянно

содержат включения аутигенных минералов-карбонатов, сульфатов, солей. По минеральному составу это гидрослюдистые и гидрослюдисто-монтмориллонитовые глины.

В опресненных лагунах накапливаются глины более тонкодисперсные, гидрослюдисто-каолинитовые с примесью хлорита и монтмориллонита или чисто каолинитовые. Как правило, такие глины содержат растительный детрит и пресноводную или солоноватоводную фауну.

Озерные глины. В озерах аридного климата распространены пестрые и красные глины, грубодисперсные гидрослюдисто-монтмориллонитовые. Они залегают в виде линз и пластов небольшой мощности, содержат аутигенные новообразования – карбонаты, сульфаты и другие минералы. Органические остатки, как правило, отсутствуют.

В озерах и озерах-болотах избыточно влажных областей гумидного климата развиты преимущественно гидрослюдисто-каолинитовые и каолинитовые глины. Окраска их белая, серая до темно-серой. Они содержат массу растительных остатков, следы жизнедеятельности пресноводной фауны, иногда стяжения сидерита и пирита.

Ледниковые глины. Этот тип глин встречается в моренных отложениях, иногда целиком слагают морену. Они характеризуются плохой сортировкой материала, часто в них присутствуют галька, песок. По существу это суглинки и супеси с массой грубообломочного материала. По минеральному составу ледниковые глины гидрослюдистые и гидрослюдисто-хлоритовые.

Делювиально-пролювиальные глины содержат значительную примесь алевроитовых, песчаных частиц и обломков горных пород. Окраска глин бурая, коричневая, желтовато-бурая в связи с присутствием оксидов и гидрооксидов железа.

Делювиальные и пролювиальные глины залегают в виде изменчивых и непостоянных по протяжению линз, пластов, прослоев, часто они слоистые. Встречаются на склонах и подножьях холмов и др. возвышенностей. По минеральному составу эти глины полиминеральны, иногда они содержат растительный детрит и остатки наземной фауны.

Аллювиальные глины приурочены, в основном, к поймам и дельтам. Залегают они в виде линз, маломощных и невыдержанных пластов. Глинистые осадки образуются во время паводков, когда речные воды несут много тонкой взвеси. Глинистые пласты переслаиваются с алевроитовыми и песчаными. Дисперсность глин невысокая, сортировка плохая. Обычно они содержат растительный детрит, иногда остатки и следы жизнедеятельности пресноводной фауны. Минеральный состав глин разнообразный и непостоянный и зависит от источников сноса. В речных отложениях гумидных областей часто встречаются каолинитовые глины.

Минералогические изменения глинистого материала начинаются при транспортировке, но наиболее существенное преобразование начинается с момента отделения осадка от придонного слоя воды новым свежесформированным осадком. Эти изменения относятся к стадии *диагенеза*, и с ними связана постепенная потеря свободной воды, приводящая к уплотнению осадка и уменьшению пористости. В глинистых породах в стадию диагенеза образуются сульфиды железа, карбонаты, сульфаты, оксиды и гидроксиды железа.

При *катагенезе* происходит образование глинистых пород под влиянием повышенных температуры и давления при участии поровых растворов. Образуются **уплотнённые глины** и **аргиллиты**, происходит потеря пластичности, постепенное исчезновение разбухающих минералов, наблюдается интенсивное аутигенное глинообразование в сопутствующих пористых породах.

В *метагенезе* осуществляется коренная перестройка микроструктур и текстур глинистых пород. Породы становятся сланцеватыми, пористость резко уменьшается до 1 %. Образуются **сланцеватые аргиллиты**, **глинистые сланцы**.

По степени уплотнения глинистые породы образуют ряд: глины – уплотнённые глины – аргиллиты – сланцеватые аргиллиты – глинистые сланцы (рис. 60, ж, з, и). В этом ряду только глины и уплотнённые глины обладают пластичностью и обменными свойствами.

Пластичность глин определяется способностью тонкодисперсных глинистых минералов адсорбировать воду. Обменная способность глин связана с наличием электрического заряда на базальных плоскостях структур глинистых минералов, что позволяет им удерживать наряду с молекулами воды анионы и катионы.

Наряду с различными аспектами *использования* глинистых пород в промышленности, особое значение они имеют в нефтяной геологии. Присутствие разбухающих глинистых минералов в коллекторах снижает их проницаемость. В то же самое время, глинистые породы обладают надёжными экранирующими свойствами, причём разбухающие минералы в этом случае играют положительную роль.

С процессами катагенетических изменений разбухающих глин связана отдача нефтяных углеводородов из газонефтематеринских отложений. Интенсивность постдиагенетических изменений глинистых минералов в водонасыщенных пластах, по сравнению с нефтенасыщенными, используется для определения прихода нефти или газа в пласты.

2.4.3. Глиноземистые (алюминистые) породы

Алюминистые осадочные породы представляют собой скопление оксидов и гидроксидов алюминия (глинозема), среди которых преобладают диаспор, бёмит и гидраргиллит. Содержание оксидов алюминия колеблется в широких пределах, составляя преимущественно 30–50 %. Значительное место в алюминистых породах занимают примеси, среди которых основными являются оксиды железа (10–15 %), шамозит, каолинит, карбонаты кальция и магния, а также обломочные минералы – кварц, полевые шпаты, мусковит, рутил и др.

Главнейшими алюминистыми осадочными породами являются латериты и бокситы.

Латериты – ярко окрашенные, преимущественно коричневатокрасные, реже серовато-розовые породы, рыхлые, водопроницаемые или плотные (рис. 61, а). Окраска пород определяется наличием в них железа в окисной форме. Основным алюминийсодержащим минералом является гидраргиллит.

Латериты представляют собой современную кору выветривания пород, богатых алюмосиликатами, образовавшуюся в условиях жаркого переменного-влажного климата (рис. 61, б, в). В результате химического выветривания в условиях кислой среды из материнских кристаллических пород удаляются подвижные соединения, а на месте остаются и постепенно накапливаются оксиды алюминия, железа, кремния и глинистые минералы, составляющие в совокупности латерит [10].

Бокситы – так же, как и латериты, имеют преимущественно коричнево-красную, розовато-красную, оранжево-красную окраску, но встречаются разности светло-серые и черные. Окраска определяется составом и количеством примесей. Прочность пород непостоянна, встречаются как рыхлые, так и весьма плотные разности.

Алюминийсодержащие минералы представлены диаспором, бёмитом и гидраргиллитом. Суммарное их содержание может достигать 70–80 %. При погружении бокситовых отложений происходит их дегидратация и главным минералом становится диаспор [10]. В бокситах также постоянно присутствуют лимонит, гётит, гидрогётит, тонкодисперсный гематит и гидрогематит, примеси кварца, опала, халцедона, каолинита.

По происхождению бокситы разделяются на две крупные группы: остаточные (псевдоморфные) и переотложенные (осадочные).

Псевдоморфные бокситы представляют собой ископаемую кору выветривания и характеризуются в различной степени реликтивными структурами пород, за счёт выветривания которых они возникли. Наиболее распространены бокситы с реликтивными структурами основных пород: базальтов и долеритов. Отмечаются и бесструктурные бокситовые глинистые породы (рис. 61, г, д, е).

Латериты



а) фрагменты латеритов



б) разрез коры выветривания бокситоносных латеритов



в) останцы выветрелых докембрийских пород

Ископаемая кора выветривания

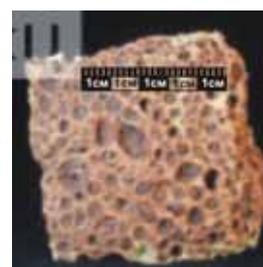


г) глина бокситная



д, е) бокситы остаточные

Переотложенная кора выветривания



ж-и) бокситы осадочные с бобовой и оолитовой структурой

Рис. 61. Глинозёмистые породы:

а, и – интернет, сайт <http://www.science.giu.edu/geology/.html>; б – Индия; в – Австралия – [87]; г – зона контакта палеозойских и мезозойских отложений юго-востока Западной Сибири, авторская коллекция; д–з Урал, месторождение Красная шапочка, коллекция кафедры ГРНМ ТПУ

Осадочные бокситы образуются в результате переотложения латеритной коры выветривания. Освобождающийся при выветривании глинозём (разложение каолина) образует устойчивые в растворе коллоиды с гумусовыми веществами. В таком виде они выносятся речными водами в озёра и моря, где и происходит их отложение в виде геля гидроксида алюминия.

Осадочные бокситы образовались в платформенных либо геосинклинальных условиях. *Платформенные бокситы* приурочены к делювиальным, аллювиальным и котловинным (озёрным) отложениям. *Геосинклинальные бокситы* обычно залегают на закарстованной поверхности известняков и покрываются карбонатными породами с морской фауной. Остатки морской фауны нередко встречаются и в пластах бокситов.

подавляющее большинство переотложенных бокситов в процессе диа- и катагенеза приобретают различные разновидности бобовых и оолитовых структур. Характерны также конгломератовые и брекчиевые структуры. Бобовины в бокситах обычно представлены затвердевшими сгустками колломорфного вещества гиббсит-гематитового состава. Часто бобовины несут следы переноса (обломаны, либо стёрты края, сортированы по крупности и пр.) (рис. 61, ж, з, и).

Основная масса добываемых бокситов *используется* для получения алюминия, иногда – для изготовления огнеупоров и адсорбентов.

2.4.4. Железистые породы

В группу железистых пород объединяются природные образования осадочного происхождения, отличающиеся высоким содержанием железа. Последнее присутствует в виде оксидов и гидрооксидов (лимонит, гематит, гётит, гидрогётит), карбонатов закиси (сидерит), сульфидов (пирит, марказит), лептохлоритов (шамозит). Помимо минералов железа, в породах нередко отмечаются значительные количества кремнезема (до 30–40 %), глинозема (до 25 %), кальцит, глауконит, хлориты, глинистые минералы и терригенные примеси – кварц, полевые шпаты, слюды.

Главными представителями пород этой группы являются бурые железняки, сидериты и лептохлориты [10].

Бурые железняки представляют собой природную смесь гидрооксидов железа (гётита, гидрогётита, лимонита и др.). Окраска пород бурая, красновато-бурая, оранжево-желтая. Внешне это рыхлые, пористые, кавернозные или плотные массивные образования нередко оолитовой или бобовой структуры (рис. 62, а, б, в).

Окисные руды



а, б) оолиты оксидов железа («икряная руда»)

в) бобовины гематита

Окисленные руды



д, е) бурые железняки

г) продукт окисления сульфидного месторождения («железная шляпа»)

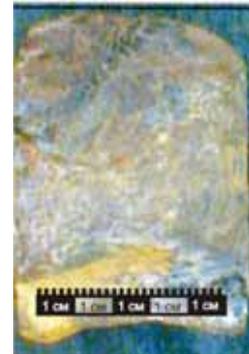
Сидерит-хлоритовые руды



ж) сидерит окисленный с растительными остатками (болотного генезиса)



з) лептохлорит



и) лептохлорит-сидеритовая окисленная порода

Рис. 62. Железистые породы:

а – Керченское месторождение; г, д, е – Урал, коллекция кафедры ГРHM ТПУ; б, в – интернет, сайт <http://www.science.giu.edu/geology/.html>; ж, и – верхняя юра юго-востока Западной Сибири, авторская коллекция; з – Южный Урал [60, т. 5]

Источником железа для формирования бурых железняков являются кристаллические породы, содержащие многочисленные железистые минералы. При процессах выветривания железо переходит в гидрооксид и перемещается водами в виде механической взвеси и коллоидов гидрооксида железа. Перенесённое таким образом железо распределяется в водоёмах по законам механической дифференциации согласно с гидродинамикой бассейна. В континентальных (озерных, болотных) и морских условиях образуются *окисные* руды.

Бурые железняки образуются также в результате окисления сидерита и сульфидов железа («железная шляпа») (рис. 62, г). Кроме того, они могут формироваться за счет выветривания каких-либо железосодержащих пород и концентрации железистых минералов в элювии или коре выветривания (рис. 62, д, е). Так образуются *окисленные* руды.

Сидеритовые породы состоят, в основном, из сидерита, но содержат и значительное количество примесей – обломки кварца, полевых шпатов, глинистый материал, обугленный растительный детрит, иногда мелкие остатки фауны. В связи с присутствием органического вещества окраска сидеритов темно-серая, серая, иногда черная. При выходе на поверхность породы приобретают бурый цвет вследствие окисления (рис. 62, ж).

Сидериты встречаются в виде слоев, линз, конкреций и представляют собой, в основном, диагенетические образования. Формируются они в болотах и торфяниках речных и дельтовых осадках в восстановительной, застойной обстановке и щелочной среде.

Лептохлоритовые (шамозитовые) породы слагаются, в основном, алюмосиликатом закиси железа – шамозитом со значительной примесью глинистого материала, карбонатов, оксидов железа. Окраска пород серовато-зеленая, зеленовато-темно-серая, при наличии оксидов железа – буроватая, почти коричневая (рис. 62, з, и). Структура пород однородная, скрытокристаллическая, иногда оолитовая. Образуются эти породы в застойной восстановительной среде в лагунно-заливных условиях, болотах и пойменных участках дельтовых областей.

Железистые осадочные породы являются рудой для получения железа (при содержании железа свыше 20–25 %). Кроме того, некоторые окисные соединения железа используются для приготовления минеральных красок (охра, сурик и др.).

2.4.5. Марганцевые породы

К марганцевым осадочным породам относятся образования, содержащие свыше 10 % оксида марганца. В их состав входят различные минералы марганца, в основном оксиды (манганит, псиломелан, пиролюзит, браунит) и карбонаты (родохрозит, мангано-кальцит). Кроме того, обычно присутствует значительное количество других компонентов, представленных окисными соединениями железа, глинистыми минералами, кальцитом, обломочным материалом, кремнистыми образованиями.

Марганцевые породы подразделяются на четыре минералогопетрографических типа: окисные, окисленные, карбонатные и силикатные.

Окисные руды состоят из минералов оксида и гидроксида марганца: пиролюзита, манганита, псиломелана. Эти породы имеют чёрную окраску, конкреционную, бобовую, оолитовую структуру (рис. 63, а, б, в), реже землистое сложение. Источником марганца являются кристаллические породы. Переносится он в виде коллоидов гидроксида марганца, частично в ионной форме. Причиной осаждения марганца является коагуляция коллоидов и деятельность бактерий.

Окисные руды образуются в мелководной области моря, где, благодаря волнениям, в изобилии присутствует кислород. Широко известны болотно-озёрные руды марганца, в которых он в виде гидроксидных соединений ассоциирует в различных пропорциях с оксидами и гидроксидами железа.

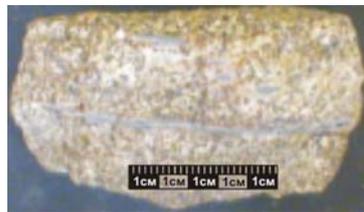
Окисные руды являются наиболее ценными для промышленности.

Окисленные руды возникают в обстановках широкого развития кор выветривания на марганецсодержащих породах и рудах. Они представлены соединениями гидроксида марганца – псиломеланом, имеют землистое сложение (рис. 63, г). Окисленные руды обычно приурочены к кайнозойской коре выветривания на докембрийских кварц-гранатовых породах. Они являются высококачественным сырьём для получения марганца.

Карбонатные породы по своей природе бедны марганцем. Часто они представлены известняками и доломитами с более или менее богатой вкрапленностью родохрозита $MnCO_3$ и мангано-кальцита $(Mn, Ca)CO_3$.

Карбонатные руды марганца образуются в морских условиях, в восстановительной обстановке. В ряде случаев по мере приближения к берегу происходит замещение их окисными соединениями марганца, что связано с лучшей аэрацией осадка под влиянием волнений.

Это плотные светло-серые породы, мелко- и тонкозернистые, внешне иногда трудноотличимые от известняков или доломитов. В естественных обнажениях они выделяются постоянным присутствием чёрных гнезд, тонких прослоев гидроксида марганца и дендритов оксида марганца (рис. 63, д, е, ж).



а, б) марганцевая руда с оолитовой структурой

в) почковидные образования гидроксидов марганца



г) марганцевая окисленная руда

д) дендриты гидроксидов марганца по трещинам

е) марганцевая карбонатная руда с дендритами гидроксидов марганца по трещинам



ж) родохрозит $MnCO_3$

з) родонит $(Mn, Fe, Ca)SiO_3$

и) спессартин $Mn_3Al_2(SiO_4)_3$

Рис. 63. Марганцевые породы:

а, б, г, е – Украина, Никополь, коллекция кафедры ГРМ ТПУ;
 д – по А.Г. Бетехтину, 1961 [17]; в – по В. Шуману, 1986 [79]; ж, з – [60, т. 4];
 и – Урал [83]

Силикатные породы обычно представлены родонитом и спессартином (минералом из группы гранатов) (рис. 63, з, и). Они светло-серые с розоватым оттенком, розовато-лиловые, мелко- и микрозернистые, часто встречаются в докембрийских образованиях.

Марганцевые осадочные руды *используют* в промышленности для получения специальных сортов стали и чугуна. Кроме того, марганец применяется в химической промышленности и стекольном производстве. Карбонатные и силикатные породы используются как декоративный материал.

2.4.6. Фосфатные породы

К фосфатным относятся породы, содержащие не менее 10 % P_2O_5 . Наиболее известны из них фосфориты, основной составной частью которых являются минералы – соли фосфорной кислоты – гидроксилapatит, фторапатит, карбонатапатит, а также аморфный фосфат – коллофанит.

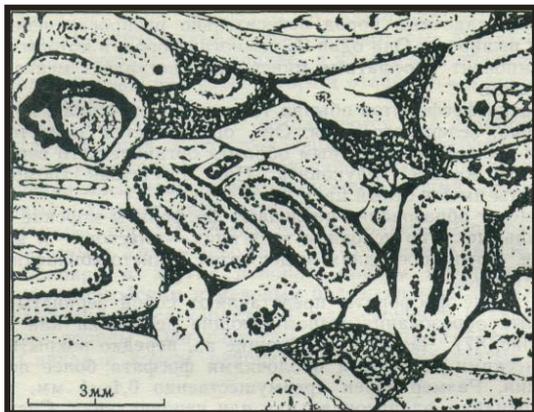
В качестве примесей в фосфоритах присутствуют глинистый материал, карбонаты кальция и магния, обломочные зерна, органическое вещество, а также аутигенный опал, халцедон, глауконит и пирит. В зависимости от состава примесей фосфориты внешне могут быть похожими на другие осадочные породы – песчаники, известняки, глины. Для того чтобы уверенно диагностировать фосфориты, необходимо произвести качественную реакцию на фосфор. С этой целью образец смачивают несколькими каплями смеси, состоящей из азотной кислоты и раствора (15–20 % концентрации) молибденовокислого аммония. Появление фосфорной соли молибдена ярко-желтой окраски свидетельствует о присутствии фосфора.

Окраска фосфоритов обычно темная, серая, коричневатая-серая, зеленоватая-серая. Она обусловлена присутствием примесей – органического вещества, сульфидов железа, глауконита. Чистые фосфориты имеют белый цвет.

По условиям образования различают пластовые, конкреционные фосфориты, костяные брекчии и терригенные фосфатные породы.

Пластовые – геосинклинальные фосфориты залегают в виде пластов мощностью от нескольких сантиметров до 15–17 метров, окрашены обычно в темные тона. Макроскопически похожи на песчаники, кремль, яшму. В шлифах видно, что частицы покрыты концентрическими слоистыми оболочками фосфата, а сцементированы они аморфным фосфатом, кальцитом или доломитом (рис. 64, а, б).

Конкреционные фосфориты разделяют на радиально-лучистые и желваковые. *Радиально-лучистые* фосфориты представляют собой шаровидные образования размером от единиц до 20 сантиметров, имеющие хорошо выраженную радиально-лучистую структуру (рис. 64, в, г). *Желваковые* фосфориты слагаются однородными стяжениями фосфата, имеющими разнообразную форму. В них часто встречаются сложенные кальцитом обломки фауны и фосфатизированные растительные остатки. Поверхность первичных желваков шероховатая (рис. 64, д), а переотложенных – глянцевая.



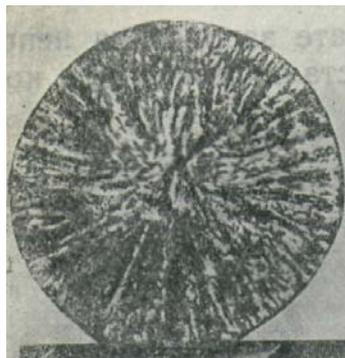
а) фосфатный гравелит. Зерна фосфатного гравия с зародышами из обломков костей сцементированы доломитом. Шлифы, 1 ник., увел. 20



б) оолитовый фосфорит. Шлиф, 1 ник., увел. 22



в, г) конкреции фосфоритов с радиально-лучистой структурой



д) желваковый фосфорит

Рис. 64. Фосфатные породы:

а – по Б.К. Прошлякову и В.Г. Кузнецову [10]; б – по Ф.Д. Петтиджону [9]; в – Украина, коллекция кафедры ГРМ ТПУ; г, д – по А.Г. Бетехтину, 1961 [17]

Костяные брекчии – породы желто-бурого цвета, довольно пористые, состоят из позвонков рыб и других костей, сцементированных карбонатным, песчано-глинистым или фосфатным цементом.

Терригенные фосфатные породы представлены ракушечниками, сложенными остатками фосфатных раковин беззамковых брахиопод (*p.p. Obolus, Lingula*), и песчаниками, в которых обломочный материал сцементирован фосфатным веществом.

Образование фосфоритов в морских водоёмах происходит в результате гибели и разложения организмов, освобождении P_2O_5 , накопленного в телах организмов. Осаждение фосфатных минералов происходило в осадке в раннем диагенезе из иловых растворов, где концентрация P_2O_5 в 4–5 раз выше, чем в морской воде.

Фосфориты являются одним из основных видов *сырья* для производства удобрений. Кроме того, они используются в химической промышленности для получения фосфора и его соединений.

2.4.7. Кремнистые породы (силициты)

Кремнистые осадочные породы представляют собой образования, полностью или частично состоящие из кремнезема. Эти породы часто содержат обильные остатки организмов. Наряду с кремнеземом в них нередко присутствуют значительные количества обломочного материала песчано-алевритовой разности, глинистые минералы, оксиды железа, карбонаты.

Кремнистые хемогенные породы

Кремнистые туфы (гейзериты) – светлые пористые породы, состоящие из опала (рис. 65, а). Они залегают в виде тел неправильной формы, натёков, корочек, образуются из вод гейзеров и горячих источников. Воды их часто насыщены и перенасыщены кремнеземом. На большой глубине в условиях высокой температуры и повышенного давления кремнезем находится в растворе. Когда вода выбрасывается на поверхность Земли, давление и температура изменяются и кремнезем выпадает в осадок.

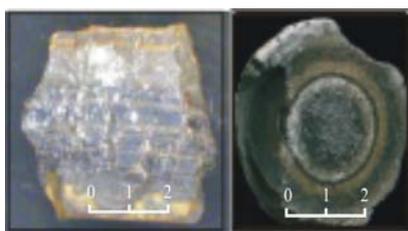
Кремневые конкреции или кремни – плотные твердые породы с раковистым изломом. Окрашены в различные тона, чаще всего в серые, темно-серые и черные. Конкреции имеют халцедоно-кварцевый и кварцевый состав, разную форму и размеры (рис. 65, б). Кроме минералов кремнезема, в составе конкреций имеется органическое вещество, придающее им черный цвет, встречается пирит, глинистые минералы, терригенные примеси.

Кремневые конкреции являются продуктом раннего диагенеза. Об этом свидетельствуют минеральный состав (они состоят из тонкокристаллического халцедона и кварца), взаимоотношения со слоистостью (слои обтекают конкрецию), отсутствие фауны. Иногда кремневые конкреции образуются в катагенетическую стадию. У них кварцевый состав, они образуют косые жилы и желваки, пересекающие пласты.

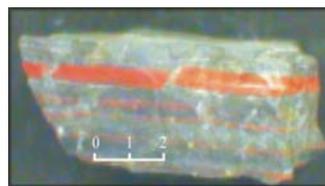
Хемогенные



а) кремнистый туф

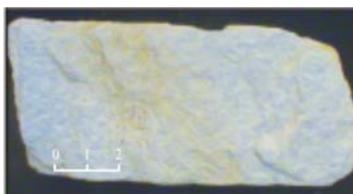


б) кремьень пластовый и желваковый

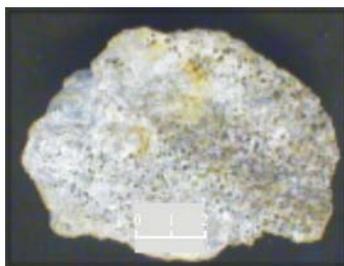


в) джеспилит

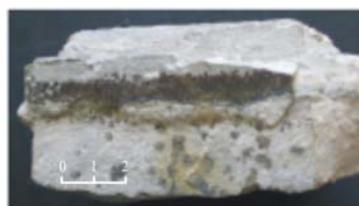
Органогенные



г) диатомит

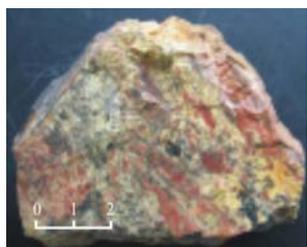


д) радиолярит

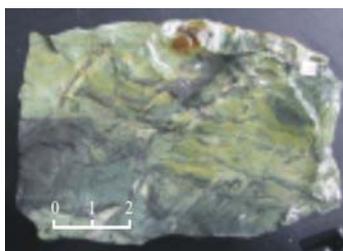


е) спонголит

Хемобиогенные



ж) яшма пестроцветная



з) яшма



и) опока и трепел

Рис. 65. Кремнистые породы:

а – интернет, сайт <http://www.science.siu.edu/geology/html>; в – Кривой Рог;

г – Грузия; б, ж, з, и – Урал, коллекция кафедры ГРМ ТПУ;

д, е – карбон юго-востока Западной Сибири, авторская коллекция

Фтаныты (лидиты) – породы черного или темно-серого цвета, полосчатые или однородные, часто сланцеватые, состоят из кварца с примесью пирита и углистых частиц (реже графита). Они встречаются в протерозойских и палеозойских отложениях.

Железистые кварциты (джеспилиты) – породы, состоящие из чередующихся тонких слоечков микрозернистого кварцита и железистых окисных минералов (рис. 65, в). Эти породы являются продуктом химического выпадения железа и кремнистых осадков. Они образуют мощные толщи, но развиты лишь среди докембрийских образований. Они слагают железорудные залежи Курска и Кривого Рога.

Кремнистые биогенные породы

Диатомиты – светлые, легкие, тонкопористые и мягкие породы, состоящие из скорлупок диатомовых водорослей (0,01–0,2 мм), сцементированных опалом. Как и большинство опаловых пород, прилипают к языку (благодаря высокой пористости и большой удельной поверхности). Часто слоистые и микрослоистые. В виде примесей содержат глинистые частицы, зерна глауконита, спикулы губок. По внешнему виду они напоминают писчий мел (рис. 65, г), пачкают руки, впитывают воду, но не «вскипают» при взаимодействии с соляной кислотой.

Радиоляриты – породы слоистой текстуры серого и темно-серого цвета (рис. 65, д). Состоят из опала, в котором рассеяны многочисленные скелетные остатки радиолярий, содержат примесь глинистых частиц и органического вещества, пирита.

Спонголиты – белые, зеленовато-серые, бежевые пористые и плотные породы, состоящие из спикул кремневых губок, сцементированных опалом (рис. 65, е). Часто содержат алевритовые и песчаные примеси и глауконит.

Кремнистые хемобиогенные породы

Это породы, образовавшиеся в результате накопления скелетов организмов, которые при диагенезе и катагенезе существенно изменились.

Яшмы – халцедоновые и кварц-халцедоновые породы, часто со следами радиолярий. Кроме основных породообразующих минералов, в яшмах встречается ряд примесей: оксиды и гидроксиды железа (яшмы бурого, коричневого, красного цвета), глинистые минералы и хлориты (яшмы серого и зеленого цвета), органическое вещество (яшмы темно-серого и черного цвета) (рис. 65, ж, з).

В шлифах видна смесь мельчайших светлых и темных, иногда красноватых точек, так как порода сложена микрозернистым халцедоном или кварцем с примесями микрозернистой окиси железа и глинистого,

пеплового или органического вещества. На этом темном фоне в яшмах часто встречаются светлые круги или овалы со следами сетки и шипов. Это полости радиолярий, выполненные более раскристаллизованным халцедоном, не загрязненным примесями, а поэтому прозрачные.

Образование яшм связано с интенсивной подводной вулканической деятельностью.

Трепелы и опоки – в куске серые, иногда почти белые легкие породы, отличающиеся друг от друга только плотностью (плотность трепелов $0,5-1,0 \text{ г/см}^3$, опок – $1,1-1,8 \text{ г/см}^3$) (рис. 65, и). Главный минерал в трепелах и опоках – опал. Он встречается в виде мельчайших шариков микроскопического размера и в виде цемента, связывающего эти шарики. Кроме опала, в составе опок и трепелов встречаются кальцит, глауконит и терригенные примеси. При содержании последних $> 50 \%$, принято говорить об опоковидных породах.

Опоки и трепелы образуются, вероятно, из диатомитов и спонголитов, претерпевших диа- и катагенетические изменения: растворение, переотложение кремнезема и частичную перекристаллизацию.

Кремнистые породы – ценное *полезное ископаемое*. Яшмы применяются как декоративный материал, трепелы и опоки – для изготовления кремнистого цемента, как тепло- и звукоизоляционный материал.

Высокопористые силициты, образуются при гипергенных изменениях, являются прекрасным коллектором в нефтегазоносных толщах палеозойского возраста. В частности, нефтяная залежь Герасимовского месторождения приурочена к радиоляритам и спонголитам, в которых остатки кремневых организмов выщелочены в условиях поверхностного выветривания.

2.4.8. Карбонатные породы

Карбонатные породы относятся к числу широко распространенных осадочных образований. Основными частями их являются кальцит CaCO_3 и доломит $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, в виде примесей присутствуют глинистые минералы, обломочные частицы, сульфиды и оксиды железа, остатки обугленного вещества. Для отнесения породы к группе карбонатных необходимо, чтобы в ней содержалось не менее 50% карбонатного материала. Наиболее характерными представителями описываемой группы являются известняки, доломиты и породы смешанного состава.

Структуры карбонатных пород обломочные: псефитовые (более 1 мм), псаммитовые (0,1–1,0 мм), алевритовые (шламовые) – 0,1–0,05 мм, тонкозернистые (спарит) – 0,05–0,005 мм, пелитоморфные (микрит) – менее 0,005 мм.

Кристаллически-зернистые структуры: мелкокристаллические – 0,10 до 0,25 мм, среднекристаллические – 0,25–0,5 мм, крупнокристаллические – 0,5–1,0 мм, тонкозернистые – 0,1–0,05 мм, мелкозернистые – 0,05–0,01 мм, пелитоморфные менее 0,01 мм. Отмечаются структуры – органогенные (цельнораковинные и детритовые), а также оолитовые, комковатые, сферолитовые.

Текстуры карбонатных пород слоистые, пятнистые, оолитовые, брекчие- и конгломератовидные и др. В перекристаллизованных известняках текстуры массивные.

Известняки

По генезису различаются известняки обломочные, органогенные (биогенные) и хемогенные. Кроме того, выделяется особая группа известняков – измененных диагенетическими и катагенетическими процессами.

Обломочные известняки – широко распространённые механические образования, сложенные более чем на 50 % карбонатными частицами, претерпевшими перед отложением перенос и большую или меньшую сортировку. В зависимости от формы и размера выделяют конгломератовидные, брекчиевидные известняки, известняковые песчаники (рис. 66, а) и алевролиты (калькрениты).

Среди обломочных известняков различают: *механокластические*, сложенные обломками карбонатных пород; *биокластические (органогенно-обломочные)* – с преобладанием переотложенных обломков скелетов различных организмов. Цементом обычно служит пелитоморфный и кристаллический кальцит базального, контактового, порового и смешанного типа.

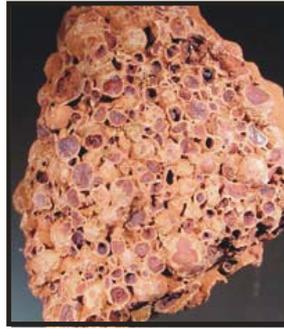
Признаками обломочных известняков являются: наличие слоистости, сортировки и окатанности, чередование слоёв с различной крупностью частиц, иногда – примесь терригенного материала. Они образуются в зоне литорали, на пляжах и отмелях в результате обработки карбонатного материала волнами, прибоем, течениями.

Органогенные известняки состоят из остатков организмов, не несущих следов механической обработки. В зависимости от характера материала и типов организмов различают известняки – *ракушечники (ракушняки)*, состоящие из целых раковин, и *детритовые (органогенно-детритовые)* известняки, состоящие из раковинного детрита.

В строении известняков принимают участие раковины или раковинный детрит пелеципод, гастропод, брахиопод, остракод, криноидей (рис. 66, б, в), которые цементируются пелитоморфным или кристаллическим кальцитом.



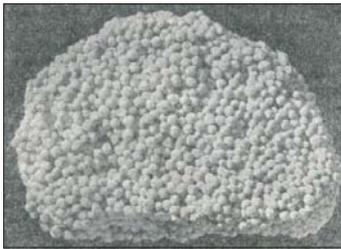
а) известняковый
песчаник



б) ракушечник



в) криноидный
известняк



г) оолитовый известняк



д) известковый туф



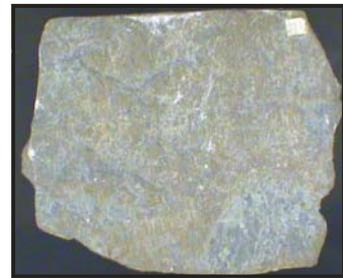
е) сталагмиты и
сталактиты (внизу)



ж) кристаллический
известняк



з) доломит замещения



и) мергель
(глинистый известняк)

Рис. 66. Карбонатные породы:

а, и – Урал, коллекция кафедры ГРНМ ТПУ; б – интернет, сайт <http://www.science.siu.edu/geology/html>; в, д, ж – по В. Шуману, 1986 [79]; г – по А.Г. Бетехтину, 1961 [17]; з – девон юго-востока Западной Сибири, авторская коллекция

К биогенным относятся *фораминиферовые известняки*, состоящие из раковин планктонных фораминифер, сцементированных пелитоморфным или зернистым кальцитом. Стенки раковин сложены пелитоморфным кальцитом, в камерах раковин встречаются глобулы пирита.

Особым типом биогенных известняков является *белый мел* – порода мягкая с высокой пористостью до 50 %. Мел состоит из мельчайших одноклеточных жгутиковых водорослей – кокколитофорид и мелких фораминифер, в небольшом количестве встречаются и другие органические остатки – раковины пелеципод, гастропод, брахиопод, пластинки морских ежей, трубочки червей. Цементом является пелитоморфный кальцит.

Водорослевые известняки состоят из тел известковых водорослей. Это нитевидные, трубчатые и овальные образования, сложенные пелитоморфным кальцитом. Разновидностью водорослевых являются *сферовые известняки*, сложенные остатками сферических водорослей в виде кальцитовых сферических образований диаметром 0,03–0,1 мм. Они состоят из оболочки, сложенной микрозернистым кальцитом, и полостей, представленных кристаллическим кальцитом; цементом, как правило, является пелитоморфный кальцит.

К биогенным известнякам относятся *биогермы* – прижизненные скопления прикрепленных организмов, находящихся в положении роста, и *биоценозы* – прижизненные скопления организмов, обитающих вместе на определённом участке дна бассейна. Они образуют обычно мощные тела большой протяжённости.

Представителями биогермов являются рифовые известняки, сложенные постройками кораллов, мшанок, строматопорат. Они имеют обычно куполообразную форму тел, неслоистые. По периферии рифовые известняки переходят в органогенно-обломочные.

Хемогенные известняки возникают при осаждении карбоната кальция в водоёмах и образовании его на суше. К ним относятся *пелитоморфные известняки*, образовавшиеся при осаждении тончайшего известкового материала, находящегося в виде взвеси. Пелитоморфные известняки состоят из зёрен кальцита размером менее 0,01 мм.

Разновидностью пелитоморфных известняков являются комковатые и сгустковые. *Комковатые* известняки сложены более или менее отчётливыми комками пелитоморфного или микрозернистого кальцита округлой, угловатой, реже неправильной формы размером 0,1–1 мм, сцементированных микрозернистым и кристаллическим кальцитом. Толщи комковатых известняков формировались в результате дезинтеграции и переотложения слабоуплотнённого известкового ила.

В *сгустковых* известняках преобладают образования неправильной формы с расплывчатыми очертаниями, состоящие из пелитоморф-

ного кальцита, цементирующая масса почти отсутствует. Они образовывались в результате слабой дезинтеграции уплотнённого ила без его переотложения.

К хемогенным известнякам относятся *оолитовые* и *сферолитовые* известняки, состоящие из зёрен концентрического и радиально-лучистого строения размером от долей мм до нескольких мм (рис. 66, г). Образование их происходило в зоне литорали в период седиментогенеза.

К карбонатным породам химического происхождения принадлежат *известковые туфы*, *известковые натёки* (*сталактиты*, *сталагмиты*) (рис. 66, д, е), образующиеся на выходах минеральных источников, а также *известковые коры*, образующиеся при испарении почвенных растворов в районах полуаридного и аридного климата.

К *изменённым* постседиментационными процессами известнякам относятся гранулированные и перекристаллизованные.

Гранулированные известняки образовались при изменении отдельных элементов породы – раковин, оолитов, на которых видны тёмные ободки микрозернистого кальцита. Грануляция происходила за счёт деятельности водорослей, бактерий и разложения органического вещества раковин в стадию диагенеза.

В более поздние стадии – катагенезе и метагенезе – происходила *перекристаллизация известняков*. Перекристаллизация приводит к росту более крупных и поэтому более устойчивых кристаллов за счёт растворения мелких, менее устойчивых. Перекристаллизации способствуют колебание значений рН, повышение температуры и давления, наличие пор и пустот. В результате перекристаллизации образуются *кристаллически-зернистые* известняки с разным размером зёрен (рис. 66, ж).

На начальных стадиях перекристаллизации образуется кристаллический цемент, основные форменные элементы – раковины, комки – сохраняются. При почти полной перекристаллизации первоначальная структура исчезает, но следы её иногда сохраняются. Конечным продуктом перекристаллизации известняков является *мрамор*, в котором исчезают и следы первоначальной структуры; порода состоит из крупных зёрен почти одной величины – до нескольких сантиметров.

Доломиты

Доломитами называются карбонатные породы, состоящие более, чем на 50 % из минерала доломита – двойной углекислой соли Са и Mg – $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$. Обычно доломитовые породы содержат примесь кальцита, реже пирита, халцедона, кварца, органического вещества. В некоторых доломитах встречаются вкрапления ангидрита, гипса. В шлифах

доломита часто наблюдается значительное количество правильных ромбоэдрических кристаллов.

По макроскопическому облику доломиты напоминают известняки. Отличие заключается в различной реакции с HCl. Известняки с холодной соляной кислотой бурно вскипают, доломиты – нет. Если доломитовую породу истереть в тонкий порошок, он будет вскипать в холодной соляной кислоте, но слабее, чем известняк.

Доломиты так же, как известняки, разделяются на обломочные, биогенные, хемогенные и измененные в постседиментационную стадию.

Обломочные доломиты различаются по размеру зерна, состоят из окатанных или угловатых обломков доломита, сцементированных доломитовым или кальцитовым цементом. Содержат примесь терригенного материала.

Биогенные доломиты. Доломиты с органогенной структурой характеризуются наличием более или менее различимых органических остатков. Особо выделяются *водорослевые доломиты*. Они состоят из караеобразных и шарообразных тел, которые почти нацело сложены водорослями, концентрирующими в своём теле карбонат магния. Тела водорослей сложены пелитоморфным доломитом. Цементов мало, он состоит из микрозернистого доломита. Водорослевые доломиты отличаются высокой пористостью и кавернозностью.

Хемогенные доломиты – это микрозернистые и пелитоморфные, лишённые органических остатков однородные породы, содержащие иногда примеси кальцита, ангидрита, гипса и глинистого материала. Они выпадают в осадок из вод с повышенным рН (до 8–10) и солёностью – в лагунах, морских заливах, в условиях жаркого засушливого климата, когда испарение преобладает над поступлением пресных вод.

Метасоматические доломиты (доломиты замещения) образуются при замещении кальцита доломитом. Эти породы обычно пористы и кавернозны. Это объясняется сокращением объёма породы при замещении молекулы кальцита на молекулу доломита.

Различаются *диагенетические* и *эпигенетические доломиты*. Первые образуются в период диагенеза при воздействии морских и иловых вод на известковые и известково-доломитовые осадки. Размеры зёрен 0,01–0,05 мм, пустоты и поры имеют такие же небольшие размеры. Доломитизация подвергается микрозернистый и пелитоморфный кальцитовый цемент, раковины фораминифер, водорослевые остатки и различный органогенный детрит. Крупные раковины, как правило, почти не затронуты процессом доломитизации.

Эпигенетические доломиты образовывались путём метасоматоза во время катагенеза, метагенеза и гипергенеза при воздействии вод,

обогащённых магнием, на известковые породы. Скелетные остатки в них обычно растворены, сохраняются только отпечатки, ядра, полости. В шлифах хорошо видны следы метасоматоза доломита по кальциту: относительно крупные (0,05–0,2 мм) прозрачные ромбоэдри доломита заключают осадочный пелитоморфный кальцит, выделяющийся тёмными пятнами, иногда он равномерно «запыляет» зёрна доломита. В эпигенетических доломитах образуются поры размером 0,2 x 0,8 мм и каверны размером более 1 мм (рис. 66, з).

Проявления эпигенетической доломитизации локальны, обычно они не имеют большого площадного распространения. В Томской области к доломитам замещения девонского возраста приурочены залежи нефти на Северо-Останинском, Урманском и других месторождениях.

Карбонатные породы смешанного состава

Мергели (глинистые известняки) – тонкозернистые мягкие породы, сложенные пелитоморфным или микрозернистым кальцитом и тонким глинистым материалом. Распределение глинистой примеси равномерное, реже она концентрируется в тонких прослоях (рис. 66, и). Глинистое вещество представлено монтмориллонитом и гидрослюдой. Состав фауны в мергелях зависит от условий и глубины их образования. Многие слои мергелей содержат ходы илоедов, остатки остракод, фораминифер и мельчайших известковых водорослей – кокколитофорид.

Мергели образуются в морских, лагунных и континентальных условиях в случае одновременного накопления глинистого и карбонатного материала в обстановке теплого климата и щелочной среды. В зависимости от минерализации вод, величины рН и содержания углекислоты в воде могут возникать или мергели – при осаждении CaCO_3 , или доломитовые мергели – при осаждении $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ [10].

Кремнистые известняки содержат до 50 % кремнезёма в виде кремнистых конкреций и неравномерно рассеянных выделений халцедона и кварца. Кремнезём частично замещает мелкие зёрна кальцита, а иногда наблюдается в виде более крупных кристаллов в полостях раковин.

Углистые известняки содержат до 50 % углистого материала и обычно встречаются в ассоциации с угольными пластами. Окрашены они обычно в чёрные тона, содержат отпечатки растений и обугленный растительный детрит. Углистые известняки формировались в условиях низкого морского заболоченного побережья.

Карбонатные породы имеют большое *практическое* значение.

Известняки применяются в металлургии в качестве флюса, в строительном деле, в сельском хозяйстве. Доломиты используются для изготовления огнеупоров, цемента и в качестве флюса в чёрной метал-

лургии. Мел находит применение в строительном деле и вместе с мергелями является цементным сырьём.

С карбонатными коллекторами связаны залежи нефти и газа (в Томской, Оренбургской областях, Урало-Поволжье, Днепровско-Донецкой впадине), благодаря их пористости и кавернозности.

Кроме того, известняки нередко содержат рассеянные или собранные в линзочки скопления битуминозных веществ, захороненных одновременно с известковым осадком. Признаки битуминозных веществ в известняках дают указания при поисках горючих ископаемых. Значительные скопления сингенетического битуминозного вещества известны в девонских породах так называемой доманиковой серии Урало-Поволжья, а также в сапропелево-известковых илах Чёрного моря.

2.4.9. Соляные породы

К соляным породам принадлежат различные осадочные образования, главным образом, хемогенного происхождения, состоящие из минералов класса хлоридов, сульфатов. Они залегают в виде пластов, прослоев, линз различной мощности. Иногда в результате тектонических движений соляные породы образуют купола, штоки и другие вторичные, постседиментационные формы залегания.

По генетическому признаку выделяются хемогенные лагунные и озёрные образования и континентальные почвенные соляные (галогенные) породы.

Главные минералы соляных пород – ангидрит, гипс, галит, сильвин, карналлит, мирабилит, глауберит, бишофит, эпсомит. Второстепенные – карбонаты (сода, магнезит, доломит), минералы бора, оксиды и гидроксиды железа, сульфиды железа, органическое вещество.

Соляные породы обычно содержат в различном количестве терригенные примеси, которые представлены, главным образом, глинистыми, реже алевроитовыми частицами.

Текстуры соляных пород массивные, слоистые, сталактитовые, пятнистые, плейчатые. Структуры – кристаллически-зернистые, спутанно-волокнистые, натечные, метасоматические.

Сульфатные породы

Ангидрит (CaSO_4) встречается в виде тонких прослоев, пластов и линз. Он чаще всего тонкозернистый голубовато-серого, реже белого и красноватого цвета. Вблизи поверхности земли подвергается гидратации и переходит в гипс со значительным увеличением объёма и изменением текстуры и структуры. При этом в слоистых ангидритах возникает мелкая складчатость – плейчатость (рис. 67, а).

Гипс ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) – порода белого, серовато-белого цвета, кристаллически-зернистая, обычно слоистая. Встречается совместно с ангидритом (рис. 67, б).

Селенит – розовый или красный гипс с шелковистым отливом волокнистого или столбчатого строения. Он образует прослои небольшой мощности (20–25 см) в мощных пластах гипса; часто имеет вторичное происхождение (рис. 67, в).

Хлоридные породы (галогены)

Каменная соль сложена галитом (NaCl), в виде примеси содержит небольшое количество других хлористых и сернокислых солей, ангидрита, оксидов железа и терригенных частиц. Она бесцветна или окрашена в серые, красные и синие тона. Серая окраска связана с примесью ангидрита и терригенных частиц, красная – гематита, синяя – с рассеянным в галите металлическим натрием (рис. 67, г).

Обычно каменная соль имеет тонкую слоистость – результат изменения условий осаждения; кристаллически-зернистую структуру (рис. 67, д); отмечаются следы растворения в виде стилолитовых швов (рис. 67, е).

Карналлитовая порода состоит на 50–80 % из минерала карналлита ($\text{KMgCl}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$) и 20–50 % галита с небольшой примесью ангидрита, глинистых и других примесей. Окрашена в оранжево-красные тона, окраска пятнистая (рис. 67, ж, з). Благодаря высокой гигроскопичности карналлита поверхность породы влажная.

Сильвинит (сильвиновая порода) состоит из сильвина (KCl) на 50–75 %, галита 25–50 % и примесей ангидрита, глины. Цвет белый, молочно-белый. Окраска молочно-белая связана с многочисленными пузырьками газа и жидкости (рис. 67, и).

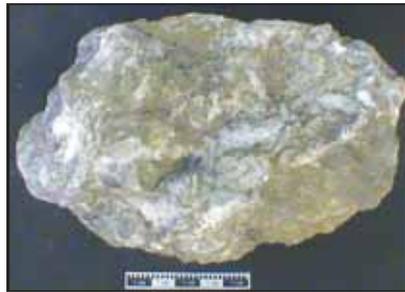
Образование солей происходит в прибрежно-морских, лагунных условиях и на суше в бессточных озёрах. Для образования их необходимы следующие предпосылки:

- аридный климат, где испарение в несколько раз превышает количество осадков;
- затруднённое сообщение лагуны или залива с морем, но вместе с тем и постоянный приток некоторого количества морской воды;
- непрерывное равномерное погружение бассейна.

Образовавшийся осадок соляных минералов при погружении дна бассейна перекрывается новыми осадками, постепенно превращается в осадочную породу (диагенез). В толще осадочных пород в условиях повышенных давления и температуры происходит перекристаллизация соленосных



а) ангидрит



б) гипс



в) селенит



г) каменная соль с
рассеянным
металлическим натрием
(синее)



д) каменная соль с
кристаллической структурой



е) каменная соль со
следами растворения



ж) карналлитовая и
каменная (серая) соли



з) карналлитовая соль



и) сильвинит

Рис. 67. Соляные породы:

а–ж, и – Урал, коллекция кафедры ГРНМ ИГУ; з – по В. Шуману, 1986 [79]

отложений и образование кристаллически-зернистой соли (катагенез). Под давлением вышележащих толщ соль приобретает пластичность и легко выжимается – перемещается в места с более низким давлением (метагенез). В связи с этим соли могут служить флюидоупорами.

Гипс *используется* в строительстве, медицине, в бумажной промышленности. Ангидрит применяется для изготовления цементов, каменная соль – в химической промышленности и металлургии, а также при изготовлении пищи. Калийные соли используются как агрономические руды, карналитовая соль является основной рудой на магний. Сульфат натрия применяется в стекольной и химической промышленности.

КОНТРОЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ

1. Какой признак положен в основу классификации осадочных пород?
2. Дайте определение понятию «текстура».
3. Какие виды седиментационных текстур вы знаете?
4. Какие основные морфологические типы слоистости вы знаете?
5. Определите основные причины возникновения различных типов слоистости.
6. Как образуются деформационные текстуры?
7. Как установить физико-географические условия среды седиментации по деформационным текстурам?
8. Как образуются биогенные текстуры?
9. В чем генетическое преимущество ихнофоссилий среди других биогенных текстур?
10. Какое генетическое значение имеют обугленные и литифицированные остатки флоры?
11. Чем отличаются диагенетические конкреции от катагенетических?
12. Дайте определение понятию «структура».
13. Опишите основные факторы, определяющие форму компонентов осадочных пород.
14. Какое генетическое значение имеют структурные признаки?
15. Определите значение катагенетических процессов в изменении формы компонентов, слагающих осадочную породу.
16. Какие породы относятся к крупнообломочным?
17. Условия образования крупнообломочных пород.
18. Генетическое значение брекчий, конгломератов разного типа и конгломерато-брекчий.
19. Какие породы относятся к мелкообломочным?

20. Классификация мелкообломочных пород по размеру и составу слагающего обломочного материала.
21. Структурные признаки мелкообломочных пород.
22. Форма (первичная и вторичная) зерен и обломков в алеврито-песчаных породах.
23. Какие минералогические компоненты песчаников и алевролитов относятся к породообразующим, второстепенным, аксессуарным? Объясните их палеогеографическое значение.
24. В чем отличие аллотигенных минералов от аутигенных?
25. Какое палеогеографическое значение имеет минералогический состав песчаников и алевролитов?
26. Классификация цементов по соотношению их с обломочным материалом.
27. Основные генетические признаки морских, озерных и речных песчаников.
28. Основные генетические признаки речных, флювиогляциальных и эоловых песчаников.
29. Условия образования алевролитов.
30. Диагенетические изменения в песчаниках и алевролитах.
31. Катагенез и метагенез в песчаниках и алевролитах.
32. Как образуются вулканогенно-осадочные породы?
33. Какие осадочные породы относятся к глинистым?
34. Опишите генетические типы глинистых пород.
35. Какие факторы определяют кластичность глинистых пород?
36. Составьте ряд глинистых минералов по возрастанию интенсивности набухания.
37. Дайте обоснование степени уплотнения глинистых пород в процессах литогенеза и постседиментационных преобразований.
38. В каких условиях образуются глиноземистые породы?
39. По каким признакам различаются генетические группы бокситов?
40. Состав, структуры и текстуры глиноземистых пород.
41. Условия формирования бокситов.
42. Основные минералы и особенности распространения осадочных железистых пород.
43. Объясните разнообразие текстур, структур и цвета железистых пород.
44. Условия формирования осадочных железных руд.
45. В каких условиях формируются окисные и окисленные железные руды?
46. Дайте генетическую классификацию марганцевых пород.
47. На каких стадиях литогенеза формируются марганцевые руды?

48. Опишите условия формирования и особенности строения различных марганцевых пород.
49. Какие геохимические условия способствуют концентрации фосфора?
50. Приведите классификацию фосфатных пород по генетическим признакам.
51. Приведите генетическую классификацию кремнистых пород.
52. Строение и условия формирования органогенных кремнистых пород.
53. Условия формирования хемогенных и кремнистых пород.
54. Условия образования хемобиогенных кремнистых пород.
55. Какие осадочные породы относятся к карбонатным?
56. Приведите классификацию карбонатных пород по генезису.
57. Основные признаки и условия образования известняков обломочных и хемогенных.
58. Условия формирования биогенных известняков.
59. Как образуются кристаллические известняки?
60. Условия образования доломитов обломочных, органогенных и хемогенных.
61. Как образуются метасоматические доломиты?
62. Как формируются карбонатные породы смешанного состава?
63. Опишите основные факторы образования соляных пород.
64. Объясните зональность распространения соляных пород.
65. Чем объясняется разнообразие цвета соляных пород?
66. Состав и условия образования сульфатных пород.
67. Состав и условия образования хлоридных пород.
68. Диагенез в соляных отложениях.
69. Какова роль катагенетических и метагенетических процессов в формировании солей как флюидоупоров?

ЧАСТЬ 3 ОСНОВЫ ФАЦИАЛЬНОГО АНАЛИЗА

3.1. Определение понятий «фация», «литогенетический тип», «фациальный анализ»

Накопление осадков, в которых возможно возникновение углеводородов, происходило в определенных физико-географических условиях. Особенности распространения осадочных пород во времени и пространстве в значительной мере определяют размеры и форму природных резервуаров нефти и газа, а, следовательно, и запасы этих полезных ископаемых. В связи с этим знание общих и частных закономерностей образования осадочных толщ имеет существенное практическое значение.

Закономерное чередование комплексов пород позволяет судить о периодической смене условий осадконакопления и общем направлении изменения этих условий в различные периоды. Для выражения изменения состава отложений определенного стратиграфического отрезка на площади его распространения было введено в геологию понятие «фация». Этот вопрос детально исследован в книгах Г.Ф. Крашенинникова [7] и И.А. Вылцана [5].

В настоящее время насчитывается более 100 различных определений термина «фация». Большинство исследователей вкладывают в понятие «фация» единство генетического типа пород и обстановки ее образования. При этом существует три принципиальных направления в употреблении термина «фация».

Одни исследователи (Д.В. Наливкин, Л.Б. Рухин, Г.Ф. Крашенинников, В.Е. Хаин и др.) на первое место в этом понятии ставят осадок или породу. Так, по определению Г.Ф. Крашенинникова, фация – «комплекс отложений, отличающихся составом и физико-географическими условиями образования от соседних отложений того же стратиграфического отрезка» [7].

Другие исследователи (Л.В. Пустовалов, А.Е. Ферсман, Г.И. Теодорович, Ю.А. Жемчужников, И.А. Вылцан) понимают фацию как частные особенности пород или совокупность генетических признаков и отдельных условий среды. По определению И.А. Вылцана, фация – «совокупность первичных генетических признаков осадка и физико-географических условий их образования» [5].

Сторонники третьего направления (Н.Б. Вассоевич, Н.М. Страхов и др.) рассматривают данное понятие как совокупность физико-географических условий образования осадка, выраженных в литогенетических типах, тесно связанных между собой. В определении

Н.М. Страхова, фация – «среда отложения пород со всеми ее особенностями (рельефом, химическим режимом, органическим миром)» [45]. Б.К. Прошляков и В.Г. Кузнецов полагают, что фация – «физико-географические условия определенного времени, отличающиеся от условий того же времени в соседних смежных районах, которые находят свое выражение в характере осадков и пород или первичном отсутствии отложений» [10]. Наиболее емким и кратким является определение, предложенное Н.В. Логвиненко [8]: **«Фация – это обстановка осадконакопления, современная или древняя, овеществленная в осадке или породе».**

Определению фации как обстановки осадконакопления придерживается большинство современных исследователей, в том числе и автор настоящего учебника.

Под физико-географическими условиями (обстановкой) понимаются все условия и характер среды осадкообразования, например: субаэральная или субаквальная среда; приуроченность к тем или иным геоморфологическим элементам суши; характер бассейна (озеро, лагуна, море) и вероятная его глубина; положение в определенной части бассейна (прибрежной, на открытом шельфе, батинальной, в застойной зоне и т.д.); удаленность от береговой линии; динамика среды; условия жизни и захоронения организмов и т.д.

При выделении фаций за основу принимается ведущий тип динамики среды, доминирующий на фоне какого-либо полидинамического ландшафта (речной поток, волновая деятельность, подводное течение, застойная среда и т.д.).

Вещественным выражением обстановок седиментации (фаций) являются литогенетические типы – **породы, обладающие комплексом определенных первичных генетических признаков.**

Литогенетический тип определяется способом, а фации – условиями отложения [10]. Так, физико-химические условия (характер среды, динамика, соленость воды, температура, газовый режим, окислительно-восстановительные и кислотно-щелочные свойства) определяют обстановку осадконакопления. Способ осаждения вещества формально не зависит от условий. Например, хемогенный механизм осаждения реализуется в разных условиях, но в теплых морях нормальной солености осаждается карбонат кальция, а в участках с повышенной соленью – сульфаты или соли.

Литогенетический тип – понятие, не связанное с возрастом. Например, аллювий является генетическим типом отложений в карбоне и юре, но аллювиальная фация – выделяется из комплекса одновозрастных смежных, но генетически иных отложений.

В целом, условия осадконакопления определяются рельефом, климатом, тектоникой и особенностями развития жизни на Земле в данный период. Раздел геологии, рассматривающий физико-географические обстановки осадконакопления, называется **учением о фациях**, а способы реконструкции этих обстановок для прошлых периодов в истории Земли называются **фациальным анализом**.

Фациальный анализ разделяется на литофациальный, изучающий генетические особенности литологического состава пород, и биофациальный, учитывающий условия обитания и изменения в составе органических остатков.

При фациальном анализе широко применяется метод актуализма. Этот метод научного познания геологической истории Земли, реконструкции процессов и обстановок прошлого путем использования закономерностей, выявленных при изучении современных геологических процессов [59]. Наиболее применим и эффективен актуалистический метод в области осадконакопления. Поэтому, чем полнее изучены современные отложения того или иного генезиса, тем детальнее могут быть установлены их ископаемые аналоги. При этом как в современных, так и в древних породах сохраняются некоторые наиболее устойчивые первоначальные признаки, которые не изменились в течение длительного геологического времени.

3.2. Литофациальный анализ

3.2.1. Генетическое значение состава пород

Минеральный состав имеет значение для определения источников питания исследуемого бассейна обломочным материалом и их изменения во времени. Так, описание формы, состава, распределения и условий залегания галек в песчаных породах позволяет решать вопросы об источниках приноса галек, о глубине размыва, направлении течений и пр. Широко используется для тех же целей состав породообразующей части песчаников. Если в них присутствуют обломки пород, то последние уже характеризуют состав материнских пород, а при их отсутствии рассматриваются ассоциации минералов – как породообразующих, так и акцессорных.

Обилие в тяжелой фракции апатита, циркона, рутила, роговых обманок, а в легкой – калиевых полевых шпатов и кварца свидетельствует о размыве *гранитоидов*. Ассоциация магнетита, титаномагнетита, сфена, основных плагиоклазов, амфиболов и пироксенов характерна для *основных* и *ультраосновных* пород. В то же время наличие основных плагиоклазов, амфиболов и пироксенов позволяет предполагать относительно недалекий перенос и аридный климат в пределах области питания, по-

сколькx эти минералы легко истираются при механическом переносе и быстро разрушаются при выветривании в условиях гумидного климата. Развитие дистена, ставролита, силлиманита, гранатов, андалузита при значительном содержании в легкой фракции кварца с волнистым и мозаичным погасанием указывает на размыв *метаморфических* комплексов. Общая бедность минералами тяжелой фракции, наличие кремней, кварцитов говорит о развитии в области сноса *осадочных* пород.

Цемент осадочных пород может дать указание на условия осадкообразования, если он формировался в седиментогенезе или раннюю диагенетическую стадию. Обильный известковый цемент с остатками раковин указывает на теплый или жаркий климат. О засушливых условиях свидетельствует базальный гипсовый цемент. Присутствие в цементе гематита в порах или в виде «рубашек» вокруг обломочных зерен говорит о теплом (или жарком) и засушливом климате. Глауконитовый цемент так же, как и фосфатный, свидетельствует о морских условиях осадконакопления.

Обильный глинистый цемент говорит о таких условиях накопления, при которых глинистый материал не отделялся от более крупных частиц. Это может иметь место в коллювии, пролювии, моренах, в отложениях суспензионных (мутьевых) течений. Каолинитовый цемент в сочетании с кварцевым составом обломочных зерен указывает на то, что размыву подвергались продукты коры выветривания. Туфогенный цемент свидетельствует об одновременной осадконакоплению вулканической деятельности. При этом нужно иметь в виду, что вулканический пепел может переноситься по воздуху очень далеко – на сотни километров от центров извержений. Иногда продукты вулканической деятельности превращаются в осадке в цеолиты и дают цеолитовый цемент [7].

3.2.2. Генетическое значение текстуры пород

Текстура – взаимное расположение компонентов породы (см. раздел 2.2). Как известно, на самых ранних стадиях седиментогенеза формируется **слоистость**, которая обусловлена изменениями скорости придонных вод, количеством поступающего обломочного материала, физико-химическими свойствами осадочного вещества и т.п. Слоистость дает представление о силе, направленности, постоянстве или изменчивости движения водной среды.

По *морфологическим* признакам различают горизонтальную, косую и волнистую слоистость.

Различные формы *горизонтальной* слоистости образуются в спокойных условиях в придонном слое. Возникает она вследствие периодических изменений условий осадконакопления: поступления материала

ла разного размера, вещественного состава и окраски, чередования периодов обильного приноса материала и времени, когда обломочный материал не поступал. При наличии небольшого волнения, которое лишь в сравнительно небольшой мере взмучивает и перерабатывает осадок, возникают *пологоволнистые* и *линзовидные* текстуры. Горизонтальная слоистость широко развита в озерных и морских осадках.

Разновидностью горизонтальной слоистости является *градационная*, которая определяется чередованием слоев обломочного материала, при этом наблюдается уменьшение размера зерен снизу вверх в пределах слоя. Градационная слоистость образуется при периодической деятельности временных и мутьевых потоков, она может иметь масштаб от сантиметров или менее до нескольких метров.

При однонаправленном движении (течение в реке, море) образуется *косая* слоистость, разнообразные формы которой по величине серий, характеру серийных швов, направленности слойков в сериях и по характеру слойка, определяют особые условия осадкообразования.

Волнистая и *косоволнистая* слоистость характеризует волнения, т.е. беспорядочные движения воды. Эти виды слоистости образуются на морском мелководье, в заливах и лагунах, озерах, на поймах, береговых валах рек, в дельтовых осадках.

Как видно из перечисленного, один и тот же морфологический тип слоистости может иметь различное происхождение. Поэтому при фациальном анализе наибольшую ценность имеют сложные типы слоистости, представляющие собой сочетание нескольких простых форм, в комплексе со структурными и др. признаками. В связи с этим Н.В. Логвиненко [8] выделяет несколько генетических типов.

Временных потоков – чередование серий косых и горизонтальных слоев (рис. 68, а). Косые серии имеют наклон в одну сторону, углы наклона крутые. Они состоят из грубого материала (крупный песок, гравий, галька), наиболее крупный материал располагается в основании слоев, более тонкий – в вершине. Горизонтальные серии состоят из мелкого материала и содержат прослои и линзы алевролита, глины и угля. Мощность серий – несколько метров, слоев – сантиметры. Слоистость образуется в результате деятельности временных потоков в предгорьях и в местностях с расчлененным рельефом и континентальным климатом.

Русловая – серии однонаправленных косых слойков, располагающихся этажно друг над другом. Наклон слойков в одну сторону, углы наклона разные, в основном – средние (около 30 °). Между отдельными сериями наклонных слойков могут быть следы размыва или горизонтальная слоистость. В пределах косых серий грубый материал концентрируется в основании слоев (песок, гравий, галька). Мощность серий – метры, слоев – сантиметры. Русловая слоистость образуется при перемещении песчаных валов по дну реки.

Типы слоистости



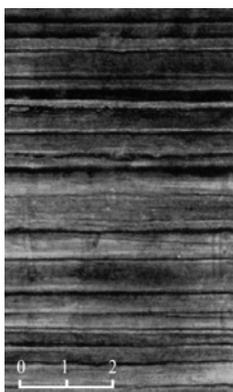
а) чередование серий косых и горизонтальных слоев (временных потоков)



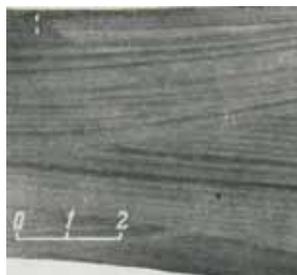
б) серии однонаправленных косых слойков (русловая)



в) чередование серий косых изогнутых алевритовых и пологонаклонных глинистых слойков (пойменная)



г) горизонтальная (озерная)



д) чередование косых серий слоев с углами наклона в разные стороны (прибрежно-морская)

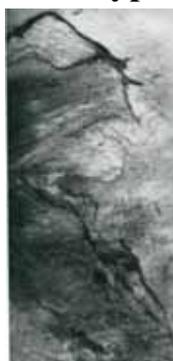


е) пологонаклонное чередование слоев с уменьшением размеров зерен от подошвы слойков к кровле (турбидитная – мутьевых потоков)

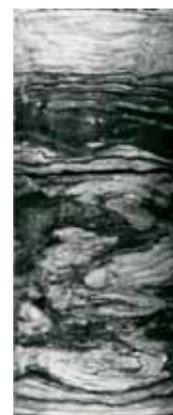
Текстуры



ж) массивная (однородная)



з) комковатая



и) оползневая

Рис. 68. Генетические типы текстур:

а, б, е – юра Южно-Якутского бассейна [52]; в, д, ж – средний карбон Донецкого бассейна [53]; г – четвертичные отложения бассейна р. Оби; з, и – юра юго-востока Западной Сибири, авторская коллекция

Пойменная – чередование серий алевритовых слоев полого-волнистых или косых изогнутых и глинистых – пологонаклонных или горизонтальных (рис. 68, в). Размеры серий – сантиметры, слоев – миллиметры. Подобная слоистость наблюдается в мелко-песчаных, алевритовых и глинистых осадках дельтовых проток и пойменных участков равнинных рек.

Озерная – характеризуется прямолинейностью и горизонтальностью слоев и контактов между ними (рис. 68, г). Размеры слоистости самые различные: от нескольких сантиметров до нескольких метров. Возникает этот тип слоистости обычно при сезонных колебаниях поступления обломочного материала в водоемах гумидного климата и водно-ледниковых озерах, а также при изменении минерализации вод в озерах и лагунах аридного климата.

Прибрежно-морская – чередование косых серий слоев с различными углами наклона в разные стороны (рис. 68, д). Углы наклона пологие и средние, слои сложены мелким и средним песком. Образование слоистости связано с деятельностью морских течений в прибрежной области моря.

Турбидитная (мутьевых потоков) – горизонтальное или очень пологонаклонное чередование слоев обломочного материала (рис. 68, е). В каждом слое наблюдается постепенное уменьшение размера частиц от подошвы к кровле: от песка, гравия, гальки в подошве слоя до алеврита и глины в кровле. В основании слоев наблюдается резкий контакт с подстилающими отложениями, такая же картина наблюдается и на поверхности слоя, благодаря отложению новой порции осадка из последующего мутьевого потока. Слои имеют большое площадное распространение и мощность от нескольких миллиметров до метров.

Неслоистые текстуры (отсутствие слоистости) также характеризуют определенные условия осадкообразования. Например, наличие **массивной** текстуры (рис. 68, ж) песчаников говорит об однородных условиях, неменяющейся динамике среды. **Комковатая** текстура в глинистых породах (рис. 68, з) объясняется проникновением в осадок многочисленных корней растений и интенсивной переработкой первичного субстрата.

Деформационные текстуры образуются одновременно с осадконакоплением или непосредственно после него в результате гравитационного перемещения материала на палеосклонах. Для вязких, пропитанных водой глинистых осадков достаточно небольших наклонов дна, чтобы возникло оползание. Эти явления происходят на дне морей и озер. В результате перемещения материала осадочные текстуры оказываются деформированными, слоистость нарушена или уничтожена (рис. 68, и). Нарушения слоистости могут оказаться также следами деятельности донных животных.

3.2.3. Генетическое значение структуры пород

Структура осадочной породы определяется морфологией слагающих ее компонентов (размерами, формой), ориентировкой, степенью отсортированности и окраской (см. раздел 2.3).

Гранулометрический состав, характер окатанности, сортировки и изменения крупности зерен зависят от динамики среды отложения. Чем она активнее, тем более крупные обломки переносятся и откладываются.

Основными *гранулометрическими параметрами* являются: содержание песчаной фракции Пфр, алевроитовой – Афр, глинистой – Гфр; медианный диаметр зерен Md , коэффициент отсортированности обломочного материала – So . Увеличение в осадке песчаной фракции, медианного диаметра зерен и уменьшение глинистой фракции свидетельствует о повышении динамики среды седиментации, т.е. увеличении скоростей водных потоков, в то время как противоположные характеристики указывают на уменьшение энергетических уровней среды. Поэтому осадки и образованные из них породы вблизи берегов более грубозернистые, чем в центральных частях водоема. Грубозернистый состав отмечается также в полосе течений и в зоне более активного волнения на отдельных поднятиях в рельефе дна.

По структуре обломочной части можно косвенно судить о рельефе областей питания. Чем он выше, тем более грубозернистый материал образуется и тем его больше. Вообще, наличие грубообломочных пород говорит о резкой расчлененности рельефа, а размер галек и валунов позволяет в ряде случаев оценить высоту разрушающихся гор.

Степень окатанности зерен прямо зависит от длительности переноса, чем дальше зерна транспортируются, тем лучше их окатанность. Однако как считает Г.Ф. Крашенинников [7], на эту простую зависимость накладывается ряд осложняющих обстоятельств: имеют значение механические свойства зерен (их твердость, спайность, степень предварительного химического выветривания), а также скорость потоков, осуществляющих перенос (бурная река и сильный ветер на большее расстояние перенесут относительно слабо обработанный материал). На форму оказывает влияние также и длительность обработки. На морском пляже, например, волны могут долго обрабатывать обломки, не относя их далеко от материнских пород. Так образуются хорошо окатанные галечники: они располагаются обычно рядом с горами, послужившими источником сноса. Имеет значение и форма переноса. Материал, перекатываемый по дну, обрабатывается лучше, чем переносимый во взвешенном состоянии.

Отсортированность отложений зависит от средств переноса и отложения (воздушный или водный) и характера ее движения. Эоловые образования отличаются обычно высокой степенью отсортированности. Осадки, отложенные при колебательных движениях водной среды, в связи с неоднократным взмучиванием и переотложением, характеризуются значительно лучшей отсортированностью по сравнению с осадками, отложенными при поступательном движении воды.

Однако только на основании структурных признаков нельзя однозначно решить вопрос о генезисе отложений. В общем случае на структурные признаки обломочного материала влияют: средства переноса (лед, вода, ветер); дальность переноса; скорость потока; нагруженность его обломочным материалом; размер и форма обломков, поступающих в пути переноса; механические свойства переносимого материала; скорость потери транспортирующей средой живой силы; длительность переработки осадка до его окончательного захоронения; форма переноса (во взвеси или волочением); степень разнозернистости исходного материала.

Таким образом, структурные признаки с той или иной степенью достоверности определяют только динамику среды осаждения. Эта динамика может быть одинакова в разных фациях (пляжи моря и крупного пресноводного озера); в разных фациях могут быть одинаковые формы движения воды (реки и морские течения); в пределах одной группы фации или даже одной фации могут быть движения разного типа или разной интенсивности (в русловых фациях характер движения воды и его интенсивность различны в стрежневой зоне и у берегов). В связи с этим структурные особенности отложений самостоятельно обычно не рассматриваются, но в комплексе с другими данными играют большую роль в фациальном анализе.

Определенное генетическое значение имеет **цвет** осадочных пород. *Белый* цвет в цементе обломочных пород (рис. 69, а) указывает на интенсивность химического выветривания в условиях жаркого климата.

Окраска осадочной породы может быть вызвана присутствием в ней тонкорассеянного пигментирующего вещества или скоплением большого количества зерен интенсивно окрашенных минералов. Возможно сочетание двух этих факторов. *Черный* цвет зависит от присутствия органического вещества как битуминозного, так и углистого. Наличие последнего указывает на влажный климат, обилие растительности. *Зеленый* цвет обломочных пород обусловлен скоплениями зерен глауконита и хлорита (рис. 69, б), что указывает на морской генезис этих отложений.



а) брекчия выветрелая с белым каолиновым цементом



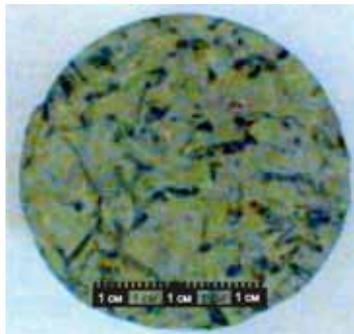
б) глина зеленая гидрослюдисто-хлоритовая



в) лимонит бурый



г) боксит



д) глина зеленовато-серая с растительными остатками болотного генезиса



е) глина зеленовато-серая с пятнами бурого сидерита болотного генезиса



ж) глина зеленовато-серая с пятнами темно-вишневого железистого вещества



з) мелкогалечный конгломерат



и) яшма

Рис. 69. Генетическое значение окраски пород:

а, б, г–з – юго-восток Западной Сибири, авторская коллекция; в – интернет, сайт <http://www.science.siu.edu/geology/.html>; и – по А.Е. Ферсману, 1954 [92]

Бурый цвет (рис. 69, в) обусловлен присутствием гидрооксидов железа, образующихся в прибрежно-морских или озерных пресноводных отложениях. В *красноцветных* толщах окраска обусловлена присутствием гематита (рис. 69, г), указывающего на жаркий засушливый климат. *Бледно-зеленые* (блеклые) тона (рис. 69, д) придают породе закисные соединения железа, характерные для болотных условий. Наличие пятен *бурого* сидерита в *бледно-зеленой* глине в ассоциации с тонкой обугленной флорой (рис. 69, е) указывает на слабо восстановительную обстановку осадконакопления, характерную для центральных частей болота, с последующим окислением сидерита. Сочетание *зеленовато-серой* глины и *темно-вишневого* железистого вещества (рис. 69, ж) свидетельствует о поступлении в бассейн седиментации большого количества коллоидов железа, которые осаждались совместно с глинистыми частицами в мелководных водоемах в условиях жаркого климата.

Пестрая окраска крупнообломочных пород и хорошая окатанность галек (рис. 69, з) указывают на полимиктовый состав и, следовательно, поступление материала из разных источников сноса, расположенных на значительных расстояниях от места осаждения.

Как известно, существенную роль в окраске кремнистых хемобиогенных пород, к которым относятся яшмы, играла подводная вулканическая деятельность. Благодаря примесям окисных и закисных соединений железа, яшмы имеют *красную, коричневую* окраску в первом случае и *тускло-зеленую* во втором (рис. 69, и).

3.3. Биофациальный анализ

3.3.1. Сохранность остатков организмов и следов их жизнедеятельности

Изучение состава и условий захоронения остатков фауны и флоры является основой биофациального анализа. Организмы, изменяя осадок, сами испытывают влияние среды, в которой они обитают. Особенности этой среды отражаются на их образе жизни, форме и величине, на их положении в осадке и т.д.

Изучение древнего органического мира по сохранившимся остаткам или следам жизнедеятельности животных и растений посвящена наука «Палеонтология», а отношение древних организмов к окружающей органической и неорганической среде изучает ее отрасль – палеоэкология. В своей книге «Краткий курс палеонтологии» Л.Ш. Давита-

швили [25] следующим образом описывает условия сохранения или, наоборот, изменения органических остатков.

Обычно органические остатки претерпевают значительные изменения после их погребения в осадке. Прежде всего, остатки подвергаются разложению. При этом целиком разрушаются организмы, лишённые твёрдых скелетных образований. Элементы *скелета*, содержащиеся в своем составе органические и минеральные вещества, могут сохраняться в ископаемом состоянии. Эти остатки организмов также подвергаются некоторым процессам, изменяющим их состав и строение. Наиболее обычный процесс, который претерпевают остатки животных – процесс окаменения, при котором различные минеральные вещества, содержащиеся в воде в растворённом виде (карбонаты, кремнезем, коллоиды железа), проникают во все пустоты и заполняют их или замещают собою вещества, первоначально содержащиеся в органических остатках. Так, известковые раковины могут быть замещены кремнеземом, а кремневые спикулы губок – кальцитом. Процессу окаменения, кроме остатков животных, могут подвергаться и остатки растений (стволы деревьев). Очень часто стволы и другие части растений превращаются в уголь, листья же могут превращаться в тонкие углестые пленки, в которых очень часто сохраняются тончайшие жилки.

В ископаемом состоянии сохраняются не только твёрдые части организмов, но и различные отпечатки и слепки раковин. Если раковина после погребения растворилась, то на ее месте может образоваться полость, стенки которой передают форму этой раковины и представляет собой *отпечаток* ее наружной поверхности.

При заполнении внутренней полости раковины каким-либо минеральным веществом, например, илом, может получиться слепок внутренней полости. Если затем известковая раковина была уничтожена вследствие растворения, то остается лишь слепок, который называется *внутренним ядром*. Если минеральное вещество осадков заполняет всю полость, образовавшуюся после растворения раковины, то полученный слепок воспроизводит наружную поверхность раковины и поэтому называется *внешним или наружным ядром*.

В ископаемом состоянии сохраняются также следы жизнедеятельности организмов – *ихнофоссилии*, создающие биогенные текстуры (см. раздел 2.2.1).

Биогенные текстуры отмечают определенную сторону жизнедеятельности организма, например, условия обитания или характер питания, но особая их ценность для биофациального анализа в том, что они регистрируют осадочную обстановку, в которой обитали живые организмы. Ассоциации таких ихнофоссилий являются хорошим показателем глубины бассейна, токсичности придонных вод, близости береговой линии.

Организмы могут нарушить первичную осадочную текстуру, в частности, изменить ранее возникшую слоистость или полностью ее уничтожить. Чаще всего это связано с работой илоедов и зарывающихся в ил животных. Эти текстуры особенно характерны для морских и связанных с ними отложений заливов и лагун.

Интенсивное воздействие роющих организмов, нарушающих первичную текстуру, носит название *биотурбации*, а породы, образующиеся в результате процесса, называются биотурбатами. Следы жизнедеятельности организмов, создающих биотурбационную текстуру, дают информацию об относительной скорости седиментации. При уменьшении скорости осадконакопления обнажающиеся поверхности раздела слоев подвергаются интенсивному воздействию роющих организмов. Так, быстро накапливающиеся литоральные осадки содержат редкие следы ходов, по сравнению с соседними, сильно биотурбированными осадками приливно-отливной отмели, которые отлагались намного медленнее [32].

К следам жизнедеятельности относятся *минеральные образования*, которые формируются растениями. *Ризоконкреции* представляют собой известковые, гипсово-известковые конкреции, образующиеся вокруг корней или (реже) стебельков растений путем их обрастания. Форма ризоконкреций (трубчатая, субцилиндрическая, субконическая) не совпадает с формой растительных остатков и связана со специфическими корневыми системами растений аридных областей [59].

Псевдоморфозы по корням и стеблям растений представляют собой продукты замещения растительных остатков сидеритом или пиритом и характерны для болотных отложений.

Таким образом, к категории органических остатков могут быть отнесены следующие образования: сохранившиеся в ископаемом состоянии собственно остатки (твердые части организмов); прямые следы бывшего существования этих остатков (внутренние и внешние ядра, отпечатки); следы жизнедеятельности (биотурбации, следы ползания, зарывания); минеральные новообразования, связанные с жизнедеятельностью организмов (ризоконкреции, псевдоморфозы).

Для фациального анализа имеет значение количество и расположение органических остатков относительно друг друга и по отношению к структурно-текстурным элементам вмещающих их отложений. К сожалению, геологам-нефтяникам приходится иметь дело с ограниченным объемом породы, определяемым отбором керна, но и в этом случае необходимо отмечать количество остатков на единицу площади образца. Взаиморасположение органических остатков может быть беспорядочным, субпараллельным, с различной степенью проявления сортировки по размеру и форме.

3.3.2. Условия существования современных и ископаемых организмов

По образу жизни фауна и флора разделяется на три группы. **Бентос** – это организмы, живущие на дне. Различают «сидячий бентос», представители которого прикрепляются к грунту, и «подвижный бентос», представители которого передвигаются по дну или плавают около дна. **Нектон** – активно плавающие в толще воды животные. **Планктон** – организмы, живущие в толще воды и не обладающие способностью к большому самостоятельному передвижению, их переносят течения. Подавляющая масса планктонных форм живет в поверхностных слоях воды, хорошо освещенных и прогреваемых.

Значение нектонных и планктонных организмов для фациального анализа меньше, чем бентоса, поскольку они непосредственно не связаны с грунтом и после отмирания могут попадать в разные осадки. Тем не менее, они могут быть использованы при генетическом анализе, т.к. многие из них являются хорошими индикаторами нормальной морской солености и температуры воды.

Большое значение для жизни организмов имеют физико-химические условия водной среды [25]. Одни организмы живут лишь в морской воде нормальной солёности (при которой содержание растворенных солей составляет 3,5 % всей массы морской воды), другие могут жить и в более или менее соленой воде. Первые, т.е. свойственные лишь воде определенной солености, называются **стеногалинными**, вторые, способные переносить значительные колебания солености, – **эвригалинными**.

Важным фактором в распределении организмов имеет температура. Организмы, требующие более и менее определенной температуры, называются **стенотермными**, а организмы, переносящие значительные колебания температуры, относятся к **эвритермным**.

Для распространения организмов имеет значение освещение бассейна, насыщение вод кислородом и другими газами, строение дна и другие особенности, которые будут рассмотрены ниже.

Ископаемые организмы по месту залегания разделяются на автохтонные и аллохтонные. **Автохтонные** органические остатки, т.е. захороненные на месте обитания соответствующих организмов, характеризуются целостностью захоронения скелетных остатков, хорошей сохранностью деталей скульптуры и частей растений, отсутствием сортировки остатков по размеру и форме, наблюдаемыми следами проникновения в субстрат (ходы, следы корней) или прикрепления к нему. Такие комплексы организмов носят название **биоценозов**.

Аллохтонные или переотложенные компоненты устанавливаются по наличию механических повреждений, окатанности органических остатков, сортировке раковин по размерам, определенной их сортировке, разрозненности створок. Эти скопления организмов носят название *таптоценозов*.

3.3.3. Генетическое значение фауны

Значение ископаемых биоценозов состоит в том, что на основании экологии входящих в него организмов можно восстановить многие физико-химические черты среды их обитания.

Ниже приводится краткая характеристика особенностей строения беспозвоночных животных, образа их жизни и сохранности ископаемых остатков, а на иллюстрациях – внешний облик (реставрированный или ныне живущих особей), окаменелости или следы жизнедеятельности организмов. Данные приведены из литературы по палеонтологии [25, 37, 48, 54, 56, 57, 61, 70, 72, 77, 85], общей и исторической геологии [18, 22, 30, 38, 67, 93], литологии [6, 7, 8, 50, 69, 79] и др.

Простейшие (Protozoa). К простейшим относятся одноклеточные организмы, состоящие из протоплазмы и ядра. Большинство простейших имеет внешний или внутренний скелет, который сохраняется в ископаемом состоянии. Скелет строится протоплазмой и состоит из органического и минерального (карбонатного или кремнистого) вещества. Наибольшее значение для геологии имеют подклассы радиолярий и фораминифер.

Радиолярии – микроскопические (0,01–1,0 мм) планктонные организмы с кремневой (опаловой) раковинкой. Скорлупка радиолярий имеет форму сферы, шлема, колокола, колпачка, или состоит из игл, расходящихся из центра в радиальном направлении (рис. 70, а–г). Раковинка всегда ажурная, решетчатая (рис. 70, д, е). В процессе диагенеза опал переходит в халцедон и кварц (рис. 70, ж). Иногда он замещается пиритом, кальцитом и другими минералами.

Радиолярии обычно плавают на поверхности, а также живут в воде на различных глубинах. Они являются типичными стеногалинными организмами; особенно много их в теплых морях и значительно меньше в умеренных и холодных. Подавляющее большинство радиолярий – планктонные организмы, у них наблюдается увеличение поверхности тела путем образования шипов, игл.

Радиолярии – очень древние организмы. Их остатки известны из протерозойских отложений. В палеозое, мезозое и кайнозое радиолярии принимали участие в образовании яшм, опок, радиоляритов. В современных морях радиоляриевые илы накапливаются на глубинах более 4000 м, где известковые скелеты других организмов растворяются.

Будучи планктонными организмами, о глубинах и других условиях накопления заключающих их осадков радиолярии говорят мало. Массовое развитие радиолярий в геосинклинальных отложениях связано, возможно, с эпохами усиления вулканической деятельности, когда в морскую воду поступало особенно много растворенного кремнезёма [7].

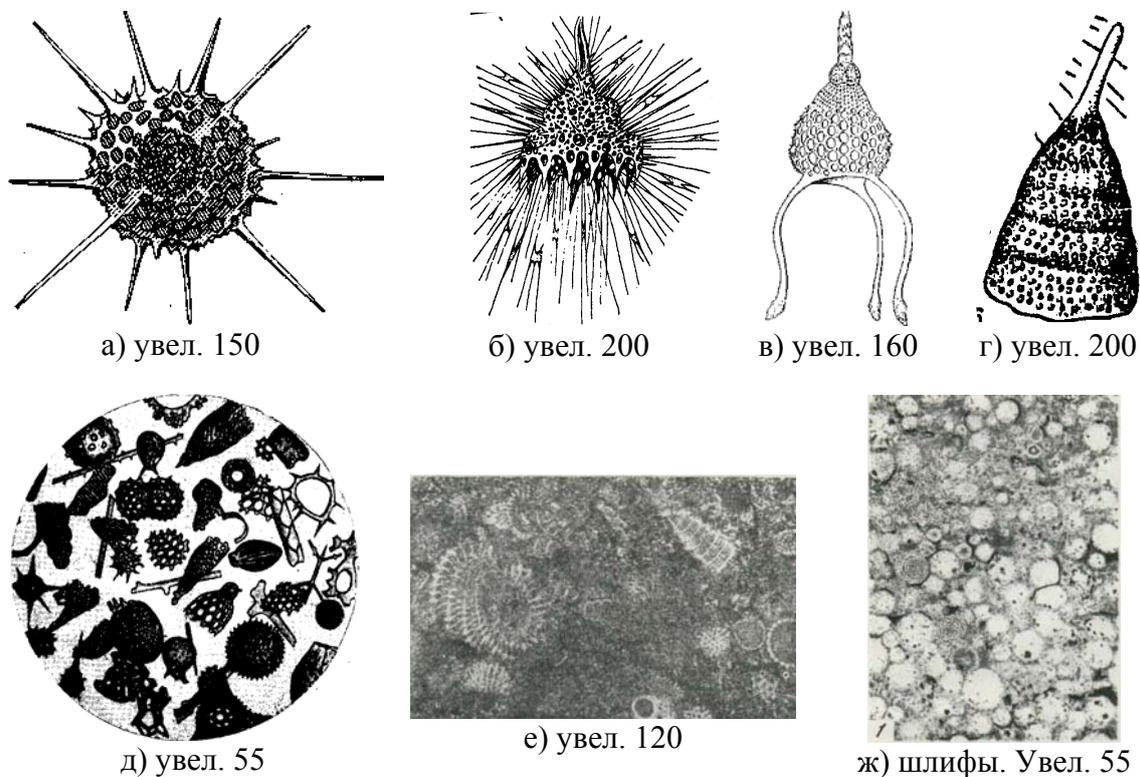


Рис. 70. Радиолярии:

а – по Е.Е. Кузьменко, 1980 [30]; б, г – по В.П. Бондареву, 2002 [18];
 в – по Л.Ш. Давиташвили, 1958 [25]; д – по М.С. Швецову, 1958 [50];
 е – Атлас текстур и структур, ч. 3, 1973 [56];
 ж – Атлас пороодообр. орг., 1973 [54]

Фораминиферы – морские одноклеточные животные, имеющие раковину с одним или несколькими отверстиями – устьями, через которые выходят наружу нитевидные отростки цитоплазмы – псевдоподии (рис. 71, а), выполняющие функции передвижения, сбора пищи, участия в газообмене и иногда – в построении раковины [72]. Раковины, или скелеты делятся внутренними перегородками на камеры, по количеству которых раковины бывают одно- и многокамерные. По взаимному расположению камер различают одно-, двух- и трехрядные, а по форме – сферические, клубкообразные, цилиндрические, спиралевидные, веретенообразные и т.д. (рис. 71, б). Стенки раковин сложены зернистым, волокнистым или пелитоморфным кальцитом (рис. 71, в). Часть фораминифер имеет агг-

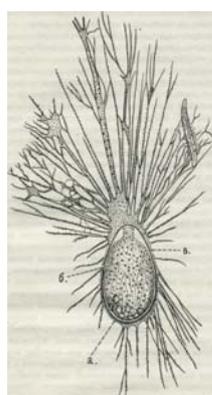
лютинированную (песчаную) раковину, которая состоит из частиц песка, скрепленных хитиноподобным веществом (рис. 71, г).

Фораминиферы являются преимущественно бентосными организмами. Одни из них медленно ползают по поверхности морского дна, другие – прикрепляются к тем или иным предметам на дне. Большинство фораминифер с известковой раковинной (Miliolida) – обитатели мелководья в теплых морях, а фораминиферы с агглютинированной раковинной (Gaudryina) живут в более глубоких и холодных водах, на илистом дне.

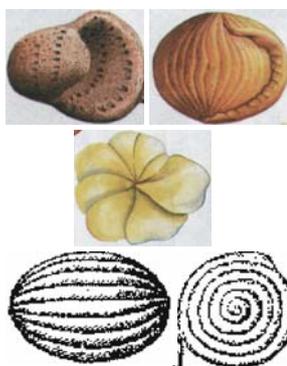
Крупные фораминиферы – орбитолины (3–10 мм), фузулиниды (20–60 мм), нуммулитиды (150–160 мм) были тропическими донными организмами, о чём свидетельствует массивность форм и дополнительные отложения известки на поверхности раковин. Они обитали в зоне подвижного мелководья.

Фораминиферы не переносят значительного изменения солености и принадлежат, таким образом, к стеногалинным организмам.

Существуют фораминиферы, ведущие планктонный образ жизни. Сюда относятся фораминиферы (Globigirina), имеющие шаровидную форму раковины с пустотелыми вздутыми камерами (рис. 71, д, е) и с разнообразными выростами – длинными тонкими шипами (рис. 71, ж, з), увеличивающими поверхность раковины.



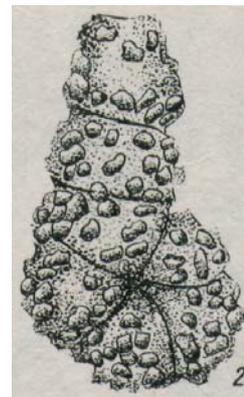
а) увел. 300



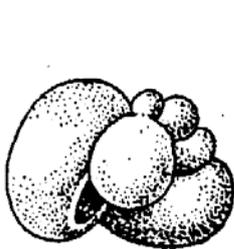
б) увел. 50



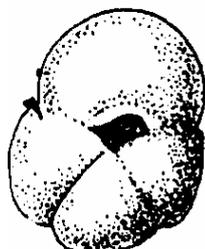
в) шлиф. Увел. 20



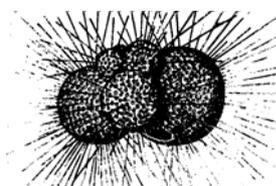
г) увел. 50



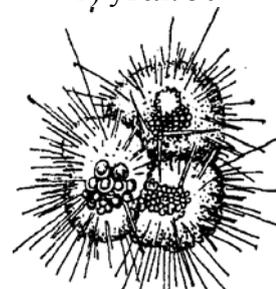
д) увел. 300



е) увел. 300



ж) увел. 120



з) увел. 120

Рис. 71. Фораминиферы:

а, г – Атлас породообразующих орг., 1973 [54]; б, д, е, з – по В.П. Бондареву, 2002 [18]; в – по И.В. Хворовой, 1958 [77]; ж – Палеонт. и палеоэкол., 1995 [72]

Микроскопические размеры раковин фораминифер, часто присутствующих в породе в большом количестве, позволяют использовать эту группу для определения геологического возраста отложений даже по небольшим образцам, получаемым при бурении глубоких скважин. Этим обусловлено то большое значение, которое приобрели ископаемые фораминиферы в практике геологоразведочного дела.

Фораминиферы известны с докембрия. В геологической истории Земли выделяются отдельные периоды (каменноугольный, пермский, меловой и палеогеновый), когда то или иное семейство или отряд фораминифер были распространены очень широко и в большом количестве. Для этих периодов фораминиферы являются важными руководящими и породообразующими организмами.

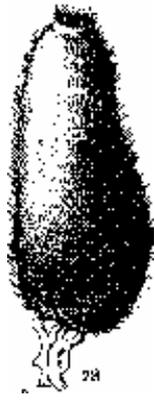
М н о г о к л е т о ч н ы е. В отличие от простейших тело многоклеточного животного состоит из клеток и межклеточного вещества, образующих ткани и органы.

Губки (*Spongia*) – наиболее примитивные представители многоклеточных организмов. Форма тела у губок разнообразная – мешковидная, бокалообразная, чашеобразная, древовидная и др. (рис. 72, а–д). Тело губки пронизано многочисленными порами, через которые во внутреннюю полость поступает вода, приносящая пищу и кислород. Стенки тела поддерживаются внутренним скелетом – органическим или минеральным (известковым, кремневым).

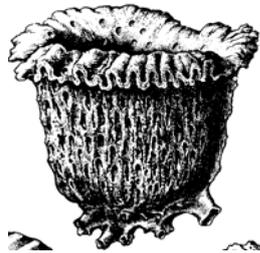
Минеральный скелет состоит из отдельных элементов – спикул (игл). Они могут быть одно-, трех- и четырехосными (рис. 72, е). Форма спикул бывает очень разнообразной – в виде крючков, якорей, кустиков и др. Однако обычно она простая и имеет вид тонких длинных трубок. В поперечном разрезе такие спикулы имеют вид маленького круга с каналцем в центре (рис. 72, ж). При диагенезе канал часто расширяется и выполняется посторонним веществом (глауконитом, кальцитом), а опал спикул часто бывает замещен кварцем, халцедоном, кальцитом, пиритом, глауконитом.

Трех- и четырехосные крупные спикулы иногда соединяются друг с другом, образуя прочный связный скелет – известковый фаретронный, кремневый диктиональный или литистидный (рис. 72, з, и, к). Такие скелеты хорошо сохраняются в ископаемом состоянии.

Несвязный скелет после отмирания губки распадается, и спикулы рассеиваются по грунту. На участках дна, где поколение за поколением живут и отмирают массивные кремневые губки, грунт оказывается покрытым слоем беспорядочно лежащих спикул – «стеклянным войлоком». Так возникают отложения пород, богатых кремнеземом – спонголиты [37].



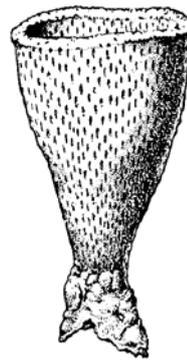
а) увел. 2



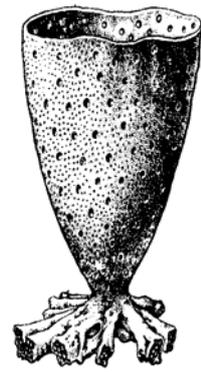
б) увел. 1



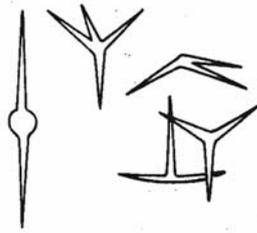
в) увел. 1



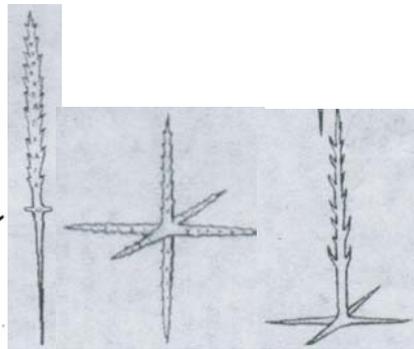
г) увел. 0,5



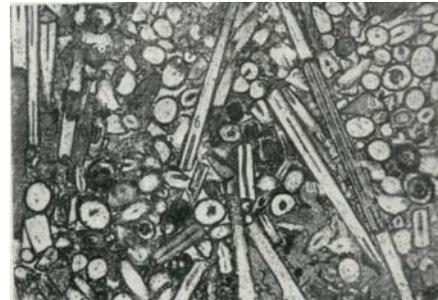
д) увел. 0,5



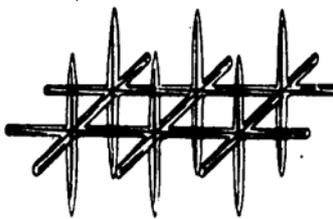
е) спикулы. Увел. 15



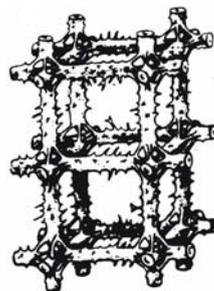
и) увел. 20



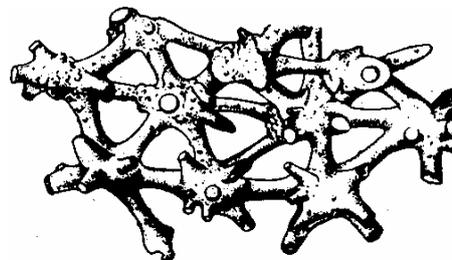
ж) шлиф. Увел. 60



з) увел. 20



и) увел. 20



к) увел. 20

Скелеты губок: з – известковый фаретронный; и – кремневый диктиональный;
к – кремневый литистидный

Рис. 72. Губки:

а–д – Основы палеонтологии, 1962 [37]; е – Краткий геологический словарь, 1989 [67] и Атлас породообразующих организмов, 1973 [54]; ж – Атлас текстур и структур, 1973 [56]; з–к – Палеонтология и палеоэкология, 1995 [72]

Губки – прикрепляющиеся бентосные животные, обитающие на разных глубинах. Ископаемые губки находят в самых различных отложениях – известняках, песчаниках, писчем мелу, глубоководных глинах. Все это говорит об очень широком диапазоне условий их существования. Известковые губки указывают на малые глубины, кремневые – обильны на глубинах от нескольких десятков метров до 1000–2000 м.

На твёрдых грунтах, на камнях и скалах в прибойной полосе и верхних горизонтах сублиторали распространены губки, прирастающие к субстрату. На большей глубине, где отлагаются илы, возможно существование губок, укореняющихся в рыхлом грунте корневыми пучками длинных спикул.

Губки существовали уже в венде и сохранились до настоящего времени.

Археоциаты (*Archaeocyathida*) – тип, объединяющий губкоподобные одиночные и колониальные беспозвоночные организмы с известковым кубковидным одно- и двухстенным пористым скелетом, имеющим центральную полость (рис. 73, а). Размеры археоциат составляли от нескольких мм до 40 см в высоту и 25 см в диаметре.

По данным А.Г. Вологодина [37], археоциаты обитали на средних и малых глубинах открытых морей, причем они могли селиться на любых грунтах. Обладая интенсивной способностью к выделению извести с образованием из нее внутреннего скелета и часто поселяясь на кубках отмерших особей, археоциаты создавали как малые, так и большие местные скопления карбоната кальция в виде брекчиевидных известняков.

В благоприятной обстановке за длительные этапы времени археоциаты были способны создавать в морях геосинклиналей биогермы значительной мощности (до 400 – 800 м и более), иногда при малом горизонтальном их распространении (рис. 73, б). Неблагоприятные факторы выражались привносам извне обломочного или пеплового материала или наступлением предельного мелководья, когда кубки археоциат обламывались прибоем в большей степени, по сравнению с образованием новых особей. Неблагоприятным было также изменение химизма воды, выражающееся в изменении солености или повышении содержания в ней магния.

Необходимость всасывания воды с её газовыми компонентами и пищевыми частицами (бактерии, споры, одноклеточные водоросли) заставляла прижившиеся на субстрате молодые особи археоциат тянуться в направлении притока пищевого материала, а также в сторону, используя свободное пространство (рис. 73, в). Осуществляя по преимуществу прямое прирастание, в случае стесненного развития позднее вырастающие особи колонии приобретали ту или иную деформацию кубков (рис. 73, г).

Колониальные археоциаты представляли собой системы, более прочные против разрушающей способности водных масс. Тем не менее, на всех биогермах, достигавших в своем развитии зоны волнений (вероятно, около 20 м глубины и мельче), преобладающая часть особей на той или иной стадии роста обламывалась и сносилась к пониженным

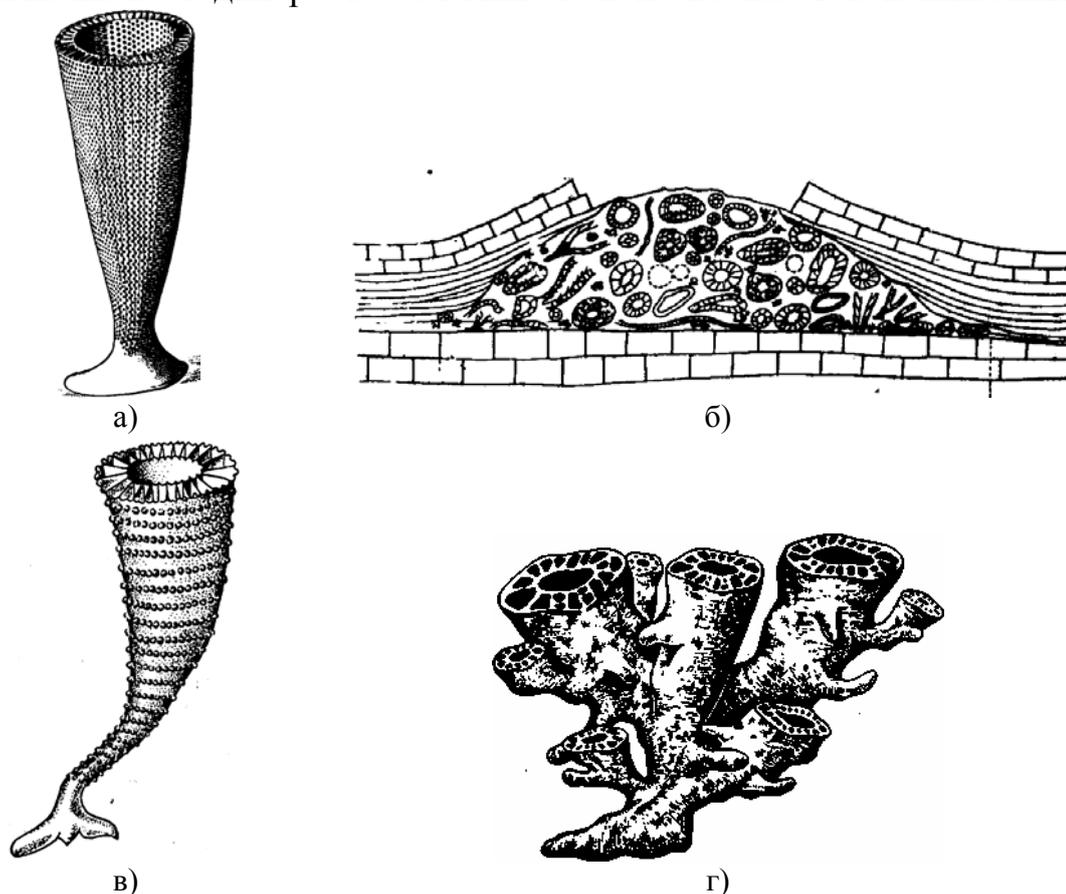


Рис. 73. Археоциаты:

а – реставрация, Основы палеонт., 1962 [37]; б – строение археоциатового биогерма. Кембрий Сибирской платформы [37]; в – Кр. геол. словарь, 1989 [67]; г – по Е.Е. Кузьменко, 1980 [30]

участкам дна, где они и захоронялись. В пределах собственно биогермов археоциатовые кубки часто попадали в ископаемое состояние ненарушенными, захороненными на местах развития организмов. Жизнедеятельность археоциат протекала здесь благоприятно, но она часто прерывалась притоком обломков, вызывавших обламывание кубков живых особей, иногда с последующим заращиванием повреждений.

Таким образом, археоциаты являются первыми в истории Земли рифостроителями. Появляясь в начале раннего кембрия, они достигают в конце раннекембрийской эпохи пышного расцвета. В средне – и верх-

некембрийских отложениях их остатки найдены лишь в немногих местах и в незначительном количестве.

Кишечнополостные (Coelenterata) – тип примитивных многоклеточных организмов, обладающих радиальной симметрией тела: медузы, коралловые полипы, актинии, гидры и др. Они имеют мешковидную форму тела с единственной полостью. Некоторые кишечнополостные обладают скелетом, преимущественно известковым. Наибольший геологический интерес представляют строматопораты и коралловые полипы.

Строматопораты – вымершие колониальные организмы с известковым скелетом. По форме скелеты строматопорат очень разнообразны – ветвистые, шаровидные, цилиндрические, пластинчатые с ровной и бугристой поверхностью (рис. 74). Они состоят из волокнистых горизонтальных пластин, пронизанных вертикальными столбиками.

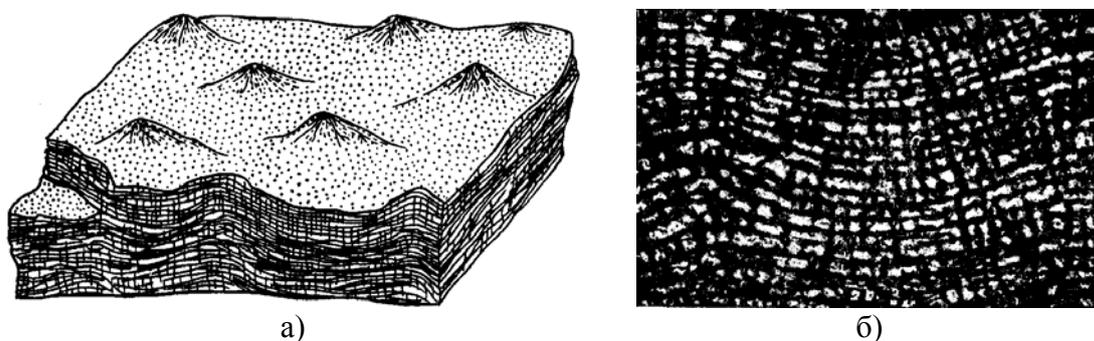


Рис. 74. Колония строматопорат:

а – общий вид, по Е.Е. Кузьменко, 1980 [30]; б – вертикальный срез, по М.С. Швецову, 1958 [50]

Строматопораты были обитателями морской среды и находили наиболее благоприятные условия для своего развития в пределах накопления чистых известняков. Они жили в открытом море на небольшой глубине и обычно поблизости от береговой линии. Благоприятные условия приводили к развитию пластинообразных форм, которые лучше обеспечивались питанием и не подвергались сильному влиянию подводных течений. Последние, так же, как и принос терригенного материала и характер субстрата, сильно влияли на изменчивость колоний строматопорат [37].

Строматопораты особенно широко были распространены в раннем и среднем палеозое, они образовывали большие органогенные постройки – биостромы, биогермы и рифы среди карбонатных мелководных отложений.

Коралловые полипы – наиболее высокообразованные кишечнополостные, среди которых преобладают колониальные формы (рис. 75, а). В колонии коралловых полипов все особи одинаковы. Большинство кораллов сооружает твердый известковый скелет в виде трубочки или ча-

шечки. Известковые скелеты одного полипа получили название кораллита, а скелет колонии, образованный совокупностью кораллитов – полипняка. Класс коралловых полипов на основании особенностей строения скелета делится на шесть подклассов: табуляты, гелиолитиды, хететиды, восьми-, четырех и шестилучевые кораллы. Для фацеального анализа наибольшее значение имеют ископаемые остатки табулят, гелиолитид и четырехлучевых кораллов.

Среди полипняков по форме выделяется три типа: массивные (рис. 75, б, в), ветвистые (рис. 75, г, д) и стелющиеся (рис. 75, е). Поперечное сечение кораллитов у массивных форм многоугольное, у ветвистых – округлое или овальное, у стелющихся – в виде цепочек или сеточек.

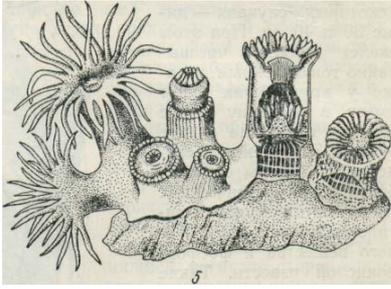
Одиночные кораллы могут быть конусообразными, роговидно-изогнутыми, чашечкообразными (рис. 75).

Кораллы – типично морские организмы. Они являются прекрасными показателями характера среды осадконакопления, т.к. это стено-термные и стеногалинные животные. Большинство кораллов живет при годовой температуре не менее 18 °С. Что касается солености воды, то даже незначительное опреснение или повышение солености может быть губительным для них. Кораллы в значительной степени зависят от света, они процветают лишь в достаточно освещенных слоях воды.

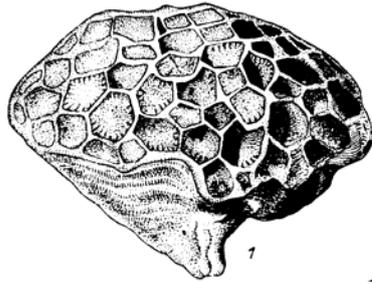
Необходимым условием существования колониальных кораллов является высокое содержание кислорода в морской воде, поэтому эти организмы предпочитают прибрежные области с сильной гидродинамикой, где вода богата кислородом вследствие постоянного движения. Все эти данные позволяют сделать вывод, что колониальные кораллы существовали на глубинах до 50 м, т.е. в неритовой зоне моря.

Будучи представителями прикрепленного бентоса, кораллы нуждались в твердом субстрате – твердых участках дна, выступах пластов горных пород, скоплениях скелетных остатков отмерших организмов. Вместе со строматопоратами колониальные кораллы прошлого образовывали массивные постройки типа биогермов и рифов.

Одиночные кораллы жили в спокойных, защищенных зонах моря, где могли отлагаться известковистые глинистые осадки. Они селились преимущественно на тех участках дна, где осадконакопление происходило медленно и глинистые частицы составляли существенную часть осадка. Они жили и успешно развивались на относительно небольшой глубине и в сравнительно теплой воде [25]. Однако в настоящее время одиночные кораллы встречаются на глубинах 200–400 м, а иногда и глубже (до 2000 м). Ископаемые остатки одиночных кораллов встречаются в мергелях и глинах, которые накапливались в относительно глубоководных зонах моря.



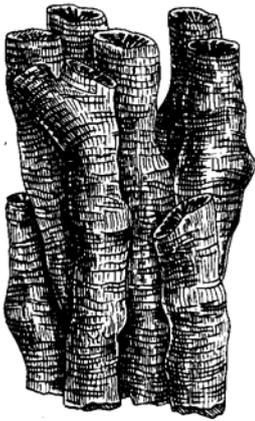
а) *Astroides*



б) *Michelinia*



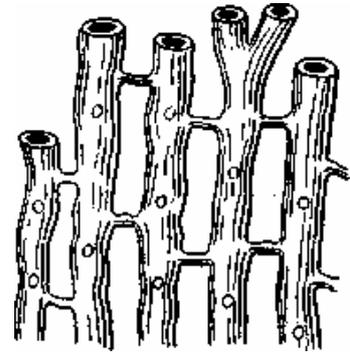
в) *Wentzelella*



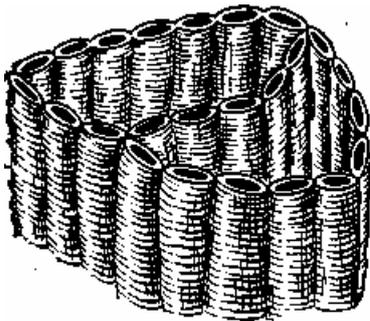
г) *Lithostrotion*



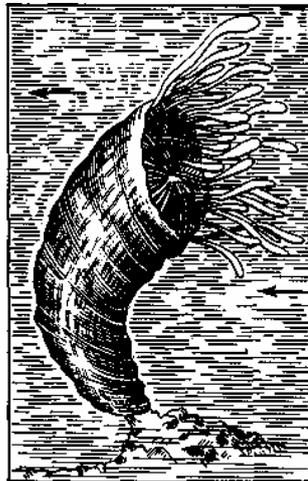
д) *Evenkiella*



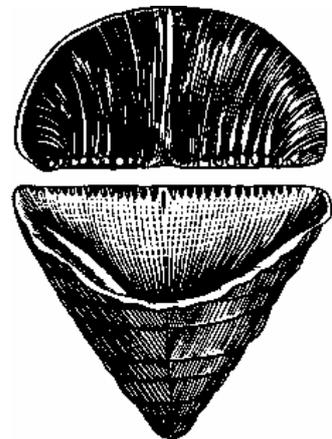
е) *Syringopora*



ж) *Halysites*



з) *Zaphrentis* (реставрация)



и) *Calceola*

Рис. 75. Коралловые полипы:

а – колония шестилучевых кораллов, по Л.Ш. Давиташвили, 1958 [25]; б – по В.И. Бодылевскому, 1984 [57]; в, д – Основы палеонтологии, 1964 [37]; г, е–и – по Е.Е. Кузьменко, 1980 [30]

Таким образом, кишечнополостные организмы имеют значение и как пороодообразователи, и для фациального анализа, и для стратиграфических исследований. Они известны с позднего протерозоя (венда), наибольшего расцвета достигли в палеозое, широко распространены в мезозое и в настоящее время.

Черви (Vermes) – большая группа разнообразных двусторонне – симметричных животных, которые в подавляющем большинстве лишены твердых частей тела. Большинство представителей этого типа живет в море. Одни из них плавают или ползают по морскому дну, другие – зарываются в ил и песок, некоторые из них ведут «сидячий» образ жизни. В ископаемом состоянии обнаруживаются представители класса полихет, имевшие защитный скелет в виде известковых трубок, которые и встречаются в толщах горных пород. Трубки бывают более или менее извивающиеся, иногда спирально свернутые. Черви, живущие в морях и обитающие в таких трубках, называются «трубкожилами». Из трубкожилов наиболее распространены два рода: *Serpula* и *Spirorbis* (рис. 76, а).

Род *Serpula* образует неправильные извивающиеся известковые трубки, которые обычно прикрепляются к каким-либо посторонним предметам и друг к другу (рис. 76, б, в). Извилистые трубки этих ископаемых могут образовывать пласты горных пород. Так, известен пласт мощностью 50 м, состоящий из трубок серпул в нижнемеловых отложениях северо-запада Германии (рис. 76, г), а в третичных отложениях юго-запада Украины описаны биогермы, созданные серпулами [25].

В юрских отложениях юго-востока Западной Сибири также отмечаются многочисленные известковые трубки серпулид (рис. 76, д). В шлифах видно, что в поперечном сечении они представляют собой двуслойные кальцитовые кольца диаметром около 1 мм, полая часть трубок заполнена кальцитом или глинисто-алевритовым материалом (рис. 76, е, ж).

Другие кольчатые черви, не создавая новых осадков, принимают участие в их изменении, образуя ходы, нередко наблюдаемые в огромном количестве (см. раздел 2.2.1). Относящиеся к этому типу пескожилы, поедая ил, углубляются в осадок примерно на 60 см. Эти ходы заполняются иным, часто слоистым осадком (рис. 76, з).

Значение следов жизни червей очень велико для фациального анализа и детальных палеогеографических построений. Сам факт нахождения следов жизни в каком-нибудь слое говорит о том, что данный участок дна бассейна был заселен, что бывает очень важно знать для решения вопроса о придонном режиме вод.

Таким образом, ископаемые остатки червей и следы их жизнедеятельности, не имеющие большого стратиграфического значения, тем не менее, очень важны для фациального анализа и корреляции разрезов на сравнительно небольших площадях.

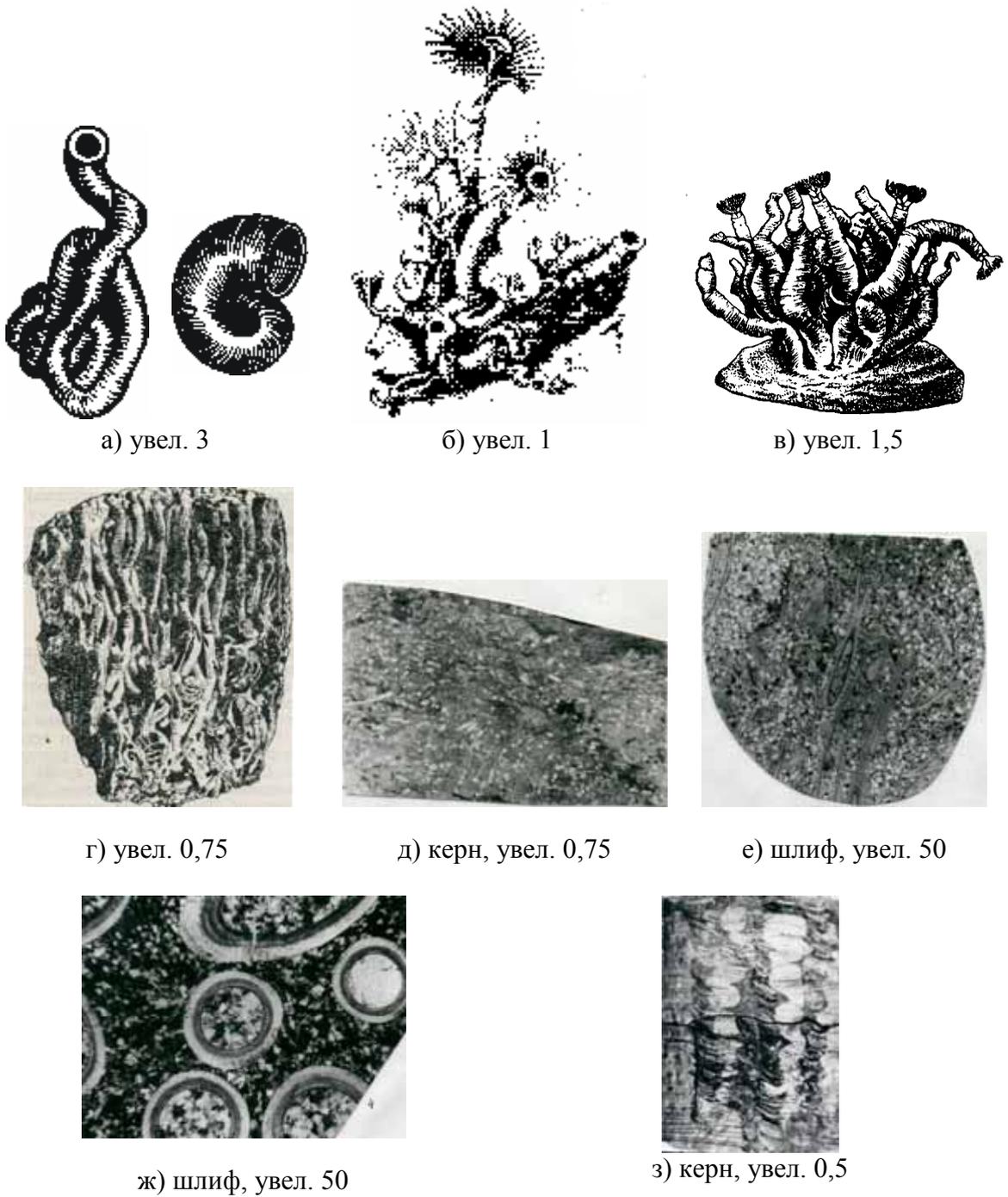


Рис. 76. Трубки морских червей:

а – мелкие трубки серпулы (слева) и спирорбиса (справа), по Е.Е. Кузьменко, 1980 [30]; б, в – сростки трубок современных «сидячих» червей – полихет [37]; г – известняк, состоящий из трубок *Serpula*, по Л.Ш. Давиташвили, 1958 [25]; д – ж – известковые трубки, з – ходы морских червей в оксфордских отложениях юго-востока Западной Сибири, авторская коллекция

Мшанки (Bryozoa) – преимущественно морские прикрепленные колониальные животные. Колония мшанок состоит из маленьких (менее 1 мм) особей, каждая из которых заключена в ячейку. Скелет мшанок состоит из кальцита с примесью карбоната магния (до 10–17 %). Колонии мшанок имеют разнообразную форму. Она определяется тем, что ячейки расположены на общем стволе листовидном или ветвистом (рис. 77, а, б, в). Колонии бывают похожи на мох (рис. 77, г), водоросли или корки на камнях, раковинах, иногда они образуют тонкую сетку, иногда – гроздевидные полушаровидные массы (рис. 77, д, е).

Современные мшанки обитают в морях всех климатических зон, но большинство из них живут, прирастая ко дну, в мелководной зоне теплых морей на глубине от 90 до 200 м.

Мшанки могут жить в условиях постоянного движения воды, в прибойной зоне, в этих случаях они образуют уплощенные колонии, прикрепляющиеся всей нижней поверхностью к твердому субстрату. Массивные и ветвистые колонии, прикрепляющиеся в одной точке, развиваются в более глубоких, спокойных водах, где отсутствуют волнения и откладываются глинистые осадки.

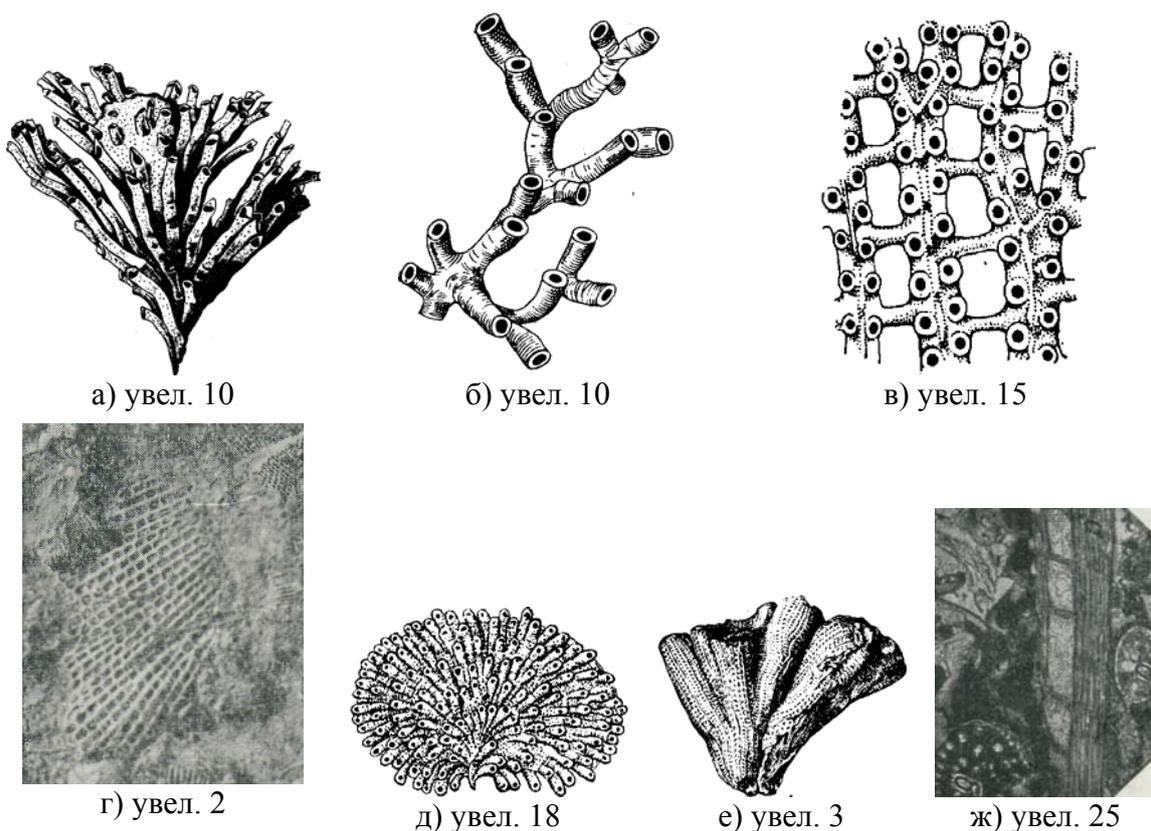


Рис. 77. Мшанки:

а, б, в, д, е – колонии мшанок, по Е.Е. Кузьменко, 1980 [30];
г, ж – по М.С. Швецову, 1958 [50]

Ископаемые остатки мшанок довольно часто встречаются в известняках вместе с брахиоподами, иглокожими, фораминиферами, пелциподами и головоногими моллюсками. В этих породах мшанки бывают представлены обломками, перемытыми и переотложенными морскими течениями в условиях сильных движений морской воды в зоне прибрежного мелководья. При этом, несмотря на то, что от колоний остаются только мелкие обломки, внутреннее микроскопическое строение их скелетов часто сохраняется хорошо (рис. 77, ж) [50].

Остатки мшанок особенно обильны в глинах и мергелях. При этом они, как правило, имеют хорошую сохранность, что свидетельствует о захоронении их на месте существования в условиях спокойных вод и быстрого накопления тонкого илистого осадка.

Морские мшанки лучше переносят колебания солености и менее чувствительны к чистоте морской воды, чем коралловые полипы. Поэтому мшанки нередко заменяют коралловые полипы в морях с пониженной соленостью и иногда играют роль рифообразователей. Одним из условий образования мшанковых рифов являлась спокойная вода. Об этом свидетельствует бедность этих рифов обломочными известняками.

Мшанки известны с ордовика. В карбоне, перми и неогене были рифообразующими организмами. Стратиграфическое значение их невелико [30].

Плеченогие Brachiopoda – типичные представители морского бентоса. Эти небольшие по размерам животные имеют двустворчатую раковину известкового или (реже) хитин – фосфатного состава. У них различают спинную и брюшную створки. Брюшная створка, как правило, выпуклая, спинная – плоская, вогнутая, реже выпуклая и меньше брюшной. В зависимости от строения спинной створки раковины имеют форму двояковыпуклую, плоско – выпуклую, вогнуто – выпуклую. Наружная поверхность раковин часто бывает покрыта радиальными ребрами, струйками и морщинами, а также концентрическими линиями нарастания (рис. 78, а). У некоторых брахиопод, кроме того, наблюдаются различные выросты, бугорки, иглы.

Брахиоподы ведут прикрепленный образ жизни. Наиболее благоприятным дном для брахиопод является твердый скалистый грунт или известковый ил. Они ведут на нем неподвижный образ жизни, располагаясь свободно на морском дне или прикрепляясь на нем своей ножкой (рис. 78, б, в).

В процессе роста животных ножка может атрофироваться, и особь переходит к другому образу жизни, погружаясь примакушечной частью брюшной створки в ил. Иногда раковины лежат на морском дне брюшной створкой вниз, прикрепляясь к субстрату иглами.

Исследования брахиопод из палеозойских отложений показали связь между общей формой раковины и содержащими их породами [25]. Так, вогнуто – выпуклые раковины брахиопод приурочены преимущественно к глинистым отложениям. Они обычно являются тонкостворчатыми, мелкими и хрупкими с тонкими ребрами и очень узкими межреберными промежутками (рис. 78, г). Брахиоподы, живущие на песчаном грунте мелководья в условиях благоприятного кислородного режима, имеют, как правило, двояковыпуклую форму с грубыми ребрами на наружной поверхности (рис. 78, д, е).

Очень немногие формы закапываются с помощью ножки в ил и ведут малоподвижный образ жизни внутри осадка. К таким брахиоподам относится лингула и, возможно, оболус. У лингулы ножка сделалась мускулистым органом, которым животное пробуравливает вертикальные трубкообразные норки (рис. 78, ж). В отличие от огромного большинства брахиопод, лингулы могут существовать в загрязненной, сильно опресненной воде, в зоне прибоя и переносить временное осушение.

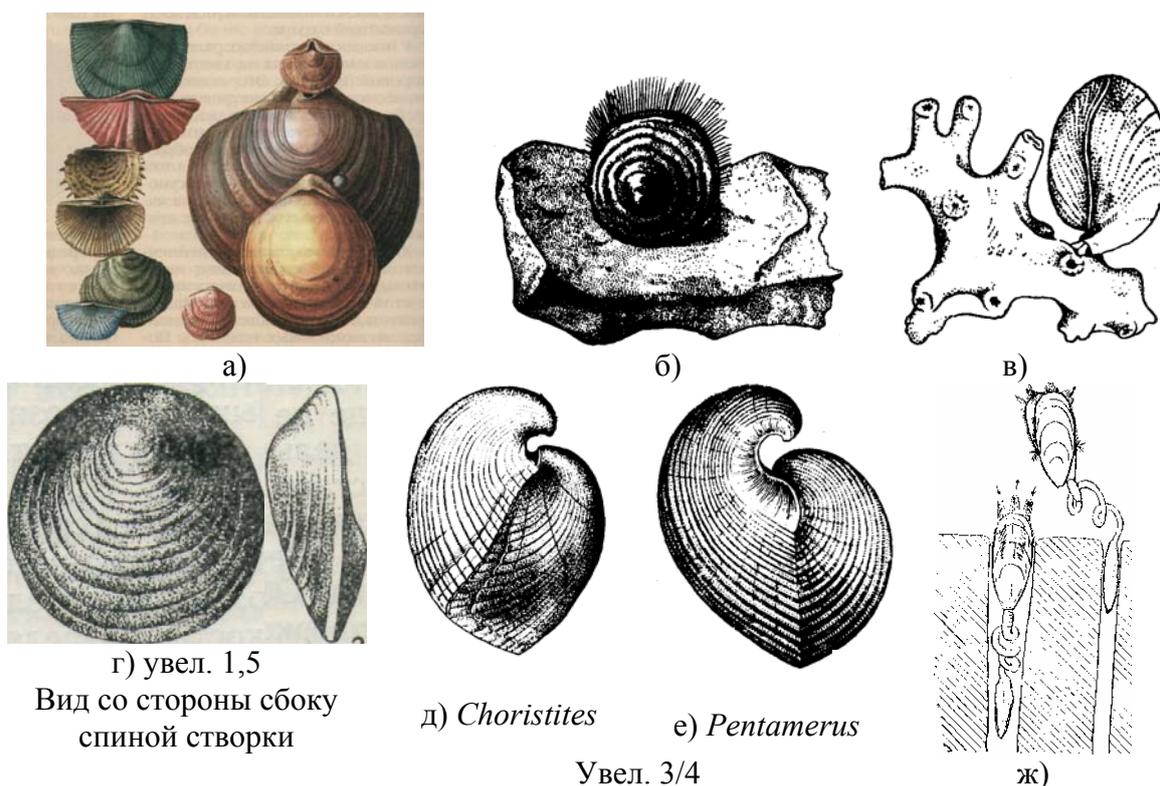


Рис. 78. Брахиоподы:

а – различные формы раковин [93]; б, в – прикрепление поверхностью раковины и короткой ножкой к кораллу [37]; г – выпукло-вогнутая раковина с тонкой скульптурой, по Д.Ш. Давиташвили, 1958 [25]; д, е – раковины двояковыпуклые с грубыми ребрами, по В.И. Бодылевскому, 1984 [57]; ж – схема зарывания лингулы в созданную ею трубку, по Д.Ш. Давиташвили, 1958 [25]

Современные плеченогие обитают на разных глубинах, но, как показали исследования, большинство брахиопод палеозоя и мезозоя населяло обширные области мелководья (30–200 м) и только в третичное время они продвинулись на большие глубины [37].

Таким образом, будучи морскими бентосными малоподвижными животными, брахиоподы являются показателями физико-географической обстановки образования заключающих их остатки пород. Велико значение плеченогих и в других геологических аспектах. Так, стратиграфия палеозоя в значительной степени базируется на изучении их остатков. Помимо этого, они играли важную роль в породообразовании: в палеозойских отложениях раковины и детрит брахиопод нередко образовывали большие скопления.

Моллюски (Mollusca) – тип высших многоклеточных одиночных животных. Мягкое тело моллюска заключено в раковину. Раковины очень разнообразны по размерам, форме и строению. По отношению к мягкому телу раковины чаще всего наружные, реже – внутренние; у некоторых групп раковины отсутствуют. Геологический интерес представляют двустворчатые, брюхоногие, лопатоногие и головоногие моллюски.

Двустворчатые моллюски, или пелециподы – животные, обитающие в различных водоемах: морских, солоноватоводных и пресных. Почти вся жизнь двустворчатых моллюсков связана с дном водоема, т. е. это типично бентосные организмы. Малая подвижность большинства этих животных обусловила их обитание на сравнительно ограниченных участках дна при небольшой амплитуде экологических факторов. В результате этого пелециподы во многих случаях могут быть индикаторами палеобстановки. На рис. 79 показаны представители морских двустворчатых моллюсков и основные направления адаптации к различному образу жизни.

Большое количество двустворчатых моллюсков, обитающих на поверхности, особенно в мелководных зонах и на плотных грунтах, п р и к р е п л я ю т с я биссусом – пучком органических волокон, оплетая этими нитями камни, раковины и другие предметы (рис. 79, С). На плотном скалистом дне, среди коралловых рифов или зарослей известковых водорослей многие двустворчатые моллюски способны забираться в щели или норки и там прикрепляться биссусом (рис. 79, П). Имеются некоторые двустворки, способные использовать биссус для постройки гнезд из обрывков водорослей, частиц грунта, обломков раковин (рис. 79, Лв).

Особым типом приспособления к обитанию на поверхности грунта, развитым лишь в морских и притом в сравнительно тепловодных ус-

ловиях, является прикрепление одной из створок к поверхности грунта путем цементации. Такой характер прикрепления влечет за собой развитие массивной раковины, обычно сильно неравносторчатой, с нижней значительно более толстостенной и выпуклой створкой, резко отличающейся по характеру скульптуры (рис. 79, У). Некоторые пелециподы приспособились к лежанию на одной из створок (рис. 79, Н).

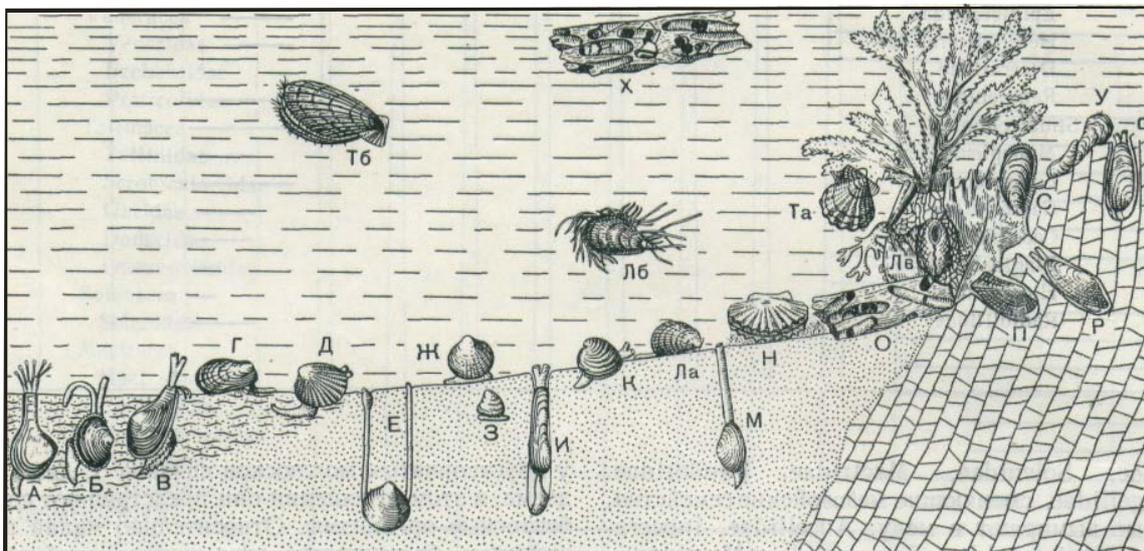
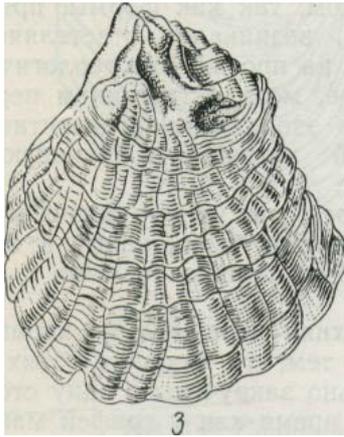


Рис. 79. Образ жизни некоторых морских двустворчатых моллюсков [37]:
 А – Cuspidaria; Б – Abra; В – Leda; Г – Modiclus; Д – Cardium; Е – Thyasira; Ж – Glycymeris;
 З – Nucula; И – Ensis; К – Venus; Л – Lima: а – на грунте; б – в момент плавания; в – в «гнезде»;
 М – Mya; Н – Pecten; О – Teredo; П – Arca; Р – Pholas; С – Mytilus; Т – Chlamys: а – молодая особь, прикрепившаяся биссусом к водоросли; б – взрослая особь в толще воды;
 У – Ostrea; Ф – Lithophaga; Х – Xylophaga

Многие моллюски из числа обитающих на плотных грунтах, приспособились к сверлению твердых пород (рис. 79, Р). Ходы неглубокие – 3–5 см. На мягких песчаных и глинистых грунтах очень много двустворок ведет зарывающийся образ жизни. Одни из них зарываются неглубоко и способны менять свое местообитание. Эти формы характеризуются равносторчатой толстостенной округлой или овальной раковиной, украшенной концентрическими или радиальными ребрами (рис. 79, Д, К). Некоторые пелециподы зарываются глубоко, их норки могут достигать глубины 3–4 м. У этих двустворок раковины гладкие, т. е. лишенные ребер, бугорков и других элементов скульптуры, которые мешали бы им зарываться (рис. 79, М, И).

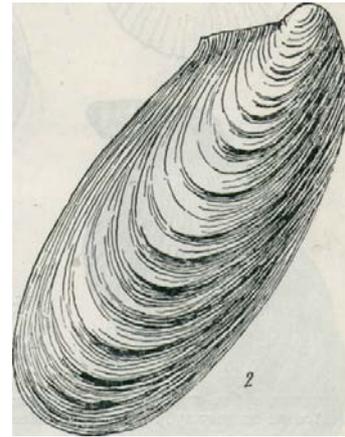


а) *Ostrea*

Увел. 2/3

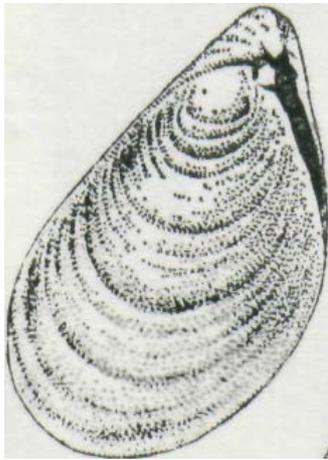


б) *Exogyra*



в) *Inoceramus*

Увел. $\frac{3}{4}$



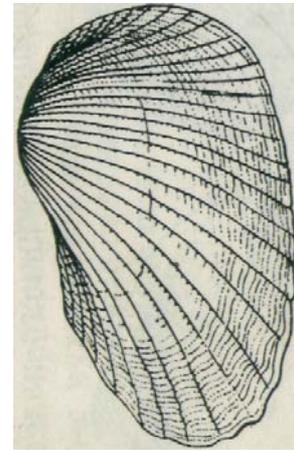
г) *Buchia*

Увел. 1



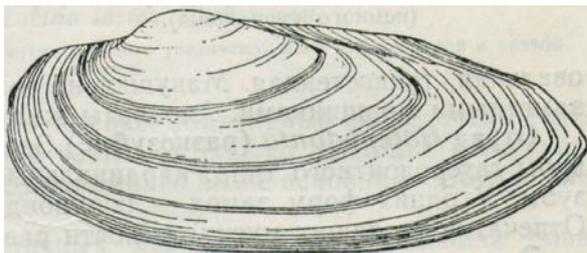
д) *Leda*

Увел. 3



е) *Arca*

Увел. 2



ж) увел. $\frac{3}{4}$



з) увел. $\frac{1}{2}$

Unio

Рис. 80. Раковины двустворчатых моллюсков, обитавших в разных гидрологических бассейнах:

а-г – морские; д, е – солоноватоводные; ж, з – пресные; а, б, в, з, е, ж – по Л.Ш. Давиташвили, 1958 [25]; г – по В.И. Бодылевскому, 1984 [57]; з – по Н.И. Кочетовой, 1988 [85]

Наиболее существенными факторами окружающей физико-географической среды, влияющими на двустворчатых моллюсков, являются соленость, степень насыщенности кислородом, глубина и температура воды, её подвижность, а также характер грунта. Некоторые моллюски могут существовать только при нормальной (3,2–3,5 %) солености бассейна (рис. 80, а–г), другие – при пониженной (2,2–2,6 %) солености (рис. 80, з, е), третьи – проживают исключительно в пресных водах (рис. 80, ж, з).

Большую роль в распространении моллюсков играет температурный фактор. Для холодных морей характерно однообразие родового и видового состава при многочисленности особей каждого вида (*Astarte*, *Macoma*). Умеренными и теплыми морями ограничено распространение всех цементно-прикрепляющихся двустворчатых моллюсков (*Ostreidae*, *Spondylacea*).

Таким образом, пелециподы в силу своей избирательной способности к физико-географической обстановке среды обитания являются ценным источником для суждения об условиях осадкообразования на том или ином участке дна. Геологическое значение двустворчатых моллюсков заключается в том, что их раковины иногда составляют значительную часть карбонатных осадков, образуя биогермы, а для палеогеновых и неогеновых отложений они часто являются руководящими источниками.

Брюхоногие, или гастроподы – наиболее многочисленный класс моллюсков, обитающих в водной среде и на суше. Тела гастропод заключены в асимметричные спирально конические раковины. Поверхность раковин скульптурная, с многочисленными ребрами, шипами, бугорками, бороздами, редко встречаются гладкие раковины.

Большинство гастропод обитает в морской воде, предпочитая мелководные области. Как у пелеципод, так и у гастропод характер раковины обычно довольно определенно указывает на условия обитания. Толстые массивные раковины, иногда с богатой скульптурой (рис. 81, а), характерны для форм, обитающих в теплой мелкой, сильно подвижной среде. Обитатели больших глубин или тихих защищенных бухт, наоборот, имеют тонкую нежную раковину (рис. 81, б). В спокойных водах и на илистом дне раковины нередко имеют длинные тонкие хрупкие шипы, которые предохраняют раковины от погружения в мягкий грунт.

Большинство водных гастропод ведет бентосный образ жизни и приспособлено к ползанию по дну. Некоторые брюхоногие зарываются в осадок дна или прикрепляются к различным подводным предметам. Так, колпачковидные формы, подобные *Patella* (рис. 81, в), обычно малоподвижны: защищенные и от врагов, и от волн своей сплюсненной раковиной, они плотно прилегают к субстрату всеми краями своего широкого устья. Многие представители этого рода живут в литоральной полосе и ежедневно в течение некоторого времени оказываются вне воды.

Многие морские гастроподы – стеногалинные организмы, но некоторые являются типичными обитателями солоноватоводных бассейнов и эстуариев (рис. 81, г).

Среди гастропод есть пресноводные и даже наземные формы. В пресной воде они ведут бентосный образ жизни, ползая по дну (рис. 81, д) или прикрепляясь к различным предметам, аналогично морским представителям с колпачковидной раковиной (рис. 81, е). Некоторые гастроподы (рис. 81, ж) обитают даже в горячих источниках с каменистым грунтом на глубине 2–2,5 м [85].

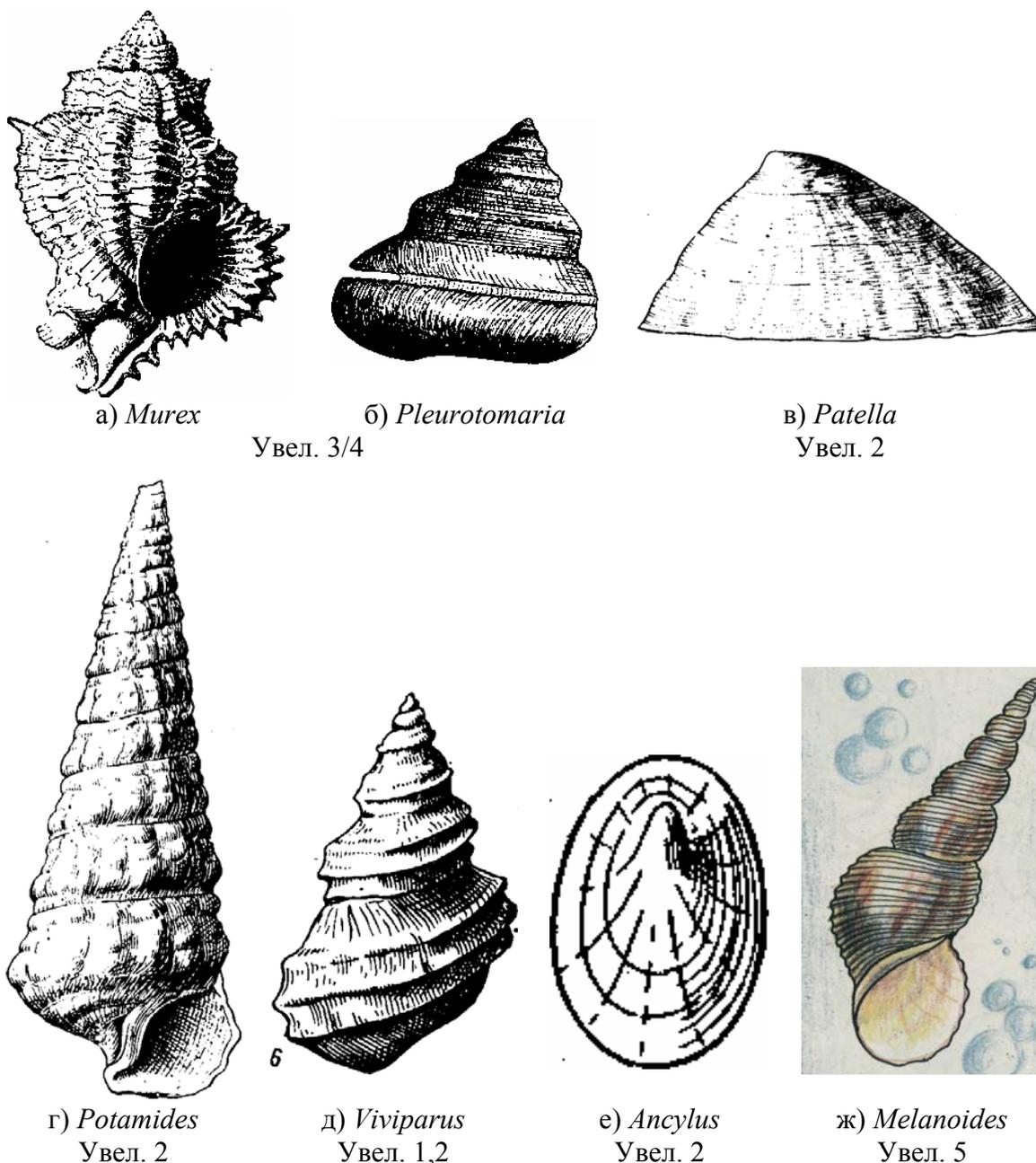


Рис. 81. Гастроподы, обитающие в бассейнах:

а, б, в – морских; г – солоноватоводных;

д, е – пресноводных; ж – горячих источниках; а–г, е – по Л.Ш. Давиташвили, 1958 [25]; д – по В.И. Бодылевскому, 1984 [57]; ж – по Н.И. Кочетовой, 1988 [85]

Таким образом, гастроподы живут и в морской воде, и в солоноватой, и в пресной, а также и на суше. Это единственный класс моллюсков, имеющий представителей, приспособившихся к жизни на суше. Ископаемые остатки гастропод (раковины, внутренние и наружные ядра) позволяют выяснить физико-географическую обстановку. Они являются породообразующими организмами, а в стратиграфическом отношении дали много руководящих форм для мезозойских и особенно третичных отложений.

Головоногие моллюски, или цефалоподы являются высокоорганизованными животными. В ископаемом состоянии известно около 10 тысяч видов. По положению раковины они делятся на наружно- и внутреннераковинные подклассы.

Наружнораковинные – исключительно морские животные. Одни из них плавали очень хорошо, другие – несколько хуже (у дна), третьи – ползали по дну. Известковая трехслойная раковина разделена перегородками на камеры. Животное живет в первой, прилегающей к устью раковины, остальные камеры заполнены газом. Перегородки, вогнутые или выпуклые, имеют разнообразную форму. След их прикрепления к раковине называется перегородочной (лопастной, сутурной) линией.

Подкласс наружнораковинных по строению раковин, перегородок, перегородочных линий и другим особенностям делятся на 6 надотрядов, среди которых наибольшее геологическое значение имеют наутилоидеи и аммоноидеи. Последние имели известковую раковину, свернутую в спираль и в зависимости от формы сложнопостроенной перегородочной линии разделяются на гониатитов, цератитов и аммонитов (рис. 82).

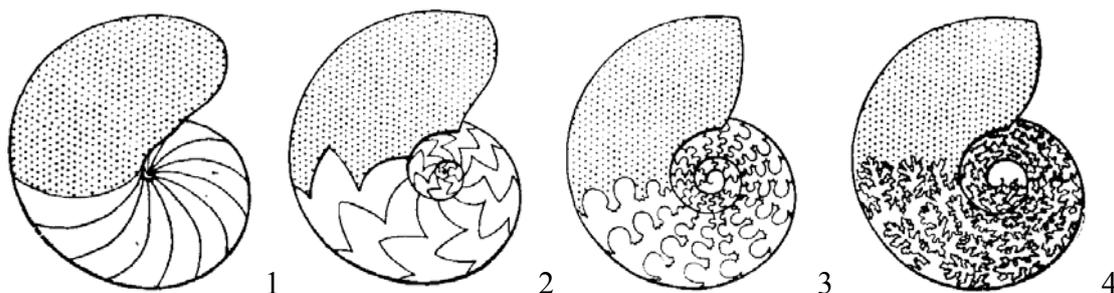


Рис. 82. Перегородочные линии у наутилоидей (1), гониатитов (2), цератитов (3) и аммонитов (4), по Л.Ш. Давиташвили, 1958 [25]

Сложная перегородочная линия у аммонитов является признаком высокой специализации. По мнению Л.Ш. Давиташвили [25], это было приспособлением к быстрому изменению давления при значительных вертикальных перемещениях аммонитов в водной среде. Рассеченность перегородочной линии сильно увеличивает поверхность прикрепления

перегородки к стенкам раковины и этим значительно упрочивает соединение перегородки с раковиной.

У форм, которые приспособляются к жизни на одной и той же глубине, перегородочная линия упрощается. Так, наутилус со своими простыми перегородочными линиями держится близ дна, а вертикальные передвижения в водной массе совершается медленно, постепенно. Аммониты же с их легкими, но прочными раковинами, могли быстро опускаться до дна, где они находили обильную пищу, а затем вновь подыматься в верхние слои воды.

Кроме сложной перегородочной линии, у аммоноидей отмечаются разнообразные «украшения» поверхности раковины в виде ребер, бугров, шипов (рис. 83). Они полые внутри и способствуют повышению плавучести. Эти пустоты передаются на внутренних ядрах соответствующими выступами.

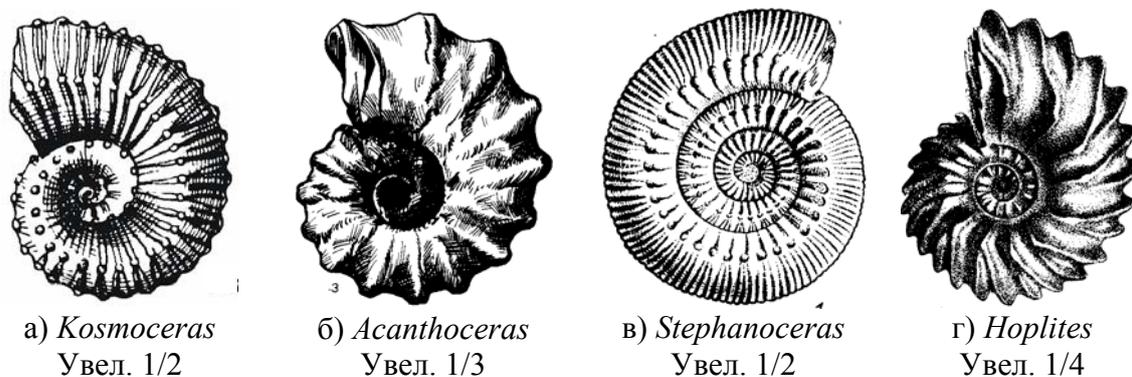


Рис. 83. Раковины аммонитов:

а, в – по В.И. Бодылевскому, 1984 [57]; б – по В. Шуману, 1986 [79]; г – по Л.Ш. Давиташвили, 1958 [25]

Ископаемые остатки аммоноидей имеют широкое распространение, благодаря активному плаванию этих животных на обширных морских пространствах. Кроме того, легкие, наполненные газом раковины после смерти животного плавают долго и переносятся волнами и течениями на значительные расстояния, попадая затем в разнообразные осадки. В ряде случаев скопления их раковин могут указывать на прохождение течений (рис. 84).

При погребении раковин на дне моря осадки наполняют жилую камеру, а с течением времени вода проникает и в воздушные камеры, где осаждаются распространенные в ней вещества. Поэтому в глинах ядра аммонитов часто состоят из пирита, а в известковых породах – из кристаллического кальцита. Тонкая раковина нередко растворяется и ископаемые сохраняются в виде внутренних ядер, на которых заметны перегородочные линии.



Рис. 84. Скопление раковин аммонитов [93]

Таким образом головоногие моллюски были обитателями морей нормальной солености, и нахождение их остатков – надежный показатель морских условий. Большое разнообразие, быстрые темпы эволюционного развития и широкие географическое распространение многих представителей аммоноидей обусловило исключительную ценность этой группы для стратиграфии второй половины палеозоя и всего мезозоя.

К в н у т р и р а к о в и н н ы м головоногим моллюскам относятся общеизвестные современные животные: осьминоги, каракатицы, кальмары и др. Из ископаемых представителей данного подкласса геологический интерес представляют *белемниты*. Это крупные (более 1 м) морские животные, у которых мягкое тело облегают скелет (рис. 85, а, б) известкового состава. Он состоит из трех частей, в ископаемом состоянии сохраняется один из них – ростр. Это образование удлиненной конической, сигарообразной или веретенообразной формы (рис. 85, в). На поверхности ростра иногда наблюдается сеть ветвящихся отпечатков сосудов. Продольные борозды соответствовали местам прикрепления плавников.

Ростры состоят из лучеобразно расходящихся игл кальцита, что видно на их поперечных сечениях, где заметны и концентрические кольца, указывающие на последовательность нарастания этой части раковины (рис. 85, г, д).

В ископаемом состоянии также сохраняются крючки (онихиты), которые, вероятно, были на концах щупалец (рис 85, е).

Белемниты были нектонными и бентосными организмами. Нектонные обладали длинным тонким ростром и плавали в горизонтальном положении острием ростра вперед. Ростр служил для прорезания толщи воды при плавании или для продвижения в массе водорослей. Бентосные формы разрывали дно острием своего ростра [25].

Геологическое значение белемнитов заключается в том, что они являются ценными руководящими ископаемыми в мезозое, а для фациального анализа они важны как представители исключительно морского образа жизни.

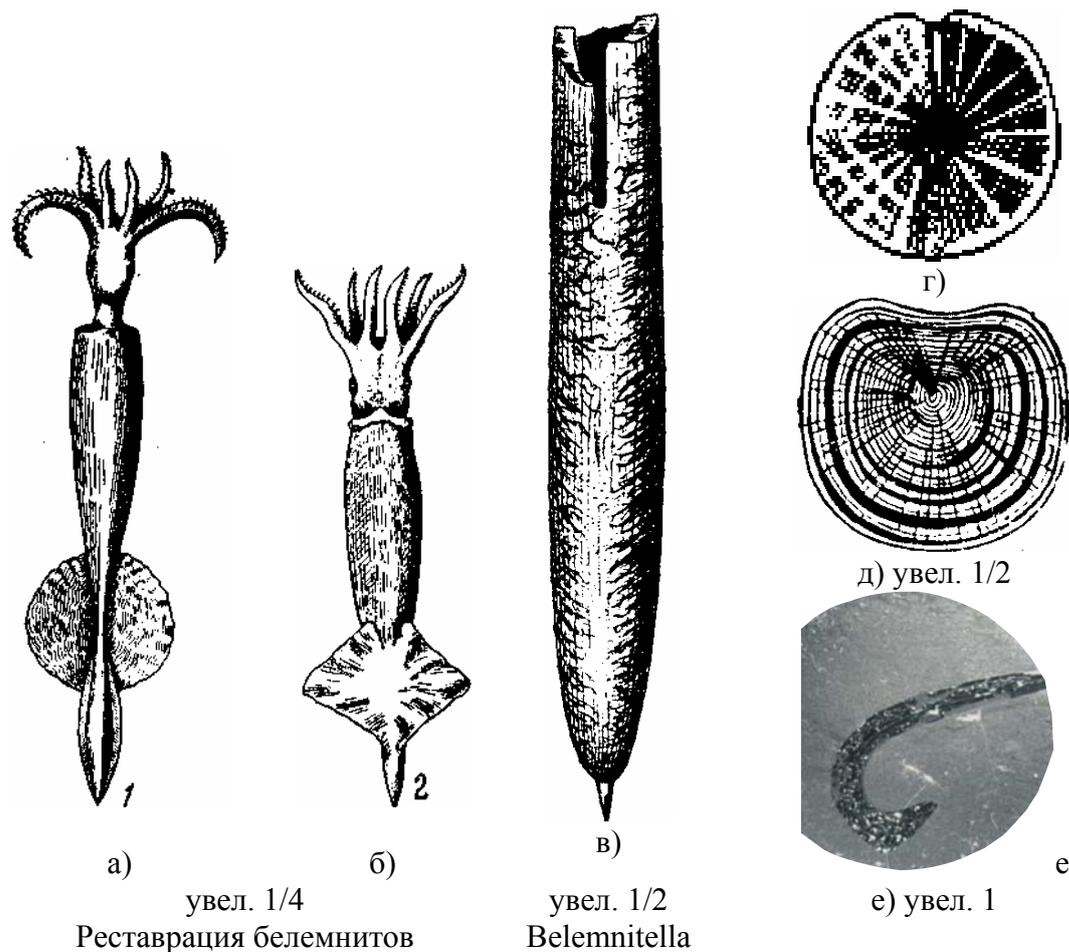


Рис. 85. Белемниты:

а–д – по Л.Ш. Давиташвили, 1958 [25]; е – авторская коллекция

Лопатоногие, или скафоподы – небольшая группа морских организмов, обладающих наружной известковой, двусторонне-симметричной гладкой или продольно-ребристой раковиной длиной 2–3 см (рис. 86, а, б). Раковина имеет вид несколько согнутой трубки, открытой на обоих концах. В поперечном сечении трубка имеет округлую или многоугольную (в частности, четырехугольную) форму (рис. 86, в).

Скафоподы – обитатели мелководных морей нормальной и несколько пониженной солености, где они ведут зарывающийся образ жизни. При этом одни виды предпочитают ил, другие – песок.

В ископаемом состоянии большей частью встречаются лишь одиночные раковины. Однако при скоплениях трубок представителей рода *Dentalium*, лежащих параллельно плоскости напластования (рис. 86, г), можно предполагать наличие придонных течений.

Таким образом, ископаемые остатки скафофод свидетельствуют о мелководно-морских условиях осадконакопления.

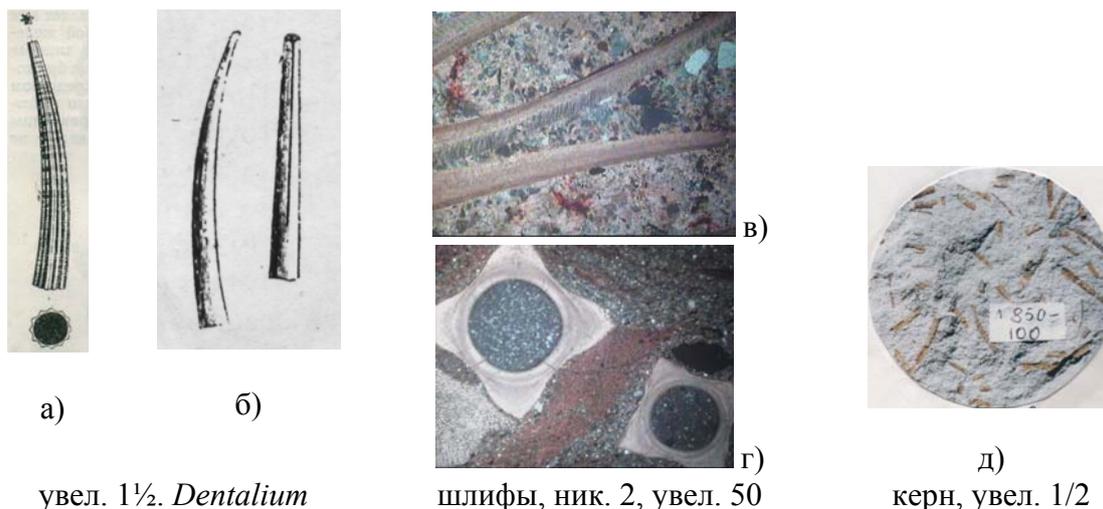


Рис. 86. Скафоподы:

а – по Л.Ш. Давиташвили, 1958 [25]; б – по К. Циттелю, 1934 [48];
в–д – верхняя юра юго-востока Западной Сибири, авторская коллекция

Членистоногие – один из наиболее древних типов животных, завоевавших в процессе своей эволюции все три среды обитания (сушу, водные бассейны и воздух). Среди многочисленных представителей этого типа наибольшее геологическое значение имеют трилобиты и ракообразные.

Трилобиты – вымерший класс морских бентосных животных, характеризующихся овально-удлиненным телом, заключенным в тонкий хитиново-известковый панцирь, хорошо развитый только со спинной стороны. Панцирь в продольном и поперечном направлениях разделяется на три части (рис. 87, а). Размеры трилобитов различны и колеблются от нескольких мм до 75 см, чаще от 2 до 10 см.

По Л.Ш. Давиташвили [25], в первой половине палеозоя трилобиты были одной из господствовавших групп животных в морях. Различные представители этой группы перешли к зарыванию в морских осадках, другие – к различным способам плавания; некоторые приспособились к твердым грунтам, другие – к мягким; одни стали обитателями мелких вод, другие жителями более глубоких участков.

Различные представители групп специализировались в смысле приспособления к самым разнообразным условиям, которые существовали в морях. Большинство трилобитов, имея широкое приплюснутое тело и большой хвостовой щит, медленно плавали около дна, слабо контролируя при этом направление своего движения. У некоторых трилобитов, которые жили на илистом дне и зарывались в ил, имелись шиповидные заострения задней части хвостового щита (рис. 87, б). Другие трилобиты, вероятно, жили в плавучих водорослевых «зарослях», к ним относятся мелкие (не более 1 см) формы с длинными тонкими отрост-

ками передней части тела (рис. 86, в). Некоторые трилобиты могли сворачиваться для защиты нижней стороны тела: головной и хвостовой щиты соприкасались, а панцири их были снабжены шипами (рис. 87, г).

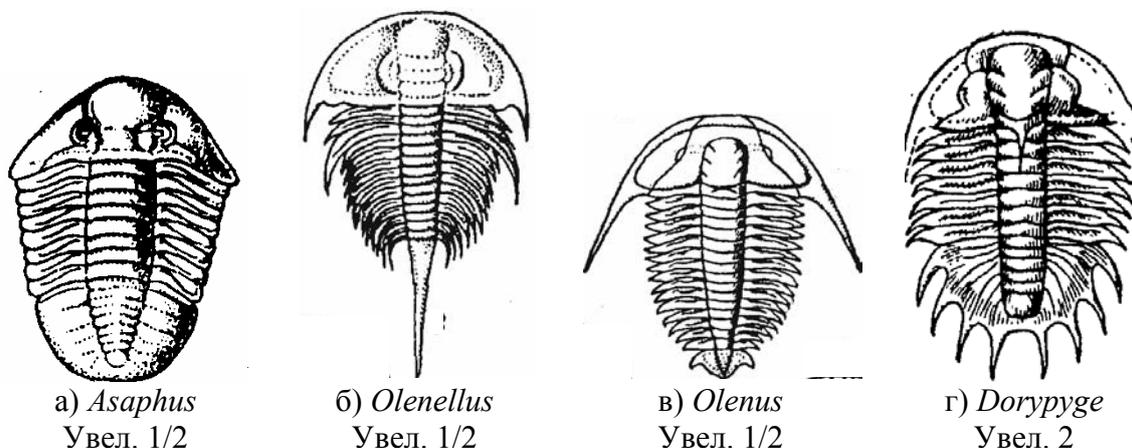


Рис. 87. Трилобиты:
а–г – по Л.Ш. Давиташвили, 1958 [25]

Таким образом, значение ископаемых остатков трилобитов для фациального анализа заключается в том, что они были типично морскими бентосными животными, населявшими мелководье. Для стратиграфии нижнего палеозоя класс трилобитов имеет первостепенное значение.

Из р а к о о б р а з н ы х в ископаемом состоянии встречаются представители отрядов листоногих, раковинчатых и усонюгих.

Листоногие, или филлоподы обитают в пресноводных и солоноватоводных условиях. В ископаемом состоянии они встречаются в виде мелких (7–10 мм) двустворчатых известковых раковин, наружная поверхность которых покрыта концентрическими линиями нарастания. Между этими линиями наблюдается тонкая сетчатая или точечная скульптура (рис. 88, а–в).

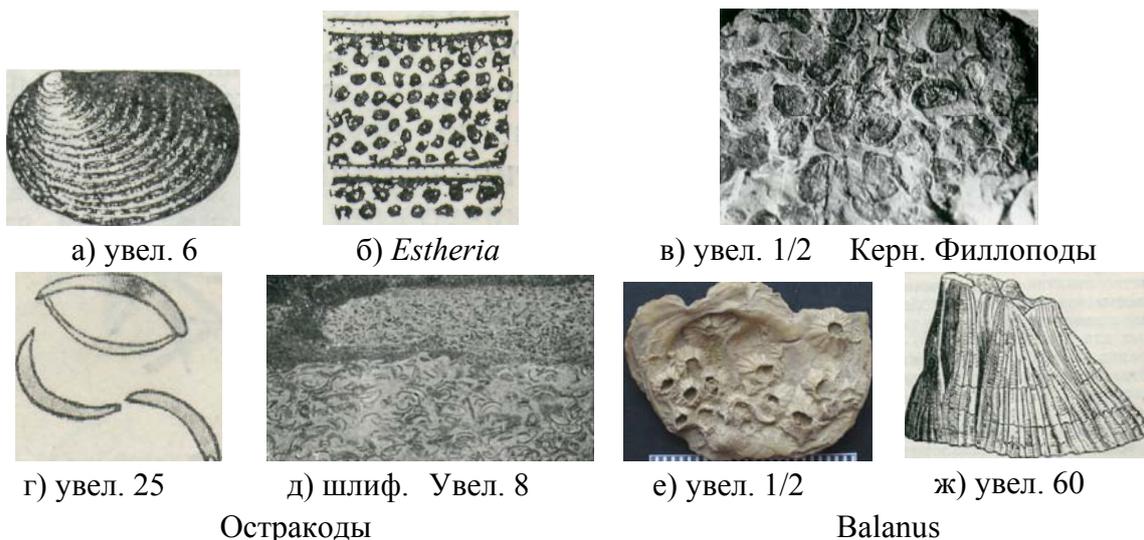
Раковинчатые, или остракоды живут в морях до глубины 200 м, солоноватоводных и пресноводных бассейнах и ведут планктонный или бентосный образ жизни. Чаще всего они – жители мелкого моря и лагун, иногда с обильной растительностью.

Раковины остракод состоят из двух створок, имеют овальную или миндалевидную форму (рис. 88, г). Размеры раковин от 0,2 до 20 мм, чаще всего – около 1 мм.

Остракоды приспособлены к колебаниям солености (как к опреснению, так и осолонению) и нередко многочисленны в тех условиях, где большинство других морских организмов существовать не могут. Иногда эти раковинки составляют значительную часть заключающей их по-

роды (рис. 88, д). Их обилие при отсутствии другой фауны говорит о ненормальной солености бассейна.

Усоногие или *баланусы* – единственная группа ракообразных, состоящая из форм, неподвижно прирастающих к дну – раковинам (рис. 88, е), камням и другим предметам. Они живут в зоне прибоя в морях различной солености. Раковина (панцирь) близок по форме к усеченному конусу и состоит из вертикально расположенных срастающихся пластинок (рис 88, ж).



а) увел. 6

б) *Estheria*

в) увел. 1/2 Керн. Филлоподы



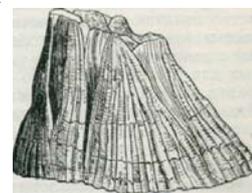
г) увел. 25



д) шлиф. Увел. 8



е) увел. 1/2



ж) увел. 60

Остракоды

Balanus

Рис. 88. Ископаемые остатки ракообразных:

а–в – филлоподы: а, б – по Л.Ш. Давиташвили, 1958 [25]; в – филлоподы, нижняя юра юго-востока Западной Сибири, авторская коллекция; г, д, – остракоды, по М.С. Швецову, 1958 [50]; е, ж – усоногие: е – авторская коллекция; ж – по Л.Ш. Давиташвили, 1958 [25]

Таким образом, значение описанных мелких ракообразных для фациального анализа заключается в том, что их ископаемые остатки встречаются в лагунных и континентальных, в частности, угленосных отложениях, где остатки представителей другой фауны не встречаются.

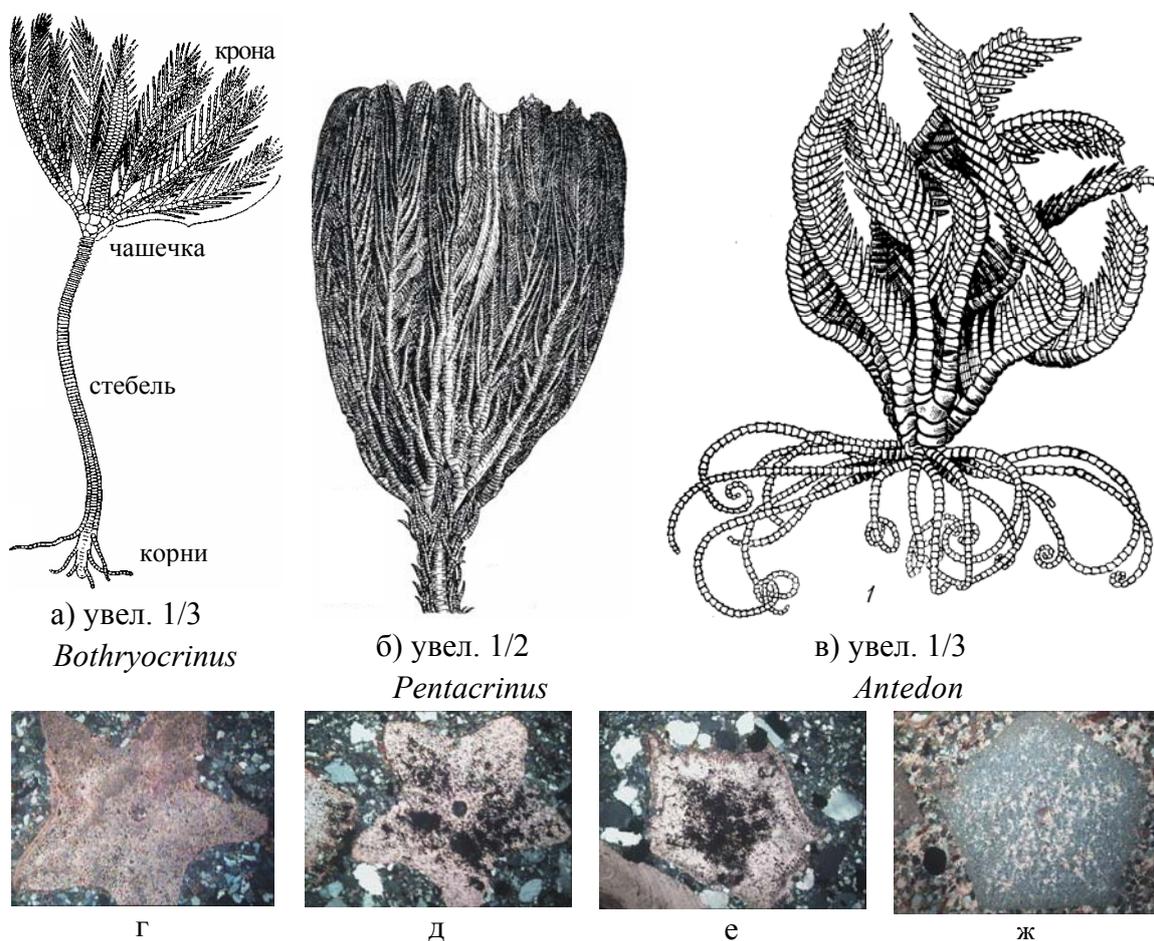
Иглокожие – одна из важных для фациального анализа групп организмов. Все они – исключительно морские животные и, за небольшим исключением, стеногалинные. Большинство из них имеет подкожный панцирь, состоящий из известковых табличек, а поверхность тела покрыта известковыми иглами. Для них характерна пятилучевая симметрия тела.

В составе типа иглокожих выделяется два подтипа: стебельчатые, или прикрепленные – в основном, морские лилии и свободноживущие – морские ежи.

Морские лилии, или криноидеи по внешнему виду напоминают растения и состоят из кроны (чашечки с руками), стебля и корня (рис. 89, а). Скелет состоит из большого числа подвижно соединенных известковых члеников и пластинок разнообразной формы.

Криноидеи бывают неподвижно прикрепленными в течении всей жизни – стебельчатые формы (рис. 89, а, б), свободно лежащими на грунте и даже подвижными – бесстебельчатые формы (рис. 89, в). Лилии, живущие на мягких тонкозернистых илах, прикрепляются тонкими сильно разветвленными корешками, которые играют роль якоря. К более твердому грунту лилии прикрепляются с помощью известкового цементирующего вещества, выделявшегося у основания стебля.

Большинство ископаемых криноидей обитало в мелких морях с нормальной соленостью и вело прикрепленный образ жизни. Палеозойские морские лилии были длинностебельчатыми формами и жили на мелководье, образуя заросли, иногда входили в население рифов. В мезозое некоторые стебельчатые криноидеи постепенно стали переселяться в более глубокие участки моря, а лилии, лишенные стебля, по-прежнему предпочитали мелководье.



а) увел. 1/3
Botryocrinus

б) увел. 1/2
Pentacrinus

в) увел. 1/3
Antedon

г

д

е

ж

Шлифы, ник 1, увел. 50

Рис. 89. Морские лилии:

а–в – внешний вид, по Л.Ш. Давиташвили, 1958 [25];

г–ж – верхняя юра юго-востока Западной Сибири, авторская коллекция

Ископаемые остатки криноидей в виде разрозненных члеников стеблей, рук и пластинок чашечки имеют разнообразную форму: округлую, прямоугольную, пятиугольную и сетчатую микроструктуру (рис. 89, г–ж). Они часто встречаются в палеозойских и мезозойских отложениях, иногда являясь породообразующими (криноидные известняки).

Морские ежи – непрекрепляющиеся (перемещающиеся) морские животные шаровидной, конусовидной или сердцевидной уплощенной формы. Они подразделяются на правильные (характеризующиеся пятилучевой симметрией тела) и неправильные (с двусторонней симметрией).

Панцирь ежей состоит из многочисленных известковых пластинок, которые, располагаясь меридиональными рядами, протягиваются от верхнего полюса к нижнему. Панцирь покрыт кожей и иглами, подвижно причленивающимися к бугоркам на панцире. Иглы представляют большое разнообразие по форме и величине (рис. 90, а, б).

Морские ежи являются обитателями шельфа и, к тому же, очень стеногалинны. Ежи, населяющие подвижную мелководную зону, обычно обладают толстым панцирем с большими массивными иглами разнообразной формы. Такие ежи хорошо приспособились к условиям сильного морского прибоя, где им приходится постоянно выдерживать мощные удары волн. Они могут плотно присасываться к твердому грунту, подводным скалам и рифам, а покров из игл играет существенную роль в защите не только от врагов, но и как буфер от ударов волн.

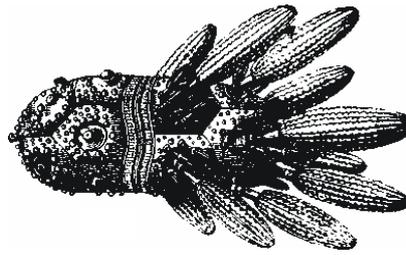
Неправильные ежи, приспособившиеся к жизни на поверхности грунта из гравия, песка и ила, имеют плоскую нижнюю сторону (рис. 90, в). Сердцевидные неправильные морские ежи закапываются в осадок и принадлежат к илоядным формам (рис. 90, г).

Шаровидные маленькие ежи (рис. 90, д) обладая тонкостенной скорлупой, могли жить лишь в условиях спокойных мелководных заливов моря, тем более, что скудно рассеянные тонкие иглы едва ли могли служить защитой от волн.

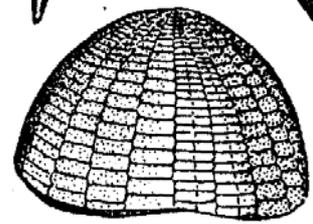
В ископаемом состоянии сохраняются иглы морских ежей, которые имеют радиальную микроструктуру с септами-радиусами, расходящимися от оси игл (рис. 90, е–л).



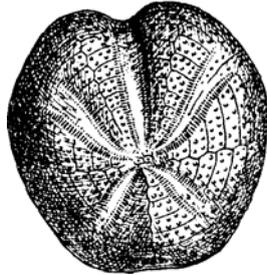
а) *Coniocardaris*



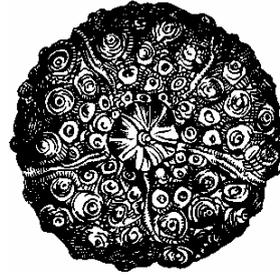
б) *Cidaris*
(частичная реставрация)



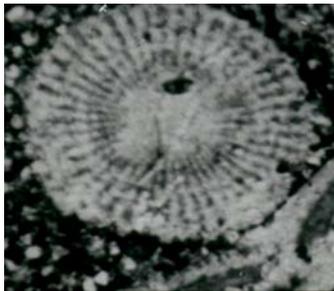
в) *Echinocorys*



г) *Toxaster*



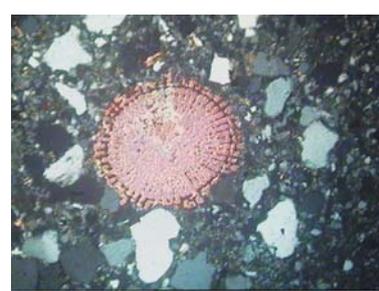
д) *Archaeocardis*



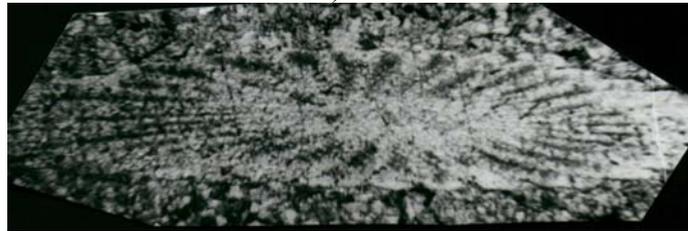
е)



ж)



з)



и)



к)



л)

Шлифы, ник. 2, увел. 50

Рис. 90. Морские ежи:

а – по В.П. Бондареву, 2002 [18]; б, в, д – по Л.Ш. Давиташвили, 1958 [25];
г – по Е.Е. Кузьменко, 1980 [30]; е–л – сечения игл морских ежей, верхняя юра юго-востока Западной Сибири, авторская коллекция

Таким образом, значение животных организмов как **показателей среды осадконакопления** очень велико. Иногда простое определение состава организмов позволяет сделать выводы об условиях осадконакопления. Многие беспозвоночные являются характерными обитателями моря. Так, кораллы, замковые брахиоподы, трилобиты, морские ежи и лилии, головоногие моллюски являются исключительно морскими животными. Беззамковые брахиоподы, многие гастроподы, некоторые пелециподы, остракоды, филлоподы преимущественно обитали в бассейнах с нарушенным гидрологическим режимом (в пресных и солоноватых водах). Иногда остатки таких организмов образуют скопления, которые, в отличие от морских, характеризуются большим количеством экземпляров и однообразием видового состава.

Ископаемые остатки бентосных организмов, особенно свободнолежащие и прикрепленные ко дну, очень тесно связаны с местными условиями среды. Прикрепление организмов к субстрату бывает самым разнообразным: это и особые органы мягкого тела, и выросты-шипы, и непосредственное прикрепление цементацией. Если организмы с двумя первыми типами прикрепления обитают в условиях относительно рыхлого грунта, то прирастающие обитают на твердом грунте. Твердое же дно может характеризовать береговую линию или области сильных донных течений, где осадки не отлагаются.

Важную роль в реконструкции донных условий играет характер скульптуры на раковинах. Так, в обстановке активного волнения или сильных течений все бентосные формы, обитающие на поверхности грунта, имеют толстые массивные раковины, поскольку их труднее снести с места и раздробить. Этим же целям служат различные якорные устройства, прикрепление цементацией, наличие грубой скульптуры. Последняя в виде ребер и шипов сохраняет достаточную жесткость раковины при уменьшении массы, а также увеличивает степень сцепления ее с грунтом и препятствует сносу. Для донной фауны, обитающей в спокойной гидродинамической обстановке, все эти усилия не нужны, и она отличается сравнительно меньшими размерами раковин, тонкой скульптурой.

Характер среды оказывает влияние и на строение колониальных организмов. Так, колонии кораллов, строматопороидей, мшанок в зоне волнений имеют уплощенную, стелющуюся, караваеобразную и лепешковидную форму, а в спокойных водах – ветвистую, столбчатую.

Наличие ползающих по дну организмов свидетельствует о нормальном газовом режиме, т.е. присутствии в придонном слое кислорода, которым дышат эти организмы. Многие пелециподы перемещаются по

дну, зарывая в ил ногу. Следовательно, их нахождение указывает на мягкий илистый грунт. Илистый рыхлый характер грунта необходим также и для жизни зарывающихся животных.

Для выяснения форм переноса и условий отложения органических остатков необходимо исследовать их форму, размеры, отсортированность. Крупные и тяжелые остатки, несущие следы сортировки, свидетельствуют о значительной мощности переносившего их течения, в то время как мелкие, легкие и пластинчатые, т.е. легко транспортабельные, могли переноситься слабыми движениями воды и откладываться в условиях почти полного покоя. Точно также крупные и несортированные обломки, да еще хорошей сохранности указывают на небольшие расстояния переноса; мелкие же и отсортированные остатки могли переноситься более длительно.

3.3.4. Генетическое значение остатков флоры

Остатки растительного происхождения встречаются в осадочных породах в четырех формах: в виде твердых горючих ископаемых (горючие сланцы, угли); скопления остатков колониальных известковых водорослей; скопления известковых и кремневых панцирей одноклеточных планктонных водорослей; обугленных и литифицированных обрывков тканей высших растений. Генетическое значение этих четырех групп разное [25, 50, 61, 70, 22, 7, 8].

Горючие сланцы и сапропели, образованные остатками простейших животных и низших растений (бактерий, грибов, водорослей), бывают как континентального, так и морского происхождения. На континентах они образуются в озерах, старицах рек, сильно обводненных болотах. В море они развиваются в лагунах и бухтах, т.е. в береговой зоне, а также и в относительно глубоководной и удаленной от берега области при накоплении остатков планктонных организмов.

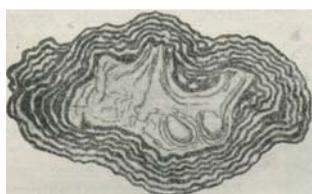
Ископаемые **угли**, образовавшиеся из болотной растительности, являются, как правило, показателем влажного климата, хотя могли образоваться и в участках устойчивого увлажнения при сухом климате.

Колониальные известковые водоросли являются донными морскими организмами. Поскольку водоросли – фотосинтезирующие организмы, для жизни им нужен свет, а он не проникает на большие глубины. Поэтому донные водоросли являются надежными показателями малых глубин. При средней прозрачности воды сине-зеленые водоросли

обитают на глубинах не более 20 м, зеленые – 50 м и только багряные водоросли, которые могут использовать наиболее глубоко проникающие в воду лучи, опускаются до глубины 150 м. Другое важное обстоятельство, на которое указывают водоросли, – это окислительная среда в воде и придонном слое, так как водоросли в процессе фотосинтеза выделяют кислород. Наконец, водоросли резко смягчают волнение и дают возможность обитать даже в мелководье организмам с хрупкими тонкостенными раковинами.

Сине-зеленые водоросли представляют собой отдельные клетки или нити из множества клеток, снаружи покрытые пелитоморфным кальцитом. Общий облик водоросли зависит от того, на каком субстрате она поселилась: песчинке, раковине или скале. Она может обволакивать субстрат со всех сторон или расти в одну сторону.

Водоросли образуют желваки (онколиты) и наросты (строматолиты). Желваки имеют концентрическое строение, наросты – микрослоистое (рис. 91, а, б, в).



а) увел. $\frac{1}{4}$



б) увел. $\frac{1}{10}$



в) увел. $\frac{1}{4}$

Рис. 91. Сине-зеленые водоросли:

а – онколит, б – строматолит, по М.С. Швецову, 1958 [50];

в – строматолитовая постройка, по Келлеру, 1968 из [38]

Онколиты образуют подвижные, свободно перекатываемые тела, имеющие иногда правильное концентрическое строение и сферическую форму и внешне они напоминают конкреции. Онколиты связаны переходными формами со строматолитами, которые представляют собой прикрепленные карбонатные наросты на дне водоема, имеющие выпуклую или неровную поверхность и сложную внутреннюю слоистость. Рост водорослей идет неравномерно, создается волнистая поверхность с глубокими впадинами между быстро растущими участками, которые заполняются обломками строматолита и другим материалом.

Строматолитовые образования имеют мелководное происхождение. Поскольку образование трещин в слоистых водорослевых скоплениях объясняется усыханием, глубина воды должна быть незначительной, характерной для литоральной зоны. На произрастание водорослей не оказывают влияния ни соленость, ни температура воды. Обычно они

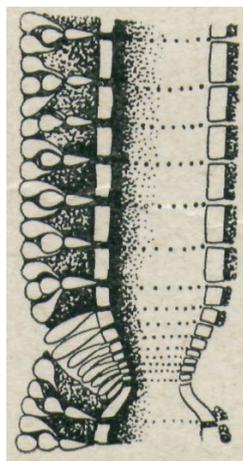
располагаются в зонах опреснения или засоления, или на участках с периодической сменой соленой и пресной воды, где не могут жить животные или более высокоорганизованные водоросли [32]. Асимметричное строение, наблюдаемое у отдельных строматолитов, служит индикатором палеотечения.

Зеленые водоросли характеризуются большим разнообразием форм. Это одноклеточные и колониальные, многоклеточные и неклеточного строения растения. Они имеют вид вытянутого стебля с боковыми ответвлениями (рис. 92, а). Вокруг главной оси слоевища откладывается карбонат кальция, который постепенно захватывает и боковые ответвления. После отмирания водоросли остается трубка с порами и канальцами на месте боковых ответвлений, при этом стенки трубок сложены пелитоморфным кальцитом (рис. 92, б, в).

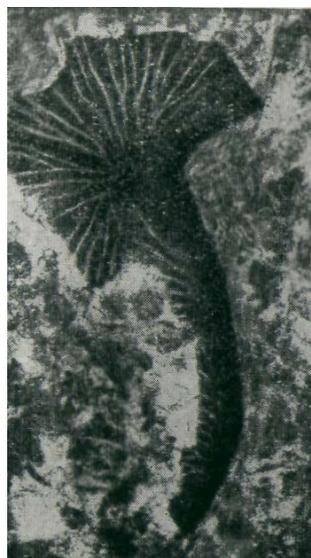
Многие зеленые водоросли обитают на мелководье, где они прикрепляются к камням или иным предметам на морском дне, встречаются они и в пресных водоемах.



а) увел. 1



б) увел. 2



в) шлиф, ник. 1, увел. 30

Рис. 92. Зеленые водоросли:

а – общий вид мутовчатой водоросли, б – продольный разрез слоевища, по В.В. Друщицу и Т.А. Якубовской, 1961 [61]; в – пронизанный канальцами обрывок водоросли кальцифориум, по М.С. Швецову, 1958 [50]

Харовые водоросли – зеленые многоклеточные растения высотой до нескольких метров, напоминающие по внешнему виду побеги высших растений. В слоевище различается верхняя часть – тонкий «стебель» и нижняя часть – корни, которыми растение прикрепляется к субстрату (рис. 93, а). «Стебель» несет «листья» – игольчатые образования, имеются и боковые ответвления.

В ископаемом состоянии встречаются состоящие из карбоната кальция части «стебля» и «листья», а также «плоды» (гиругониты), имеющие самую разнообразную форму (рис. 93, б–г).

Харовые водоросли встречаются в пресных и солоноватых водах, где принимают участие в образовании «озерных мергелей» [50]. Однако в третичных отложениях скопления гиругонитов и вегетативных частей харовых водорослей отмечаются вместе с морской фауной [70].

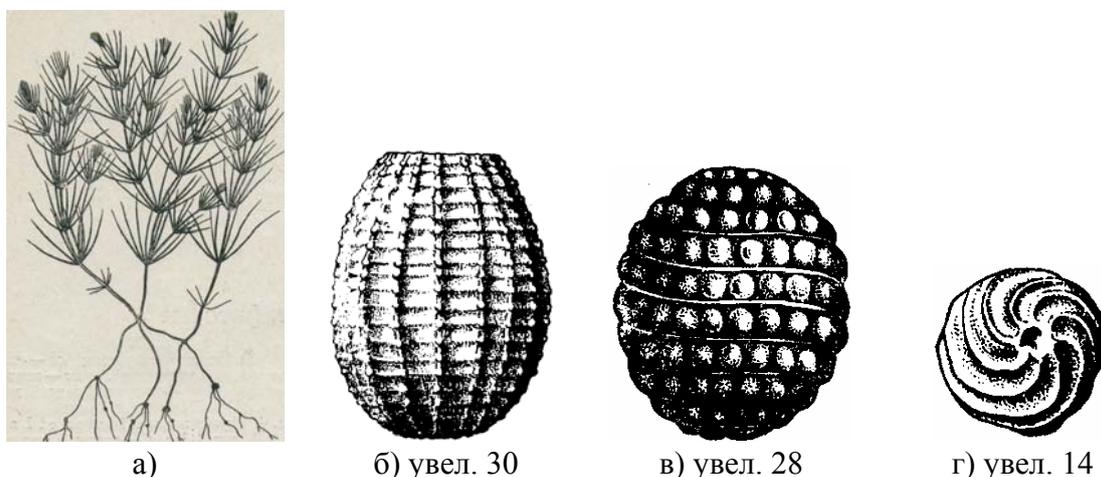


Рис. 93. Харовые водоросли, по В.В. Друщицу и Т.Я. Якубовской, 1961 [61]:
а – слоевище водоросли; б–г – гиругониты

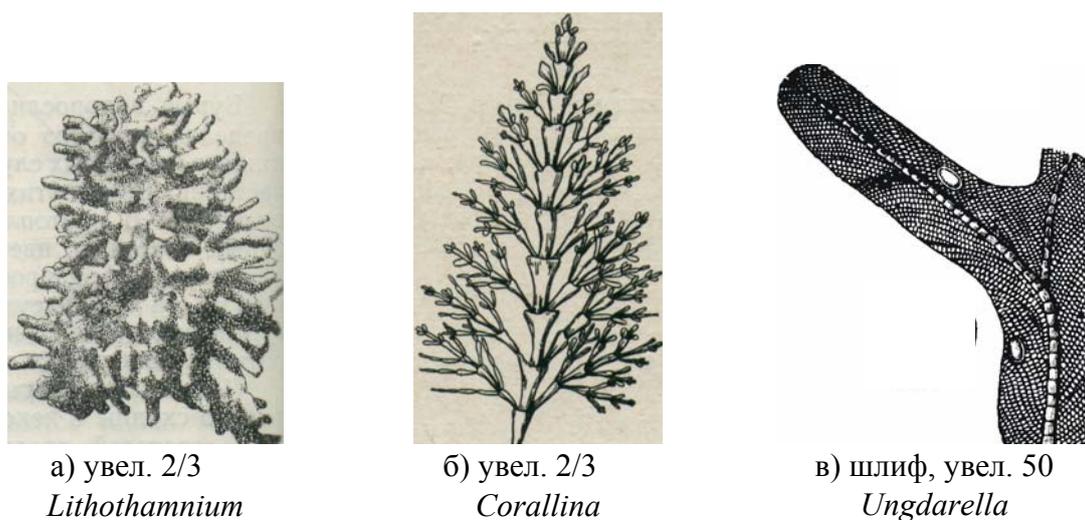


Рис. 94. Багряные водоросли, по В.В. Друщицу и Т.Я. Якубовской, 1961 [61]

Багряные водоросли – морские мелководные растения, отличающиеся от зеленых водорослей тем, что в их скелетах, кроме карбоната кальция накапливается карбонат магния (от 16 до 36 %) [8]. Они образуют корни, наросты, бугры, желваки, кустики (рис. 94, а, б). В шлифах видно, что скелеты этих водорослей сложены пересечениями тонких продольных и поперечных перегородок, образующих мелкие четырехугольные клетки, заполненные карбонатным материалом, а также ветвящимися полыми известковыми нитями, сплетающимися в древовидные образования (рис. 94, в).

Таким образом, колониальные известковые водоросли жили в теплых мелководных морях, приспособляясь к колебаниям солености. Многие из них были рифостроителями.

Планктонные одноклеточные микроскопические водоросли по своему строению похожи на организмы типа простейших. Однако водоросли содержат зерна хлорофилла и ассимилируют углерод из углекислого газа, что сближает их с растениями.

Известковый или кремнистый скелет водорослей способствует сохранению их в ископаемом виде. Из этой группы растений наибольший интерес представляют кокколитофориды и диатомеи.

Тело *кокколитофориды* состоит из одной клетки, строящей панцирь из известковых пластинок (кокколитов) размером от 1 до 10 мкм. Изучение при помощи электронного микроскопа установило большое разнообразие кокколитофорид (рис. 95).

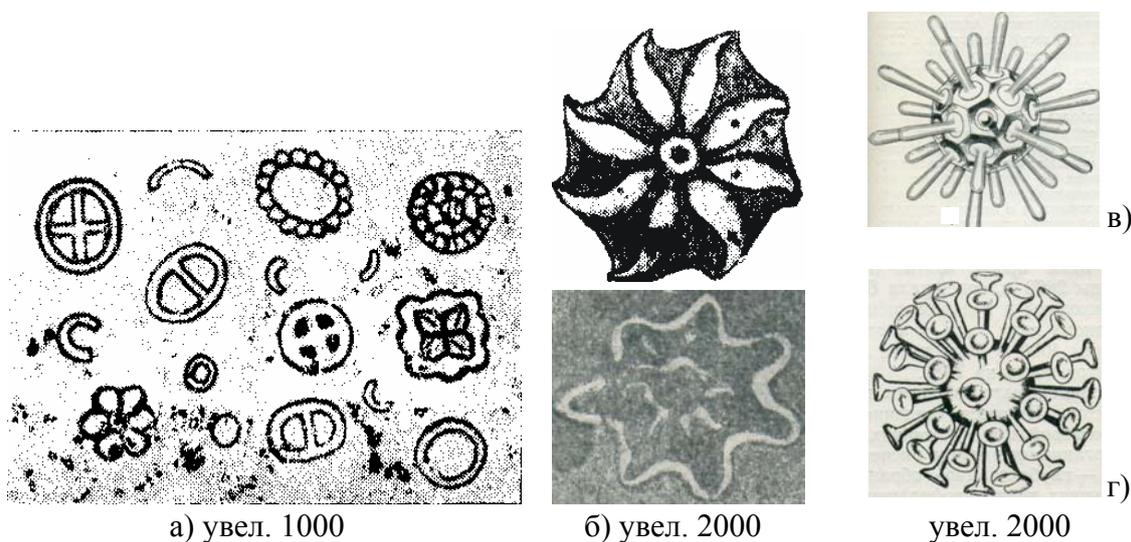
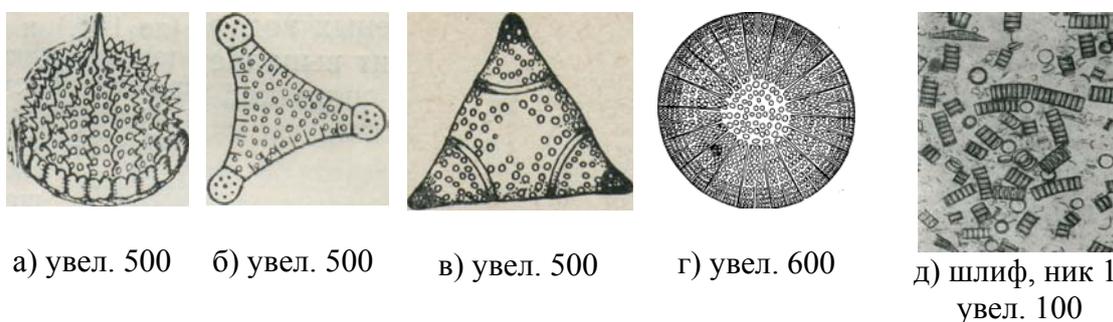


Рис. 95. Кокколитофориды:

а, б – по М.С. Швецову, 1958 [45]; в, г – по Л.Ш. Давиташвили, 1958 [23]

Кокколитофориды – исключительно морские организмы, известные с палеозоя. Они особенно характерны для теплых и тропических вод и нередко бывают породообразующими (мел содержит раковинки кокколитофорид иногда до 70 % объема).

Диатомовые водоросли – одноклеточные микроскопические организмы, живущие обычно одиночно, реже соединенные в микроскопические колонии, имеющие вид цепочек, нитей, шаров, кустиков. Клетка окружена панцирем из опала, он тонкий, легкий, пронизан порами. Панцирь состоит из двух створок различной формы – круглой, овальной, треугольной; поверхность имеет тончайший узор (рис. 96). Отдельные индивидуумы сцеплены друг с другом, образуя колонии.



а) увел. 500

б) увел. 500

в) увел. 500

г) увел. 600

д) шлиф, ник 1,
увел. 100

Рис. 96. Диатомовые водоросли:

а, б, д – по М.С. Швецову, 1958 [50];

в, г – по В.В. Друщицу и Т.А. Якубовской, 1961 [61]

Диатомеи в современных морях (особенно холодных), озерах и их осадках встречаются в огромном количестве. Ископаемые скопления диатомей является отложениями как соленых, так и пресных вод. Опал скелетов диатомей при диагенезе и последующих изменениях превращается в халцедон и кварц.

Древнейшие диатомеи найдены в юре, наиболее распространены в палеогене и неогене, где образовались большие толщи диатомитов.

Остатки высших растений встречаются в виде **обугленных или литифицированных тканей**. Высшие растения отличает от низших наличие стебля, листьев, корней. Они делятся на несколько типов, имеющих в ископаемом состоянии значение для фациального анализа, углеобразования, стратиграфии и исторической геологии [22, 61].

Псилофиты и мхи – низкоорганизованные растения, известные с палеозоя; в девоне они практически вымерли. Обитали преимущественно в болотистых местах, были частично погружены в воду.

К *плауновидным* относится обширная группа споровых растений, большинство которых представлено древовидными формами. Некото-

рые из них, например лепидодендрон и сигиллярии (рис. 97, а, в) достигали высоты 30 м, а ствол их имел в диаметре 2 м. На ископаемых углефицированных остатках коры видны рубцы от основания опавших листьев (рис. 97, б, г). Произрастали в условиях теплого влажного климата. Ископаемые остатки этих растений создавали мощные пласты угля. Широко распространены в девоне, карбоне и перми.

Членистостебельчатые характеризуются полым членистым, или «суставчатым» стеблем. Среди них встречались как древовидные формы, например каламиты (рис. 97, д), так и травянистые (хвощовые) (рис. 97, е). Произошли от псилофитов и так же, как они, обитали преимущественно в болотистых местах. Эти растения были распространены в девоне, карбоне и перми, а в мезозое встречаются редко.

Папоротниковидные (бессемянные) – многочисленный и разнообразный тип растений, который характеризуется крупными листьями (рис. 97, ж). Эти растения живут в самых разнообразных местообитаниях, но большинство селится в сырых и затененных местах. Крупнейшие представители этой группы живут в тропическом поясе, где древовидные папоротники имеют вертикально растущие стебли высотой до 12 м и более. В областях с умеренным климатом папоротники в большинстве случаев имеют подземные стебли, а над почвой возвышаются лишь крупные листья, или вайи [25]. Были распространены в позднем палеозое и мезозое.

Голосеменные – обширная весьма разнообразная группа растений, размножающихся семенами. Сюда относятся семенные папоротники, кордаиты, гинкговые, саговиковые, хвойные (рис. 97, з, и, к). В ископаемом состоянии голосеменные встречаются довольно часто в самых разнообразных видах: пыльцы, отпечатков листьев, обломков стволов, кусков древесины и т.д. Произрастали в разных условиях: от тропиков до умеренных климатических зон (хвойные). Семенные папоротники и кордаиты были распространены в позднем палеозое, гинкговые и саговиковые – в мезозое. Хвойные широко развиты в мезозое.

Покрытосеменные (цветковые) – наиболее высокоорганизованные растения. Семена их образуются внутри завязи цветка, стенки которой затем превращаются в плод. Время расцвета покрытосеменных – кайнозой. В ископаемом состоянии встречаются окаменелые или обугленные стволы растений, отпечатки листьев. Особенно важное значение имеют семена, споры и пыльца растений, позволяющие расчленять континентальные толщи, которые практически не содержат ископаемых остатков животных. На изучении спор и пыльцы древних растений основан спорово-пыльцевой метод, позволяющий устанавливать возраст континентальных образований.

Ископаемые растительные остатки широко распространены, главным образом, среди континентальных, но иногда обильны среди морских прибрежных отложений. Особенно они характерны для дельтового и лагунного комплексов. Хорошая сохранность растений, особенно если сохраняются веточки с прикрепленными к ним листьями, свидетельствует о незначительном переносе и об отложении в спокойной воде. Обломки крупных стеблей и стволов, куски коры встречаются в отложениях речных русел, береговых валов и в других образованиях, связанных с подвижной средой.

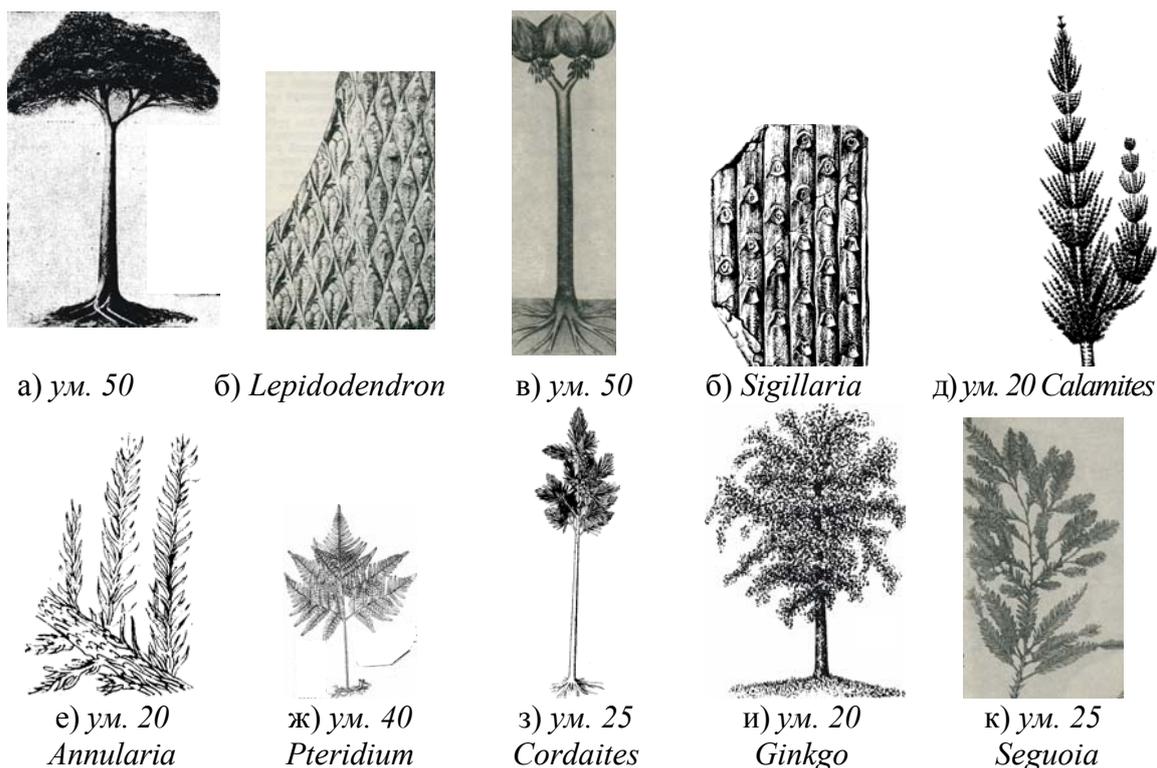


Рис. 97. Высшие растения, по В.В. Друщицу, Т.А. Якубовской, 1961 [61]:
а–г – плауновидные; д, е – членистостебельчатые;
ж – папортниковые (бессеменные); з, и, к – голосеменные

Вертикальные остатки растений свидетельствуют о накоплении осадка на месте произрастания растений. Иногда вертикальные стволы и стебли имеют высоту до нескольких метров. Это говорит о значительной скорости осадконакопления: вертикальный стебель был захоронен до его разложения.

Обрывки растений легко переносятся водой на большие расстояния. Поэтому они могут в небольшом количестве попадать в самые разнообразные осадки, в том числе и в морские глубоководные. В связи с этим единичные растительные остатки нельзя использовать для суждения о генезисе заключающих их отложений.

Особо отмечаются остатки древесины, исверленные ходами моллюсков и других древооточцев. В подавляющем большинстве эти организмы морские. Поэтому такие остатки свидетельствуют об отложении древесины в морских и прибрежных осадках (например, береговых валах, барах).

3.4. Седиментологические и электрометрические модели фаций

При литофациальном анализе изучаются устойчивые во времени первоначальные признаки. К ним относятся гранулометрические параметры, характер контактов, мощность и текстурные особенности пород. Эти параметры находятся в тесной зависимости от динамики среды седиментации и меняются как по разрезу, так и по площади.

Изучение этих первоначальных признаков позволяет установить последовательность смены палеогидродинамических уровней среды седиментации в пространстве. На участках, где преобладали высокие палеогидродинамические уровни среды седиментации, концентрировался наиболее грубый обломочный материал и формировались песчаные тела-коллекторы. В районах с пониженной палеогидродинамической активностью соответственно накапливались тонкозернистые глинистые отложения. Таким образом, первоначальные признаки фиксируют те или иные условия среды, в которой происходило накопление осадка и его изменения. Первоначальные признаки могут быть объединены в группы так, что каждая группа окажется соответствующей определенному палеогидродинамическому уровню среды седиментации.

Основываясь на закономерностях в смене литологического состава пород по разрезу, могут быть определены обстановки осадконакопления. Зная генезис отложений и располагая моделями площадного расположения фации для данной обстановки осадконакопления, можно предсказывать общее размещение фации в пределах той или иной обстановки.

В связи с этим В.С. Муромцевым [36] были разработаны седиментологические модели изменения палеогидродинамических режимов во времени. Фации в данном случае рассматриваются с позиций выявления механизма формирования слагающих их осадков, в основу которого положен седиментологический фактор изменения палеогидродинамики среды.

Всего было выделено пять гидродинамических уровней (режимов): очень высокий, высокий, средний, низкий и очень низкий. Каждый из этих уровней характеризуется рядом первоначальных признаков, отражающих динамическую активность среды седиментации (табл. 4).

Для каждой фации имеются свои, только ей свойственные, сочетания палеодинамических режимов седиментации. *Смена палеогидродинамических уровней в характерной для данной фации последовательности носит название седиментологической модели фации.*

Таблица 4

Палеогидродинамические уровни, отражающие динамическую активность среды седиментации

	У	Р	О	В	Н	И
Литология	I Очень высокий	II Высокий	III Средний	IV Низкий	V Очень низкий	
Породы	Песчаники крупно- и среднезернистые неглинистые	Песчаники средне-мелкозернистые	Песчано-алевритово-глинистые породы	Алевриты и глинисто-алевритовые породы	Алевритово-глинистые породы и глины	
Гранулометрия	$P_{фр} - 70-95\%$ $A_{фр} - 5-10\%$ $G_{фр} - 0-15\%$ $Md > 0,25$ мм Зерна гравия, галька	$P_{фр} - 50-70\%$ $A_{фр} - 5-20\%$ $G_{фр} - 15-25\%$ $Md - 0,1-0,2$ мм	$P_{фр} - 20-50\%$ $A_{фр} - 20-50\%$ $G_{фр} - 20-50\%$ $Md - 0,06-0,1$ мм	$P_{фр} - 0-20\%$ $A_{фр} - 50-85\%$ $G_{фр} - 15-50\%$ $Md < 0,06$ мм	$P_{фр} - 0-5\%$ $A_{фр} - 0-20\%$ $G_{фр} - 50-90\%$ $Md < 0,02$ мм	
Слоистость	Крупная косая, иногда сходящаяся или отсутствует. По границам серий – мелкая галька	Косая, косоволнистая. Серийные швы отчетливы	Мелкая косая, косоволнистая, иногда волнистая и горизонтальная. Серийные швы слабо заметны	Волнистая, линзовидная, горизонтальная	Горизонтальная или отсутствует	
Следы размыва в основании	Всегда присутствуют в виде конгломератовидных пород	Всегда присутствуют в виде конгломератовидных пород	Слабо выражены в виде мелких окатышей или отсутствуют	Отсутствуют	Отсутствуют	

Эти модели дают возможность реконструировать палеогидродинамическую обстановку и определять генезис осадков по электрокаротажным разрезам скважин.

Как известно, в практике нефтегеологических работ возможности литологических и палеоэкологических методов для фациального анализа ограничены. Выход керна очень невелик, а в ряде скважин и вовсе отсутствует. Однако практически во всех скважинах проводится широкий комплекс промыслово-геофизических исследований. По данным электрокаротажа скважин, используя метод самопроизвольной поляризации (ПС), можно получить информацию о гранулометрическом составе пород и относительной глинистости разреза.

В связи с этим кривые ПС были использованы В.С. Муромцевым для установления фациальной природы осадков и проведения палеогеографических реконструкций. В соответствии с седиментологической моделью фации, отражающей палеогидродинамическую активность среды осадконакопления, была разработана электрометрическая модель фации, основанная на отрицательных и положительных отклонениях кривой ПС, которые, в свою очередь, определяются литофизическими свойствами пород.

Таким образом, *электрометрическая модель фации – это отрезок кривой ПС, отражающей литофизические свойства пород, обусловленные характерной последовательностью смены палеогидродинамических уровней среды седиментации во времени.*

При установлении электрометрических моделей фаций использованы значения $\alpha_{пс}$ как отношение значения кривой ПС к ее максимуму. Учитывая, что размер обломочных зерен и количественное содержание глинистого материала в породе отражают палеогидродинамические уровни водных потоков, а медианный размер

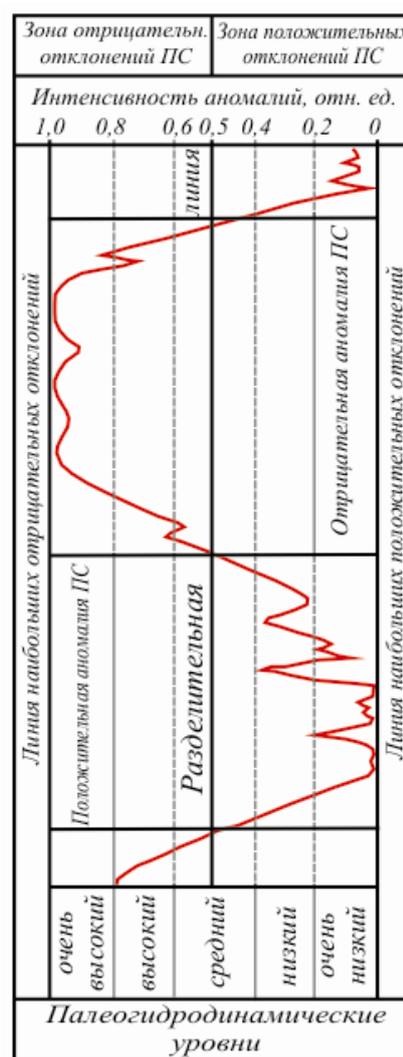


Рис. 98. Морфология кривой ПС и палеогидродинамические уровни среды седиментации

обломочных зерен сопоставлен с относительными амплитудами кривой ПС, то, следовательно, значения $\alpha_{\text{пс}}$ соответствуют определенным палеогидродинамическим уровням среды седиментации (рис. 98).

В связи со сказанным интервал значений $\alpha_{\text{пс}} = 0 \div 0,2$ будет соответствовать глинам и алеврито-глинистым породам (чистые и алевритистые глины), формирование которых происходило при очень низком палеогидродинамическом уровне среды седиментации (пятый гидродинамический уровень). Для интервала значений $\alpha_{\text{пс}} = 0,2 \div 0,4$ характерно наличие алевролитов и глинисто-алевролитовых пород, накапливавшихся при низком (четвертом) палеогидродинамическом уровне. Интервал $\alpha_{\text{пс}} = 0,4 \div 0,6$ отвечает смешанным (песчано-алевроито-глинистым) породам, отлагавшимся при среднем (третьем) гидродинамическом уровне. Интервалу $\alpha_{\text{пс}} = 0,6 \div 0,8$ будут соответствовать пески мелкозернистые, в различной мере глинистые, образовавшиеся при высоком (втором) палеогидродинамическом уровне. Интервал $\alpha_{\text{пс}} = 0,8 \div 1,0$ отвечает распространению песков крупно-среднезернистых, формирование которых происходило при очень высоком (первом) палеогидродинамическом уровне среды седиментации.

Таким образом, использование седиментологических и электрометрических моделей повышают детальность палеогеографических реконструкций с помощью промысловой геофизики.

3.5. Геометрия тел осадочных пород

Большое значение в фациальном анализе придается изучению формы осадочных тел, изменению мощности, взаимоотношению с окружающими образованиями, характеру распространения по площади [9, 11, 12, 28, 29, 36, 39, 68, 75]. Осадочные толщи слагают тела разнообразных размеров и формы. Некоторые из них залегают как пластовые тела, образовавшиеся при выпадении осадка из суспензии, другие образуются при латеральном наращивании или в процессе осадконакопления. Некоторые тела образуются из потоков, имеющих ограниченное развитие (например, временных), или из обломков турбидитных потоков. Распространение определенных отложений ограничено их близостью к области размыва и они формируют наземные или субаквальные конусы. Распространение других тел ограничено по разным причинам и их накопление приурочено к определенным участкам, например, образование шнурковых отложений связано с руслами рек или береговыми линиями.

Однако часть осадочных тел представляет собой механические или химические накопления пород, форма которых косвенно связана или вообще не связана с обстановкой. Сюда относятся такие органиче-

ские постройки, как рифы и банки, форма и размещение которых являются результатом взаимодействия и влияния на сообщества организмов климата, гидрологии бассейна и рельефа морского дна.

Незначительное число небольших по размеру и редких тел осадочных пород аналогично по форме телам интрузивных изверженных пород и представляет собой, по сути дела, дайки, соляные «купола», или штоки.

Геоморфологический элемент может полностью совпадать с осадочным телом или ограничивать его, как, например, в случае рифов или дюн. С другой стороны, некоторые геоморфологические сложно построенные элементы состоят из нескольких самостоятельных осадочных тел. Это наблюдается, например, в дельтах, в которых встречаются многие разновидности песчаных тел различного происхождения.

Песчаники чаще всего накапливаются в виде локальных, четко выраженных образований, глинистые осадки преимущественно формируются в спокойной водной среде и распространены на обширных площадях.

3.5.1. Песчаные тела

Формы распространения песчаных тел по площади имеют различные очертания.

Существует по меньшей мере четыре основных типа форм песчаных тел и ряд производных от них [39]: изометричные, имеющие отношение длины к ширине примерно 1:1; линзовидные (овальные) – с отношением длины к ширине не более 3; лентовидные (шнуровидные, линейно вытянутые) – отношение длины к ширине составляет более 3 и может достигать 20:1 и более; дендроидные (ветвистые, неправильные) – извилистые, имеющие ответвления (рис. 99). Такие формы свойственны, главным образом, простым песчаным телам. Сложно построенные песчаные тела имеют в плане более сложную конфигурацию. Так, изометрические изолированные тела, располагаясь в плане друг за другом, могут образовывать вытянутые цепочки. Соприкасающиеся песчаные тела в плане могут залегать кулисообразно; линейно вытянутые тела могут иметь раздувы, сужения, образовывать петли, разветвляться, образуя сложные системы, занимающие большие площади.

Форма *поперечного сечения* связана с особенностями накопления осадков в тех или иных условиях. Выделяются шесть основных типов поперечного сечения [36]: линзообразно-изогнутые, линзообразно-вогнутые, пластообразно-вогнутые, линзообразно-двояковыпуклые, линзообразно-выпуклые, пластообразно-выпуклые (рис. 100).

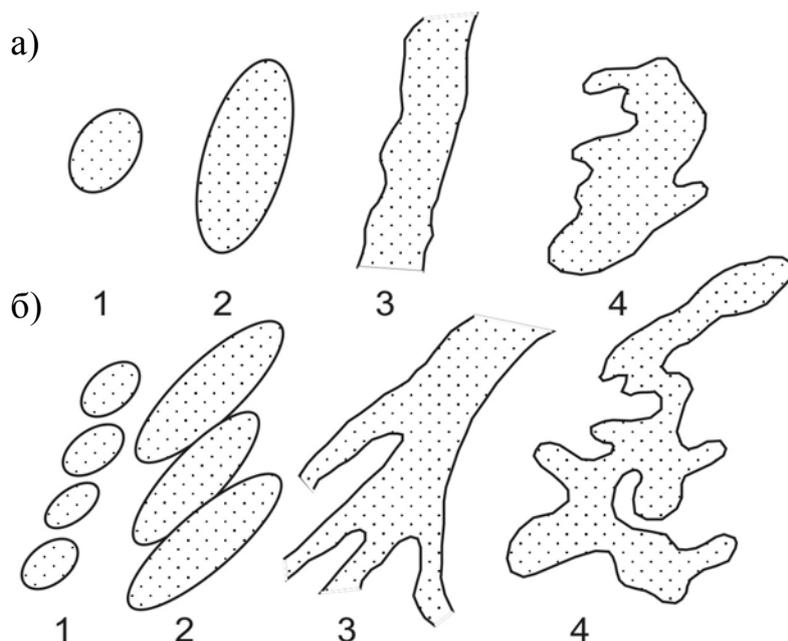


Рис. 99. Основные формы распределения песчаных тел по площади, по В.С. Муромцеву, 1984 [36]

Песчаные тела: а – простые; б – сложные; 1 – изометрические; 2 – овальные; 3 – линейно-вытянутые; 4 – неправильные

Форма песчаного тела	Симметричные	Асимметричные	Асимметричные зубчатые
Линзообразно-изогнутая			
Линзообразно-вогнутая			
Пластообразно-вогнутая		-	-
Линзообразно-двояковыпуклая			
Линзообразно-выпуклая			
Пластообразно-выпуклая		-	-

Рис. 100. Форма поперечных сечений песчаных тел, по В.С. Муромцеву, 1984 [36]

Кроме того, формы поперечного сечения могут быть симметричными и асимметричными, а также осложнены зубчатостью с одной или двух сторон (одно- и двустороннезубчатые).

Перечисленные формы поперечных сечений характерны для простых тел, однако, в практике нефтепоисковых работ часто имеют дело с

песчаными телами сложного строения, т.е. состоящими из нескольких простых тел. В таких случаях иногда бывает необходимо установить не только форму песчаного тела, но и взаимосвязь составляющих его простых тел. Это особенно важно для выявления направлений изменения по площади условий осадконакопления (направления смещения русел рек, миграции береговых линий древних водоемов и т.д.).

Среди сложно построенных песчаных тел выделяется четыре основные группы, различающиеся по характеру сочленения составляющих их простых песчаных тел: изолированные – группа песчаных тел, залегающих среди глинистых пород – экранов и не соприкасающихся друг с другом; прилегающие – группа песчаных тел, резко смещенных по горизонтали и прилегающих друг к другу своими боковыми частями; соприкасающиеся – группа песчаных тел, залегающих друг над другом и соприкасающихся своими поверхностями, иногда со следами размыва; вложенные – группа песчаных тел, вложенных в результате размыва друг в друга (рис. 101).

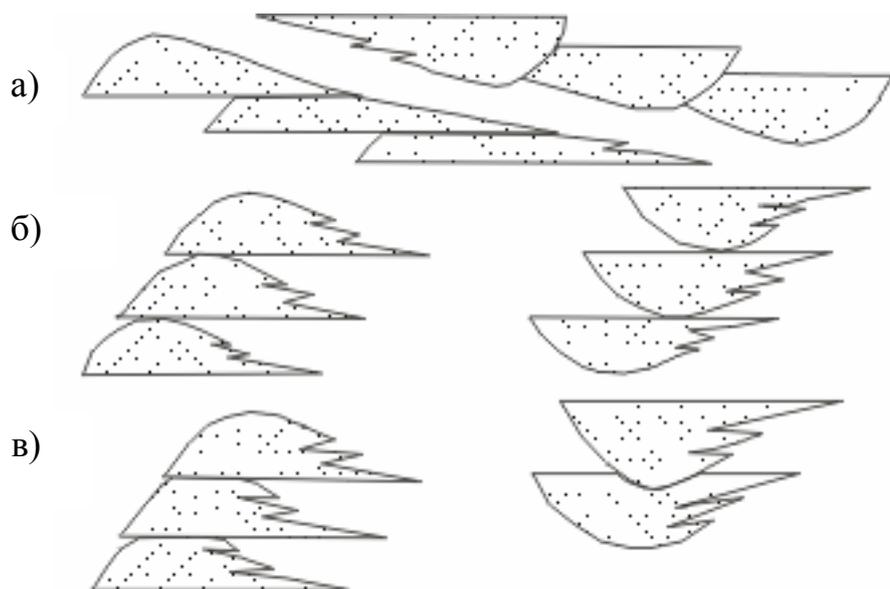


Рис. 101. Характер сочленения сложно построенных линзообразно-выпуклых и линзообразно-вогнутых односторонне зубчатых тел, по В.С. Муромцеву, 1984 [36]:

а – прилегающие; б – соприкасающиеся нижней поверхностью; в – вложенные

Такие сложно построенные песчаные тела, широко развитые в аллювиальных, прибрежно-морских и дельтовых отложениях, являются хорошими коллекторами и могут аккумулировать значительное количество углеводородов.

Глинистые отложения – экраны, формирующиеся преимущественно в пониженных участках рельефа, имеют, как правило, линзообразно-вогнутые и пластообразно – вогнутые формы поперечных сечений.

Форма **продольного сечения** песчаных тел устанавливается с большим трудом, чем поперечного. Это связано с трудностями прослеживания песчаных тел, простирающихся на большие расстояния. Однако в ряде случаев, особенно в хорошо разбуренных районах, установление характера продольного сечения позволяет более полно охарактеризовать морфологию песчаных тел и более уверенно прогнозировать их в пределах слабоизученных территорий.

Среди форм продольных сечений песчаных тел выделяются следующие: линзообразно-выпуклые, линзообразно-вогнутые, четковидно-линзообразно-выпуклые, четковидно-линзообразно-двояковыпуклые, четковидно-линзообразно-вогнутые, пластообразные, линзообразно-двояковыпуклые, линзообразно-изогнутые (рис. 102).

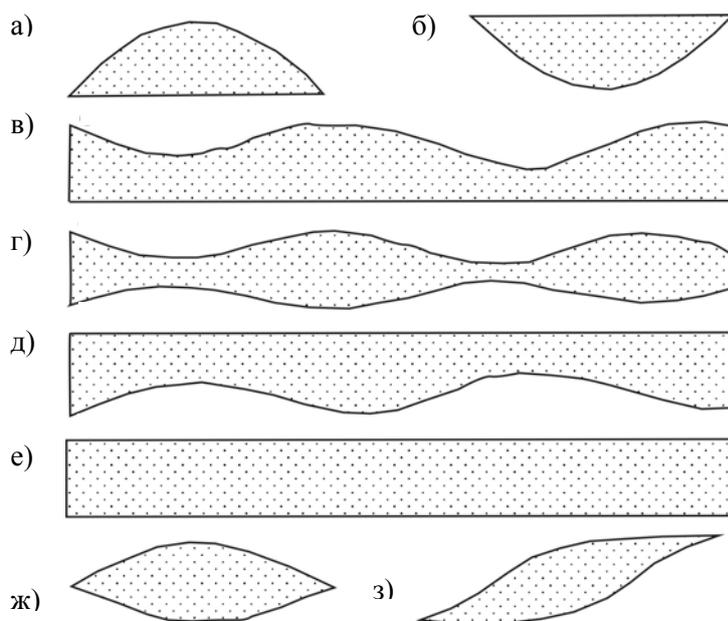


Рис. 102. Формы продольных сечений песчаных тел, по В.С. Муромцеву, 1984 [36]:

а – линзообразно-выпуклая; б – линзообразно-вогнутая; в – четковидно- линзообразно-выпуклая; г – четковидно- линзообразно-двояковыпуклая; д – четковидно- линзообразно-вогнутая; е – пластообразная; ж – линзообразно-двояковыпуклая; з – линзообразно-изогнутая

Выявление **фациальных контактов и переходов** обусловлено сложным сочетанием комплексов отложений, которые закономерно сменяют друг друга в пространстве. Для фациального анализа имеет значение характер изменения генетических типов в горизонтальном на-

направлении (зоны выклинивания конкретных осадочных тел) и в вертикальной последовательности. Между слоями пород различают постепенный переход, отчетливый и резкий контакты и контакт размыва.

Постепенный переход от породы к породе (главным образом, по гранулометрическому признаку) характеризует постепенное усиление или ослабление динамики водной среды и таким образом дает представление об общей смене обстановки осадконакопления на определенном отрезке времени. В породе одного состава может постепенно появляться примесь материала другого; сверху количество нового материала увеличивается и, наконец, он целиком вытесняет осадок, которым сложен предыдущий слой (рис. 103, а). Иногда постепенный переход выражается в чередовании слоев разного гранулометрического состава с постепенным увеличением мощности слоев какой-либо однородной породы до сплошного ее развития (рис. 103, б).

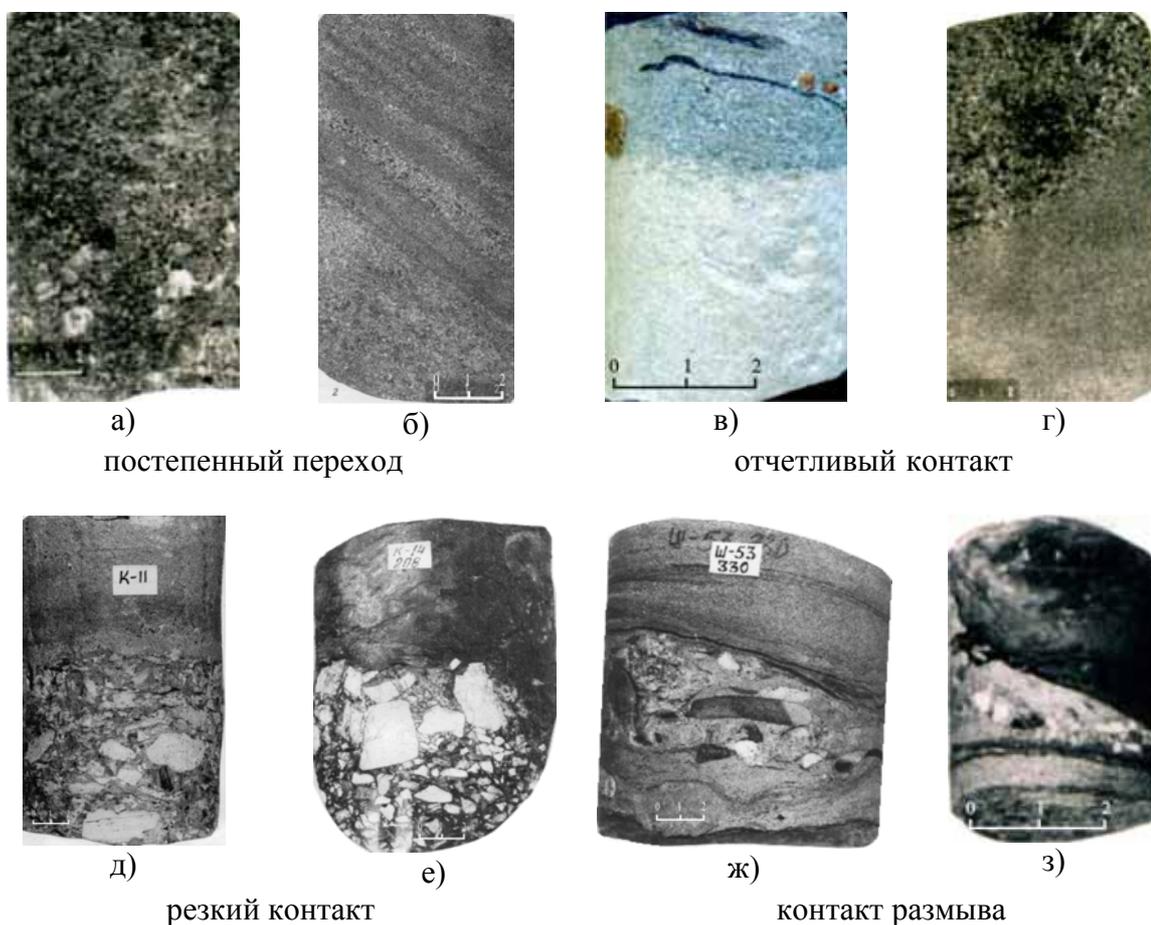


Рис. 103. Фациальные переходы и контакты:
а, б, г – юра Южно-Якутского бассейна [52]; в, д, з – юра юго-востока Западной Сибири, авторская коллекция

Отчетливый контакт обычно разделяет два слоя, близких по структуре: крупно- и среднезернистый песчаник (рис. 103, в, г), песчаник и алевролит. Такой контакт обозначает быстрое изменение условий осадконакопления, хотя само изменение и незначительно.

Резкий контакт отмечается между слоями, сильно различающимися по крупности зерна, например, конгломерат или брекчия и глина (рис. 103, д, е), песчаник и уголь. Этот контакт указывает на быструю и резкую смену условий.

Контакт размыва характеризуется неровной извилистой линией, наличием галек, окатышей и других свидетельств срезания и переотложения нижележащих пород (рис. 103, ж, з).

3.5.2. Карбонатные тела

Геометрия карбонатных тел в целом изучена гораздо слабее, чем геометрия песчаных тел. Это частично объясняется тем, что на каротажной диаграмме легче отделить песчаники от глин, чем карбонатный песчаник от микрозернистого известняка. Другими словами, каротажные диаграммы не позволяют различать какой-либо особый тип известняков от окружающих карбонатных пород.

Исследования современных и ископаемых *органогенных построек* позволяют выделить типы органогенных сооружений, размеры и форму карбонатных тел [9]. Органогенной постройкой, согласно этим работам, называется обособленное массивное карбонатное тело, образованное скелетными остатками колониальных организмов, нараставших один на другой, захороненных на месте роста и создававших устойчивый каркас. Внутри каркаса накапливались генетически связанные с ним карбонатные осадки, что приводило к образованию особых участков морского дна со своими биоценозом и особым комплексом осадков, возвышающихся и отличающихся от окружающих участков. Генетически связанные с органогенной постройкой осадки могут наиболее часто накапливаться не только внутри постройки, но и по её периферии [12].

Ведущим обязательным признаком в приведенном определении является наличие изначально жесткого каркаса. Эта особенность отличает все органогенные постройки от морфологически сходных с ними образований – слоев и линз коралловых, водорослевых, строматолитовых известняков, линз ракушняка (намывы, устричные, брахиоподовые банки и т. д.), аккумулятивных кос, баров, сложенных карбонатными обломочными породами, и др.

Классификация органогенных построек приведена на рис. 104.

Биостромы (I) – пластообразные органогенные постройки. Образуют как самостоятельные тела, так и входят в состав сложных органогенных сооружений. Мощность отдельных биостромов составляет обычно доли метра, реже первые метры; площадь распространения может достигать десятков километров.

Биогермы (II) – представляют собой простые тела, форма которых близка к изометрической, а в составе преобладают непеременные скелетные остатки каркасообразующих организмов. Размеры этих построек колеблются обычно от 1 до 10 м.

Биостромные массивы (III) – сложены преимущественно отдельными биостромами, налегающими друг на друга или разделенными слоями осадочных пород. В поперечном разрезе биостромные массивы

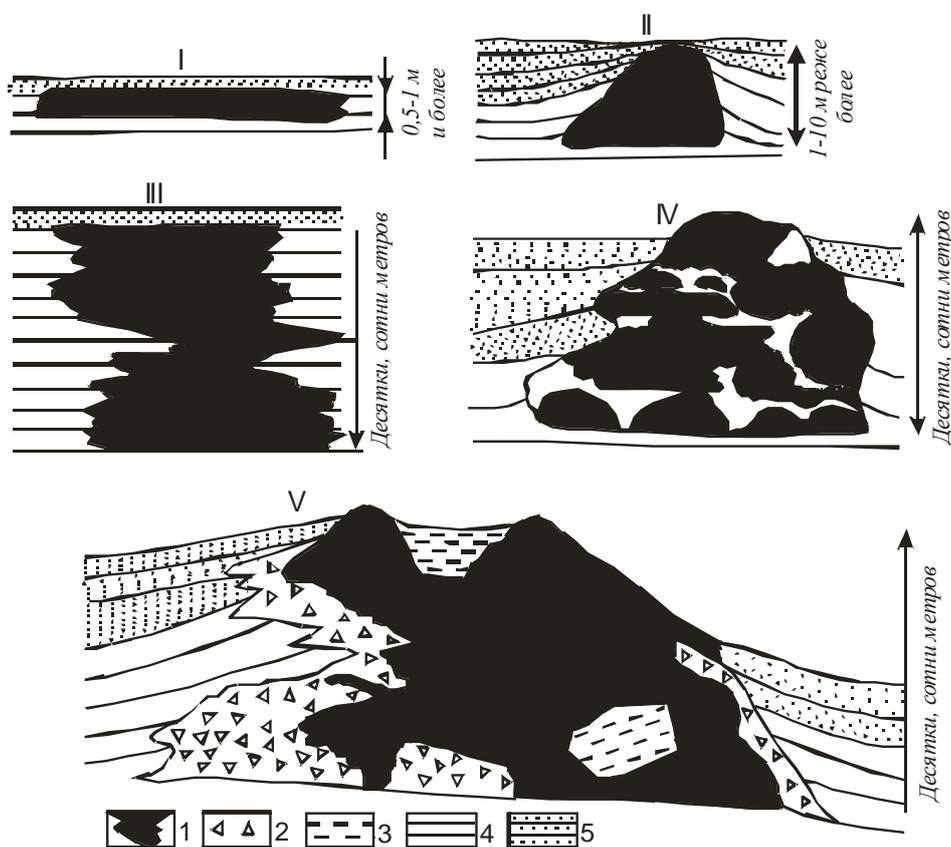


Рис. 104. Типы органогенных построек, по Н.Н. Предтеченскому из [12] с изменениями:

I, II – простые постройки (I – биостром, II – биогерм); III – V – сложные органогенные массивы (III – биостромный, IV – биогермный; V – рифовый);
 1 – биогермные известняки; 2 – органогенно-обломочные известняки – отложения шлейфов; 3 – отложения лагун; 4 – отложения, одновозрастные с органогенной постройкой; 5 – более молодые отложения

имеют обычно вид пластообразных тел мощностью до сотен метров. Площадь, занятая биостромными массивами, значительна: это полосы вдоль тектонических уступов, иногда неправильной формы поля, отвечающие палеоподнятиям или оконтурирующие их.

Биогермные массивы (IV) – представляют собой сложные постройки, состоящие из нарастающих один на другой биогермов или биостромов и сопутствующих, преимущественно органогенно-детритовых пород, образующихся за счет разрушения биогермообразователей. В них отсутствуют брекчии, хемогенные лагунные осадки и другие признаки крайнего мелководья и волноломных структур. Размеры биогермных массивов колеблются от десятков до сотен метров. Преобладающей формой является куполовидная, хотя встречаются и тела прихотливых, неправильных очертаний.

Рифовые массивы (V) – являются наиболее сложнопостроенными органогенными сооружениями, в строении которых помимо биогермного массива (рифовое ядро) большую роль играют генетически связанные с ним осадочные отложения лагуны и крутопадающие слои рифового шлейфа, сложенные продуктами разрушения органогенного каркаса. В отличие от других типов построек, рифы всегда значительно возвышаются над окружающими донными осадками и характеризуются быстрым ростом. Границы рифового массива обычно проводятся по контурам распространения брекчий биогермных пород, непосредственно примыкающих к рифовому ядру.

Размеры рифовых тел колеблются от мелких построек, таких как серпуловые стяжения и строматолитовые шары диаметром около 1 м, до громадных рифовых массивов, протяженность которых измеряется сотнями метров и более. Рифовое тело обычно имеет плоское основание и выпуклую кровлю и, как отмечалось ранее, окружено крутопадающими слоями на крыльях. В плане форма большинства рифов округлая, хотя часть из них могут быть вытянутыми. Отдельные постройки бывают слегка асимметричными, что указывает на господство ветров преобладающего направления [9].

К *карбонатным холмам и банкам* относятся ограниченные карбонатные биогермы. Наиболее известными из них являются изолированные скопления *криноидных известняков* мощностью до 122 м среди обломочных пород, описанные Ф. Дж. Петтиджоном [9].

Некоторые холмы сложены *массивными карбонатными илистыми* отложениями. Они имеют плоскую подошву и выпуклую кровлю, постоянную мощность, достигающую первых десятков метров. Они образуются там, где скопления морской растительности отражали течения.

3.5.3. Соляные купола

Соляные купола представляют собой почти вертикальные цилиндрические штоки соли от 0,8 до 3,2 км в диаметре. Слои, через которые происходила инъекция соли, деформированы, имеют опрокинутое падение по отношению к штоку, нередко – вертикальное. Они заметно уменьшаются в мощности при приближении к соляному штоку.

В соляных куполах устанавливаются сложные системы мелких складок и других внутренних структур, образующихся при течении соли в момент внедрения.

Образование соляных куполов связано с гравитационной неустойчивостью, возникающей при накоплении осадков большей плотности, чем подстилающая соль. Пластичная соль всплывает в виде конвекционной колонны. Покрышка соляных куполов представляет собой скопление нерастворимых компонентов, выпадающих из концентрированных рассолов в кровле растущего соляного столба [9].

КОНТРОЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ

1. Дайте определение понятиям «фация», «литогенетический тип», «фациальный анализ».
2. Какие основные факторы определяют условия осадконакопления?
3. Что такое метод актуализма?
4. Какое генетическое значение имеет состав аллотигенных компонентов пород?
5. Генетическое значение горизонтальной слоистости.
6. Генетическое значение косой и косоволнистой слоистости.
7. Чем отличается слоистость русловая от пойменной и озерной?
8. В чем отличие слоистости прибрежно-морской и турбидитной (мутьевых потоков)?
9. Генетическое значение деформационных текстур.
10. Генетическое значение размеров зерен, степени их окатанности и отсортированности.
11. Генетическое значение окраски пород.
12. В каком виде сохраняются ископаемые организмы?
13. Генетическое значение следов жизнедеятельности организмов.
14. Что такое биотурбации и как они проявляются?
15. Что такое бентос, нектон и планктон?
16. Генетическое значение бентосных, нектонных и планктонных организмов.
17. Чем отличаются автохтонные и аллохтонные организмы?
18. Дайте определение биоценозов и танатоценозов.
19. Приведите примеры стеногалинных и эвригалинных организмов.

20. Генетическое значение остатков радиолярий.
21. О каких условиях свидетельствуют бентосные фораминиферы?
22. Условия обитания кремневых губок.
23. Генетическое значение остатков археоциат.
24. Условия обитания колониальных кораллов.
25. Генетическое значение ископаемых одиночных кораллов.
26. Палеоэкологическое значение следов жизни червей-полихетов.
27. Значение ископаемых мшанок как рифостроителей.
28. Условия обитания брахиопод.
29. Значение остатков пелеципод для анализа обстановки осадконакопления.
30. Условия обитания гастропод.
31. Особенности строения раковин головоногих моллюсков.
32. Значение белемнитов для фациального анализа.
33. Условия обитания трилобитов.
34. Генетическое значение остатков филлопод и остракод.
35. Условия обитания морских лилий.
36. Генетическое значение ископаемых остатков морских ежей.
37. Значение скульптуры на раковинах для реконструкции донных условий.
38. Объясните, почему по находкам диатомей и радиолярий нельзя судить о глубине бассейна?
39. Перечислите организмы – рифостроители.
40. Чем онколиты отличаются от строматолитов?
41. Генетическое значение харовых водорослей.
42. Условия обитания зеленых водорослей.
43. Чем отличаются условия обитания кокколитофорид и диатомей?
44. Какие типы высших растений Вы знаете?
45. Условия обитания псилофитов и членистостебельчатых растений.
46. Генетическое значение ископаемых остатков плауновидных и папоротниковидных растений.
47. Какие части высших растений сохраняются в ископаемом состоянии?
48. Какие принципы положены в разработку седиментологических моделей фаций?
49. Что отражает электрометрическая модель фации?
50. Дайте определение седиментологической и электрометрической моделей фаций.
51. Какое значение имеет морфология осадочных тел?
52. Назовите основные формы песчаных тел в плане.
53. Какие типы фациальных контактов Вы знаете?
54. Какие формы распространения карбонатных тел по площади Вы знаете?
55. Что такое биостромные и биогермные массивы и чем они отличаются?
56. Назовите главные особенности рифовых массивов.
57. Как образуются соляные купола?

ЧАСТЬ 4 УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ

4.1. Тектоника и осадконакопление

Среди факторов, определяющих условия образования осадочных пород и закономерности их формирования, ведущее положение занимают вертикальные движения земной коры переменного знака и меняющейся амплитуды, или колебательные движения. Они вызывают существенные изменения физико-географических условий на земной поверхности и этим определяют особенности образования осадков. Интенсивность, частота, региональность тектонических колебательных движений отражаются на составе, строении, скорости накопления и мощности осадков, а также на форме осадочных тел.

Ведущая роль тектоники в процессе литогенеза отражена в многочисленных трудах отечественных ученых: Н.А. Головкинского (1868), А.А. Иностранцева (1869, 1870), Г.Ф. Крашенинникова [7], Н.Б. Вассоевича [12], И.А. Вылцана [5], В.Е. Хаина [46]. В кратком изложении Б.К. Прошлякова и В.Г. Кузнецова [11] значение тектонических движений для условий формирования осадочных толщ сводится к следующему.

Колебательные движения вызывают **трансгрессии и регрессии** морских водоёмов и, следовательно, перемещение береговых линий. Вместе с изменением положения берега меняется состав осадка. Например, накопившиеся толщи песчаных осадков при трансгрессии замещаются глинисто-алевритовыми отложениями. Колебательные движения могут привести к формированию мелководных водоемов, в которых при интенсивном испарении терригенное осадконакопление может смениться солеобразованием.

Колебательные тектонические движения в пределах суши приводят к изменению **положения области сноса** обломочного материала, изменению базиса эрозии, что, в свою очередь, отражается на составе накапливающегося осадка. Тектоника отражается на характере **продуктов выветривания**, возможности образования коры выветривания.

Тектонические движения оказывают огромное влияние на **скорость накопления осадков** и их **мощность**. Это влияние осуществляется через направленность и скорость колебательных движений, продолжительность стабильного состояния тектонического режима, рельеф поверхности бассейна осадконакопления (суши или дна водоёма), направление и скорость водных потоков.

Скорость накопления и мощность осадков в значительной степени зависят и от количества поступающего обломочного материала. В тех случаях, когда его количество незначительно, прогибание не в состоя-

нии обеспечить большую скорость накопления и мощность осадка. При обильном поступлении осадочного материала, превышающем необходимое количество для компенсации прогибания, будет происходить обмеление бассейна и изменение условий осадконакопления, а в конечном итоге аккумуляция может смениться денудацией. Максимальные мощности и скорости осадконакопления в крупных водных бассейнах характерны для областей компенсированного прогибания (впадинах, прогибах). При региональном продолжительном погружении территории образуются мощные, огромные по площади осадочные толщи.

Тектонический режим в значительной степени определяет **форму и размер осадочных тел**. Осадочные породы в большинстве своём залегают в виде слоев и пластов значительной протяжённости, с относительно параллельными поверхностями. При этом между терминами «пласт» и «слой», по Н.В. Логвиненко [8] существует определенная разница.

Пласт – плитообразное тело осадочной породы, представляющее единицу подразделения разреза по вещественному составу (пласт глины, песчаника, известняка). Образование пластов связано с колебательными движениями земной коры, с перемещением береговой линии бассейна, изменением базиса эрозии.

Слой – часть пласта. Он образуется под влиянием локальных факторов: воздействия течений, волнений, состава и интенсивности приноса обломочного материала, периодичности осаждения вещества из водного раствора, жизнедеятельности организмов.

Тектонические колебательные движения являются одной из основных причин **слоистого строения** осадочных толщ, чередования в разрезе пород разного состава. Граница между слоями бывает выражена достаточно четко, это означает, что смена одной обстановки осадконакопления другой совершалась достаточно быстро, т.е. колебательные тектонические движения происходили не плавно, а прерывисто, с паузами, сопровождающимися стабилизацией обстановок осадконакопления, когда пласт состоит из одного слоя.

С колебательными тектоническими движениями связано образование **рифовых тел**, представляющих собой карбонатные органогенные постройки, возникшие в зонах прогибания дна морского бассейна. Вдоль крупных тектонических разломов на суше в результате деятельности рек нередко формируются **рукавообразные** осадочные тела.

Большое влияние на литогенез оказывают **горообразовательные** тектонические движения и **магматизм**. Благодаря их проявлению, в сфере осадкообразования вовлекаются массивы магматических, метаморфических и осадочных пород, а образующиеся при этом сильно пересеченные формы рельефа способствуют интенсивному их выветриванию и денудации.

Колебательные движения являются одной из главных причин **периодичности** седиментогенеза – неоднократной повторяемости в геологических разрезах литологически одноимённых или близких по составу осадочных пород. Это объясняет **циклическое** строение разрезов. Масштаб цикличности изменяется в широких пределах: от очень тонкого переслаивания до цикличности, охватывающей по времени геологические периоды, а по мощности – тысячи метров.

Идеи циклической седиментации получили широкое признание при изучении разных по составу осадочных толщ: угленосных, карбонатных, флишевых, терригенных [2, 4, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 20, 41, 43, 46]. Изучению цикличности применительно к целям поисков скоплений нефти и газа посвящены работы Ю.Н. Карогодина [27]. Он рассматривает сочетание слоев как ассоциации, отражающие закономерную смену определенных этапов во времени и пространстве. Соответственно, выделяются литмиты, циклиты и номиналиты. **Литмиты** – общее наименование слоевых систем, выделяемых по любым свойствам и признакам. **Циклиты** – породно-слоевые ассоциации, главным свойством которых является связь элементов во времени и пространстве; это целостные во времени слоевые системы. Циклиты являются вещественным отражением седиментационного цикла, который как целостная динамическая система характеризуется непрерывностью процесса во времени. **Номиналиты** – сочетание слоев, для которых признак связи во времени не является важным. Примерами номиналитов являются свиты, серии, комплексы, формации.

Основные принципы, которыми руководствуются при выделении элементарных циклитов, по Ю.Н. Карогодину, следующие: направленность изменения существенных (вещественно-структурных) свойств слоев в вертикальном разрезе – от одного к другому; непрерывность (относительная) изменения существенных (вещественно-структурных) свойств слоев в разрезе – от одного к другому; характер границ между слоями – внутренние границы слоевой системы более постепенные (плавные), по сравнению с внешними; двуединое (и кратное двум) строение слоевого комплекса (предполагается наличие не менее двух слоев в циклите и их связь).

Ю.Н. Карогодина дает классификацию циклитов, в основу которой взят признак направленности изменения существенного состава – от слоя к слою. Для терригенных пород – это изменение гранулометрического состава, для карбонатно-терригенного разреза – изменение соотношения карбонатной и терригенной составляющей.

Ассоциации элементарных циклитов образуют следующие уровни породно-слоевых систем: локальные, зональные и региональные цикли-

ты. Структурными признаками раздела между циклитами являются резкие границы, связанные с перерывами в осадконакоплении, размывами части ранее сформировавшихся отложений, структурными несогласиями. Поэтому в основании циклитов имеются базальные слои, представленные песчаниками, гравелитами, конгломератами.

Использование основных изложенных методов системного анализа породных ассоциаций дает возможность выполнять корреляцию осадочных толщ, прослеживая не отдельные пласты или их группы, а целостные во времени системы различного ранга, т.е. геохронолиты. Это особенно важно для фациально изменчивых по латерали континентальных отложений, когда на практике сопоставляются между собой песчаные пласты, образовавшиеся в разное время.

В целом, применение системного анализа при изучении полифациальных толщ позволяет более уверенно проводить сопоставление нефтегазоносных отложений, проследить их изменение в пространстве и времени.

Тектонические движения оказывали влияние и на **постседиментационные преобразования** осадочных пород. Зоны разломов с развитием в их пределах интенсивной трещиноватости являлись каналами, по ним из глубоких горизонтов поступали горячие минерализованные растворы, благодаря которым происходили разнообразные процессы нового минералообразования, метасоматоза и перекристаллизации.

4.2. Континентальная обстановка осадконакопления

Континентальное осадконакопление обладает рядом особенностей:

- 1) характерна неустойчивость образующихся осадков, за накоплением часто следует размыв; разные по составу континентальные отложения быстро сменяют друг друга в горизонтальном направлении (на том же стратиграфическом уровне) и по вертикали (вверх по разрезу);
- 2) осадконакопление на континентах тесно связано с рельефом, который обуславливает большую пестроту и изменчивость отложений на коротких расстояниях (рис. 105);
- 3) континентальные отложения представлены, главным образом, обломочными и глинистыми породами, хотя в аридном климате накапливаются и хемогенные осадки, но их мощность меньше, чем обломочных;
- 4) для большинства континентальных отложений наблюдается тесная связь с материнскими породами, особенно характерная для элювиальных образований;
- 5) в континентальных отложениях присутствуют, иногда в обилии, растительные остатки;



Рис. 105. Континентальная обстановка осадконакопления [95]

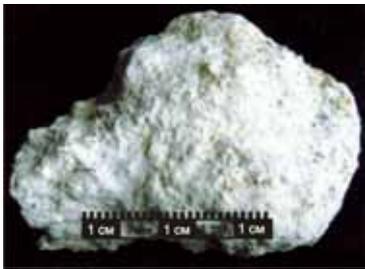
- б) в характере и распределении континентальных отложений находит отражение климатическая зональность.

4.2.1. Элювиальная фация

Элювий (рис. 106) – комплекс продуктов разрушения горных пород, образовавшихся на поверхности Земли под действием атмосферных агентов, почвенных и грунтовых вод, жизнедеятельности организмов и сохранившихся на месте своего образования. Наиболее типичными представителями элювия является кора выветривания и ее самая верхняя часть, – почва, где интенсивно протекают биохимические процессы.

В случае преобладания физического выветривания элювий представляет собой комплекс разных по размеру и форме обломков материнских пород. При активном химическом выветривании происходит не только дезинтеграция исходных пород, но и их глубокое химическое и минералогическое преобразование с формированием разнообразных глинистых, окисных железистых пород и остаточных бокситов.

Характерной чертой коры выветривания является вертикальная зональность строения, а также химического и минералогического состава, отсутствующая в породах иного происхождения и обусловленная стадийностью процессов выветривания. Нижние ее горизонты по физическим свойствам, составу, текстурно-структурным признакам доста-



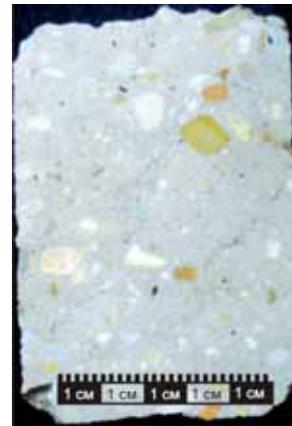
а)

Каолинистая глина с реликтами кварцевых зерен



б)

Брекчия с выветрелыми обломками и каолиновым цементом



в)



г)



д)

Бокситы остаточные



е)



ж)

Охристая порода



з)



и)

Марганцевая окисленная руда из коры выветривания

Рис. 106. Продукты коры выветривания.
Коллекция кафедры ГРМ ТПУ

точно близки к исходной материнской породе. Верхние части, особенно при интенсивном химическом выветривании, по этим показателям резко отличаются от исходных пород и сложены, главным образом, глинистыми минералами (рис. 107).

Минералогический и химический состав, мощность элювия зависят от климата, тектонического режима и рельефа. Наиболее глубокое выветривание происходит в тропическом климате при стабильном тектоническом режиме в условиях приподнятого, но без крутых обрывов, рельефа.

Таким образом, наличие ископаемой коры выветривания указывает на континентальную обстановку осадконакопления, а ее детальное изучение позволяет реконструировать климат, тектонические условия, рельеф и основные происходившие геохимические процессы.

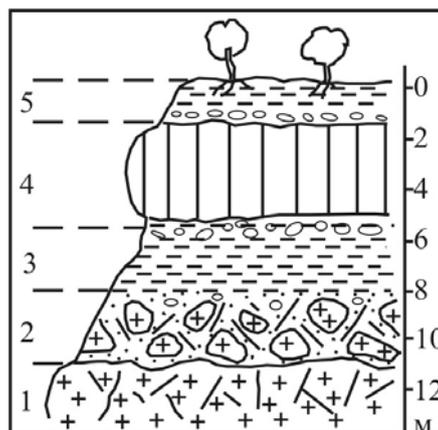


Рис. 107. Кора выветривания гранитов зоны тропического и субтропического климата, по Р.С. Безбородову, 1989 [3]:

- 1 – неизменный гранит;
- 2 – рыхлый, выветрелый гранит;
- 3 – структурная каолиновая глина;
- 4 – латерит (продукт полного гидролиза с выносом подвижных катионов);
- 5 – почвенный слой

4.2.2. Коллювиальная и делювиальная фации

Коллювиальные и делювиальные отложения формируются у подножия возвышенностей и на их склонах в результате обвалов, оползания, обрушения, а также перемещения обломочного материала дождевыми и талыми водами (рис. 108). Их образование чаще связано с областями сухого климата и незначительного развития растительности, которая укрепляет склоны и предохраняет их от разрушения. Контакт этих осадков с подстилающими породами резкий, вещественный состав сходен с залегающими выше по склону породами. При расчлененном рельефе и крутых склонах формируются грубые брекчии, при пологих – более тонкие гравийно-песчаные осадки (рис. 109).

Слоистость и сортировка материала, как правило, отсутствуют или выражены очень слабо. Обломки, особенно в приподношенной части комплекса, совершенно не окатаны, остроугольны. Мощность коллювиальных и делювиальных отложений меняется резко на коротких расстояниях, на поднятиях они часто полностью выклиниваются.

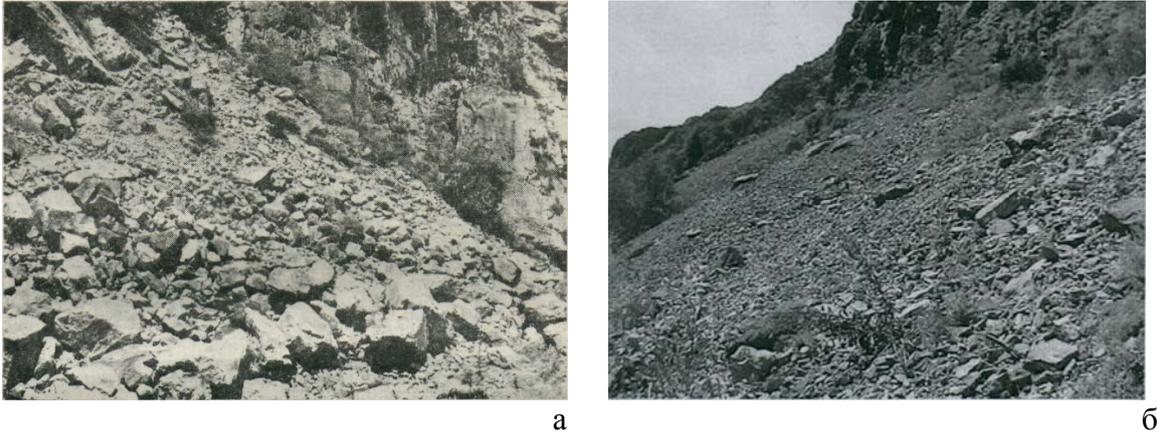


Рис. 108. Современный коллювий (а) и делювий (б):
 а – по Б.К. Прошлякову и В.Г. Кузнецову, 1991 [10]; б – Южный Казахстан,
 фото Т.Г. Перевертайло

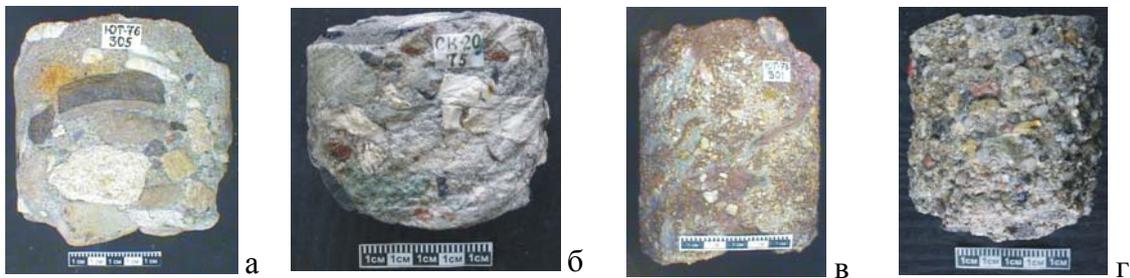


Рис. 109. Коллювиально-делювиальные отложения:
 а, б – брекчии; в, г – гравело-песчаники. Зона контакта палеозоя и мезозоя юго-
 востока Западной Сибири, авторская коллекция

Ниже даётся детальная характеристика флювиальных фаций, в основном по работам В.С. Муромцева [36], Г.Ф. Крашенинникова [7] и др. исследователей с дополнениями автора учебника.

4.2.3. Пролювиальная фация

Песчаные тела, образованные временно действующими водными потоками (пролювий), встречаются у подножия погребенных поднятий, древних эрозионных выступов и останцов, а также в палеодолинах.

Временные потоки образуются при сезонном таянии снегов или в результате стока обильных атмосферных осадков со склонов гор. Они несут значительные массы воды и развивают большие скорости, перенося значительное количество продуктов разрушения горных пород. Эти потоки образуют сравнительно небольшие прямые русла, выполненные крупными обломками. После окончания сезона дождей скорость потоков уменьшается, и русла заполняются плохо отсортированными гравийно-песчаными осадками (рис. 110).



а



б

Рис. 110. Горный поток летом (а) и осенью (б). Горный Алтай.
Фото А.В. Осипова

В горах пролювий имеет полосовидное залегание, выполняя долины, и сложен грубозернистыми и совершенно несортированными отложениями, где глыбы, валуны, щебень в беспорядке рассеяны в суглинках, образуя долинно-потоковый пролювий.



а



б

Рис. 111. Современный пролювий:

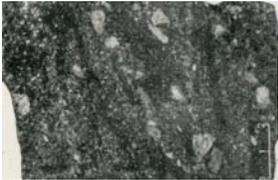
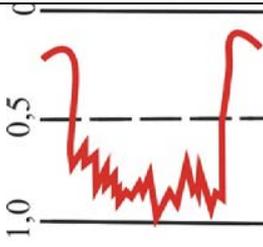
а) конус выноса селевого потока в горах Тянь-Шаня. Интернет, сайт <http://www.yandex.ru/> б) Горный Алтай. Фото А.В. Осипова

При выходе потока на равнину он растекается по многим руслам, скорость течения резко падает и образуется веерообразный в плане конус выноса (рис. 111). Отдельные конусы выноса сливаются в сплошной предгорный пролювиальный пояс длиной до нескольких сотен и шириной до 100 км. Мощность пролювия в таких поясах достигает несколько сотен, а иногда и тысяч метров.

Строение, генетические признаки и модели фации временных потоков (пролювия) показаны в табл. 5.

Таблица 5

Фация временных потоков (пролювиальная)

Внутреннее строение		Генетические признаки			Седиментологическая		Электрометрическая	Моделли	
		Слоистость	Органические остатки	Подошва, кровля					Границы
Гранулометрия	Слоистость	Органические остатки	Подошва, кровля	Границы	Форма поперечного сечения	Пространственное размещение	Седиментологическая	Электрометрическая	Моделли
<p>Песчаники разнотерные с гравием и галькой, гравелиты. $Md > 0,25 \text{ мм}$. Размеры зерен уменьшаются вверх по разрезу</p> 	<p>Косая однонаправленная. Подчеркивается сменной гравелитной составом и раст. детритом. Углы наклона $40-20^\circ$, в верхней части $< 20^\circ$. Иногда наблюдается градиционная слоистость.</p>	<p>Крупные обломки древесины, ориентированные вдоль потока, в нижней части. Вверху растительный детрит</p>	<p>Подошвенная и кровельная линии песчаного тела выравнены резко</p>	<p>Постепенное выклинивание к краевым частям</p>		<p>Конусовидная, языкообразная форма талла площадью сотни кв. км</p> 	<p>Высокая активность среды седиментации I уровня, который иногда снижается до II</p>	<p>Аномалия расположена в зоне отрицательных отклонений ПС. $\alpha_{\text{ПС}} - 1,0-0,8$. Вид четырехугольника с горизонт. кривой и полевой линией, вертикал боковой, осложненной зубчатостью или рассеченной</p> 	

4.2.4. Аллювиальный комплекс фаций

Русла древних рек, выполненные песчаными и песчано-галечниковыми образованиями и перекрытые глинистыми отложениями пойм, представляют собой благоприятное сочетание хорошо проницаемых и непроницаемых пород, необходимое для формирования скоплений углеводородов. В связи с этим песчаные тела аллювиального генезиса представляют большой интерес при поисках залежей нефти и газа в ловушках литологического типа.

Осадконакопление в современных реках, как и в их древних аналогах, происходило в условиях меняющихся скоростей турбулентного водного потока, неоднородного русла, меняющегося рельефа. Все это приводило к сложному распределению участков интенсивного размыва русла в зоне наибольших скоростей потока (стрежневая зона реки) и накоплению продуктов размыва в зоне ослабленных течений, где формировались русловые отмели.

Распределение осадков в русле связано с тем, что продукты разрушения, образуемые в зоне размыва, неравномерно разносятся по дну реки в зависимости от скорости течения, размера и веса обломков. Наиболее крупные из них, которые река не способна перемещать, остаются на месте или перемещаются на небольшие расстояния, более мелкие выносятся к противоположному берегу поперечным течением и, по мере ослабления водной струи, оседают. Еще более мелкие увлекаются потоком вниз по течению реки на большие расстояния, а глинистые частицы переходят во взвешенное состояние и находятся в таком состоянии длительное время.

Таким образом, в русле реки происходит размыв и разрушение одного борта и наращивание противоположного, куда переносится основная масса образовавшегося обломочного материала. В результате этого постоянно действующего процесса русло реки постепенно перемещается в боковом направлении (боковая эрозия), образуя петлеобразные изгибы-меандры.

Хорошо известно, что каждая речная система, в том числе и реки далекого прошлого, проходит три этапа своего развития: молодость, зрелость, старость (рис. 112).

В период молодости река ведет интенсивное углубление русла и транспортирует продукты разрушения вниз по течению в зону седиментации. Скорость течения водного потока в этот период наибольшая, а русло относительно прямое. В русле накапливается лишь незначительное количество терригенных осадков.

В период зрелости река, углубив русло и достигнув профиля равновесия, ведет, главным образом, размыв его за счет боковой эрозии, образуя многочисленные изгибы-меандры. В результате этих изгибов длина русла возрастает, хотя наклон его остается прежним. Это приводит к уменьшению скорости водного потока. Продукты разрушения уже не могут быть вынесены в область седиментации и начинают откладываться в пределах русла в виде русловых отмелей, размер которых постепенно возрастает: идет образование песчаных тел. В этот период широкого развития достигают речные поймы, формирующиеся на русловых отмелях.

Старость реки характеризуется дальнейшим ростом меандр и увеличением длины русла: русловые отмели достигают наибольшего размера. Течение воды настолько замедляется, что река на отдельных своих участках оказывается неспособной транспортировать продукты разрушения. Происходит закупоривание русла, и река распадается на ряд изолированных друг от друга водоемов-старниц. Продукты разрушения заполняют русловый врез: песчаное тело полностью завершает свое формирование. На поверхности образованного песчаного тела начинают откладываться глинистые осадки речной поймы.

Таким образом, аллювиальные образования всегда состоят из двух частей. Нижнюю часть составляют преимущественно гравийно-песчаные осадки русел, в то время как верхнюю – глинистые осадки пойм. Именно таким двучленным строением аллювиальных отложений при их многократном повторении объясняется циклическое чередование в разрезе песчаных и глинистых слоев [2, 7, 20, 33, 36].

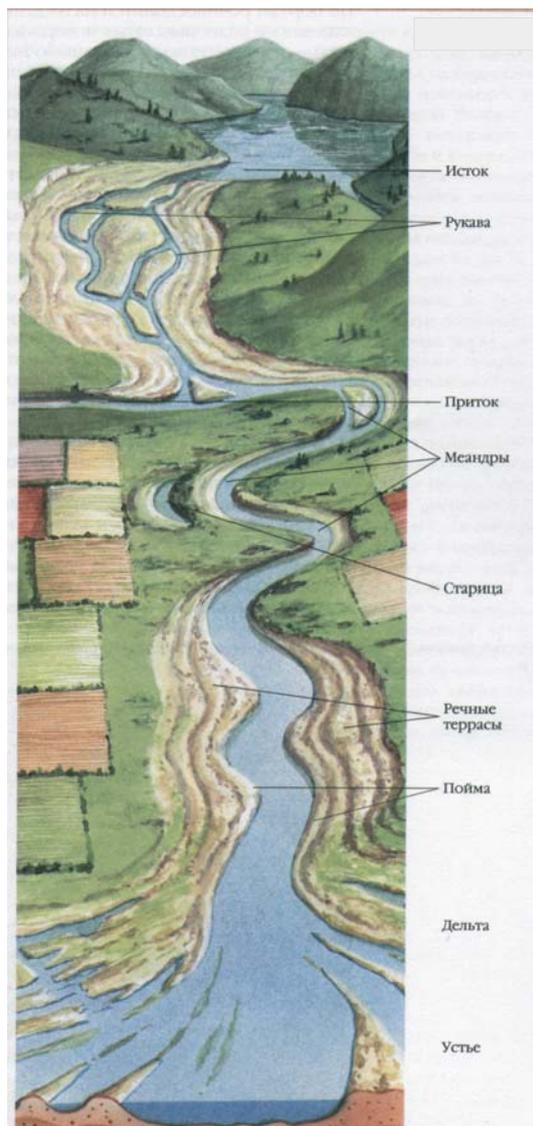


Рис. 112. Строение речной системы [93]

Отрезки времени, в течение которых река проходит все три этапа своего развития, выделяются под названием стадий. В том случае, если участок земной коры, где проходит русло реки, начинает испытывать медленные опускания, то со временем на пойменных отложениях в данном участке будут снова откладываться отложения русла новой, более поздней стадии той же реки, которая вновь завершится пойменными отложениями. При этом в результате неоднократного эрозионного среза части предыдущих отложений происходит наложение друг на друга нескольких неполных последовательностей (рис. 113).

Фашии русловых отмелей обусловлены изменениями рельефа и климата. Это находит свое отражение в структурно-текстурных особенностях русловых отложений. Слоистость руслового аллювия характеризуется чередованием косых серий слоев (рис. 114) [58]. Для нижних, обычно более грубозернистых горизонтов аллювия, сложенных галечником, гравием, крупнозернистым или среднезернистым песком с плохой сортировкой, характерна неотчетливая косая слоистость, иногда выявляющаяся лишь ориентировкой галек, располагающихся в песчаном материале параллельно направлению косых слоев, т. е. по направлению течения. Текстура основной толщи руслового аллювия представляет собой ряд налегающих друг на друга косослоистых серий. Если сила течения велика, образуются более мощные серии, а если крупный поток имеет выдержанное направление течения, границы их параллельны или почти параллельны. Более слабый поток формирует серии слоев меньшей протяженности и мощности.



Рис. 113. Схема строения аллювиального цикла, по Г.Ф. Крашенинникову, 1971 [7]

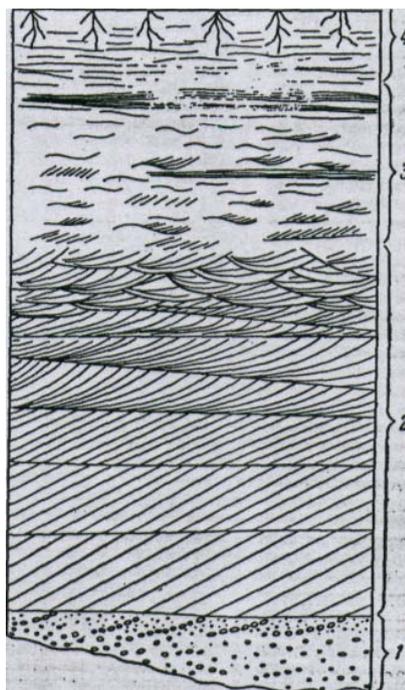


Рис. 114. Схема смены типов слоистости в аллювиальной толще, по Л.Н. Ботвинкиной, 1965 [58]: 1 - стрессовая часть; 2 - основная часть русловых отложений (вверху - прирусловая отмель); 3 - пойма; 4 - почва (зарастание)

В верхних горизонтах русловых отложений, в отложениях прирусловой отмели косослоистые серии становятся менее протяженными (приобретают клиновидную форму), чаще появляются серии с резко различными углами наклона слойков в одной плоскости.

Ещё выше, особенно в отложениях прирусловой отмели, слоистость часто становится косоволнистой и даже перекрёстной мутьдообразной. Для этой верхней части руслового аллювия характерна слоистость, образуемая рябью течения: мелкая косая, косоволнистая, волнистая асимметричная (в большей или меньшей степени смещенная), а также пологоволнистая.

Современные реки по характеру строения русел подразделяются на три типа: спрямленные, ветвистые (фуркирующие) и извилистые (меандрирующие).

Фация русловых отмелей спрямленных рек. Спрямленные русла образуются в начальные этапы развития речных систем либо в периоды омолаживания меандрирующих равнинных рек в связи с понижением базиса эрозии и выработкой нового, более прямого русла, отвечающего изменившимся палеогидродинамическим условиям. Развитие рек спрямленного типа начинается в узких оврагах или ущельях, где на первых этапах отлагаются лишь русловые отложения, переходящие на бортах в склоновые коллювиально-делювиальные отложения (рис. 115). Со временем начинается боковое смещение русла и подмыв одного из берегов.



а



б

Рис. 115. Современные реки спрямленного типа:
а – Горный Алтай, фото А.В. Осипова; б – Памир [82]

Русловые отмели спрямленных рек, располагавшиеся вдоль русла в шахматном порядке и, как правило, полностью заполнявшие эрозионный врез, имеют ограниченное развитие. Песчаные тела русловых отмелей спрямленных рек имеют линзообразно-изогнутое поперечное сечение. Грубозернистый состав осадков, особенно в основании сегментов и косослоистых серий, свидетельствует о том, что скорости течения речного потока были повышенными и не способствовали отложению мелкозернистого обломочного материала в пределах русла.

Таким образом, для рек спрямленного типа характерны повышенные скорости течения, ограниченное развитие русловых отмелей, сложенных песчано-гравийно-галечниковым материалом и образующих линзообразно-изогнутые песчаные тела с резко выраженными нижней и верхней границами.

Основная характеристика рек спрямленного типа дана в табл. 6. Седиментологическая модель этой фации отражает высокую гидродинамическую активность среды седиментации в течение всего времени формирования. Соответственно, электрометрическая модель имеет вид четырехугольника с $\alpha_{\text{пс}}$ 1,0–0,8. Аналогичную форму (цилиндрическую, блоковую) имеет кривая ПС для отложений русловых отмелей, образовавшихся в результате эрозионных срезов и последующего осадконакопления, установленных Ч.Э.Б. Конибиром [28].

Фация русловых отмелей ветвящихся (фуркирующих) рек. Ветвистые реки характерны для горного рельефа (рис. 116). Условия осадконакопления в них обусловлены высокими скоростями течения, переносом преимущественно песчано-галечникового материала, наличием многочисленных неглубоких сходящихся и расходящихся русел различных порядков, нечеткими границами пойм.

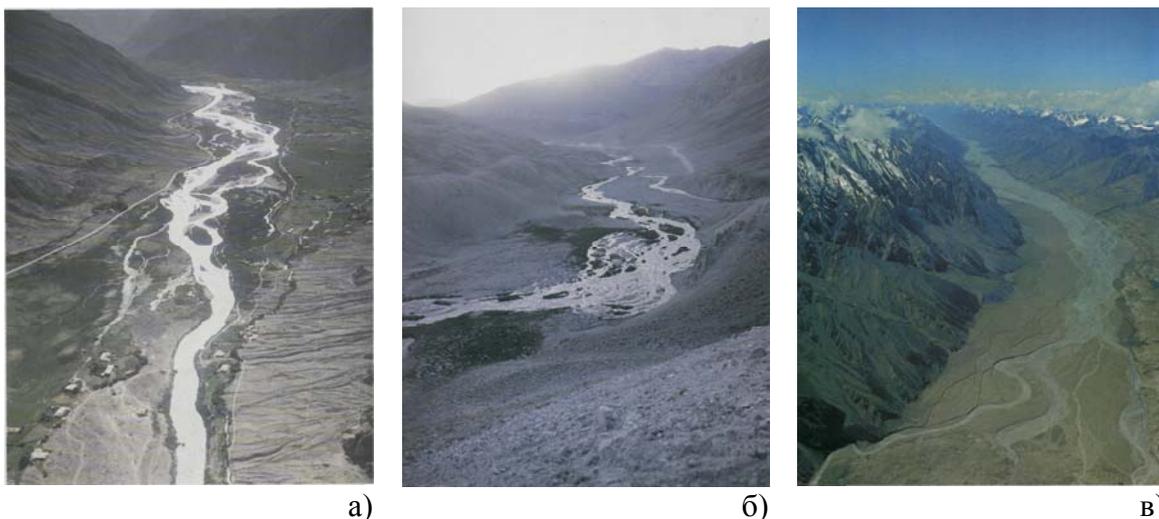
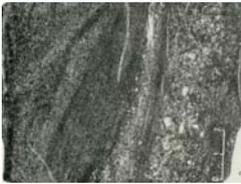
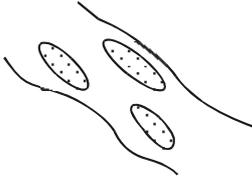
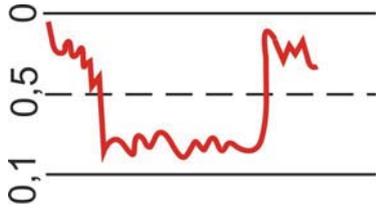


Рис. 116. Горные ветвящиеся (фуркирующие) реки:
а, б – Памир [82], в – Центральный Тянь-Шань [84]

Таблица 6

Фация русловых отmelей спряmlенных рек

Внутреннее строение		Генетические признаки			Пространственное размещение		Седиментологическая	Электрометрическая	Модели
		Слоистость	Органические остатки	Границы					
Гранулометрия	Слоистость	Органические остатки	Подошва, кровля	Зоны выклинивания	Форма поперечного сечения	Пространственное размещение	Седиментологическая	Электрометрическая	Модели
<p>Песчаники крупно – и среднезернистые с гравием и галькой. $Md > 0,25 \text{ мм}$</p> <p>Отсортированность плохая. $S_0 > 4$</p> 	<p>Косая крупная однонаправленная, прямолинейная, иногда сходящаяся. В основании косых серий – гравийные зерна, гальки кварца, кремня, окатыши и обломки глин</p>	<p>Отсутствуют</p>	<p>Нижняя и верхняя границы песчаного тела резкие. В подошве следы интенсивного размыва (конгломераты)</p>	<p>Постепенное выклинивание к краевым частям</p>	<p>Линзовидно-изогнутая, асимметричная. Ширина сотни метров, мощность в осевой части до 10 м</p> 	<p>Овальные песчаные тела, расположенные в шахматном порядке. Длина – десятки км</p> 	<p>Высокая гидродинамическая активность в течение всего времени формирования (I и II уровни)</p>	<p>Аномалия расположена в зоне отриц. отклонения ПС. Вид четырехугольника. Кровельная и пош. линии горизонт., боковая вертикальная волнистая. $\alpha_{\text{ПС}} = 1,0 - 0,8$</p> 	<p>Модели</p>

Песчано-галечниковые тела соприкасаются своими краевыми частями или располагаются кулисообразно. Ширина их во много раз превосходит мощность. По простиранию они могут протягиваться на многие километры. В плане они представляют собой линейно вытянутые, иногда ветвящиеся и сходящиеся полосы, занимающие по площади десятки квадратных километров. В системах ветвящихся рек формируются мощные покровы пористых песчаников с высокой проницаемостью, в которых могут аккумулироваться крупные залежи нефти [44].

Слоистость в песчано-галечниковых телах косая однонаправленная, часто слабо заметная. Иногда она обусловлена ориентированным расположением галек и гравия. Для этих отложений характерна окатанность круглых галек, что хорошо видно на современных осадках горных рек (рис. 117).

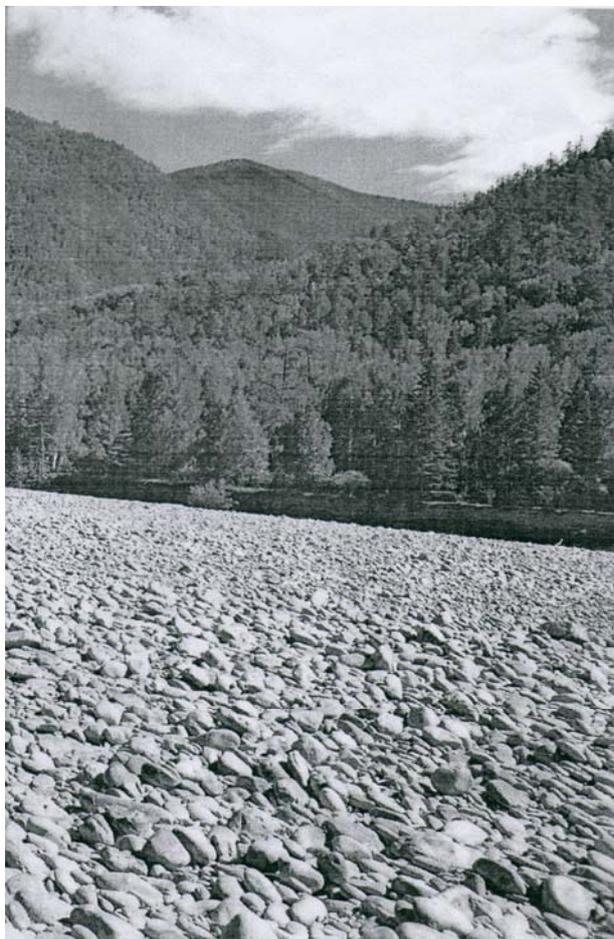
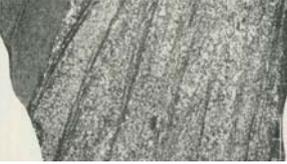
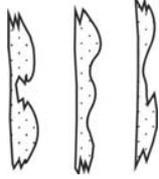
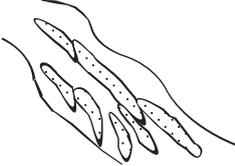
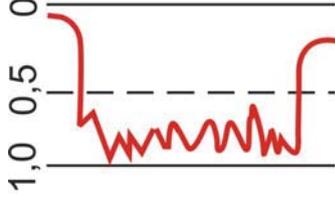


Рис. 117. Окатанная галька, образованная наносами горной реки. Горный Алтай. Фото А.В. Осипова

Особенности строения аллювия ветвящихся рек, обусловленные специфическими условиями, существовавшими в многоруслых потоках, отражены в табл. 7.

Таблица 7

Фация русловых отmelей (ветвящихся) фурукирующих рек

Внутреннее строение		Генетические признаки			Моделли			
Гранулометрия	Слоистость	Органические остатки	Границы		Форма поперечного сечения	Пространственное размещение	Седиментологическая	Электрометрическая
			Подошва, кровля	Зоны выклинивания				
Гравелиты, песчаники крупнозернистые с гранивидными зернами и галькой. $Md > 0,25$ мм. Отсортированность плохая. $S_0 > 4$. Хорошая окатанность галек. Вверх по разрезу размеры зерен уменьшаются	Крупная косая однонаправленная, сходящаяся, слабо заметная	Крупные и мелкие растительные остатки ориентированные вдоль потока	Нижняя поверхность ровная со следами интенсивного размыва (крупная галька в подошве). Верхняя граница резкая с отложениями поймы	Песчаногалечные тела соприкасаются краевыми частями или расположены кучинообразно. Поймы образуются песчаными осадками	Линзообразно-вогнутая, асимметричная, зубчатая. Многочисленные, неглубокие, сходящиеся, расходящиеся русла. Ширина – сотни метров, мощность – 3–10 м	Линейно вытянутые ветвящиеся тела длиной сотни и тысячи км	Высокая активность среды седиментации (преим. I уровень)	Аномалия расположена в зоне отриц. откл. ПС, вид четырехугольн. с гориз. кровельн. и пошв. линиями и вертик. боковой, интенсивно рассеченной.
								

Фашии русловых отмелей меандрирующих рек. Меандрами или излучинами называются плавные изгибы равнинной реки (рис. 118). Принципиальная схема образования меандр показана на рис. 119 [35]. Двигаясь прямолинейно, струя водного потока (и переносимые ею частицы) при повороте русла ударяется о берег. В результате вогнутый берег интенсивно подмывается, становится обрывистым, а дно реки у вогнутого берега заметно углубляется (сечение AA).



а



б

Рис. 118. Меандры равнинных рек:

- а) Восточная Сибирь, р. Подкаменная Тунгуска [87];
 б) Западная Сибирь, р. Томь [81]

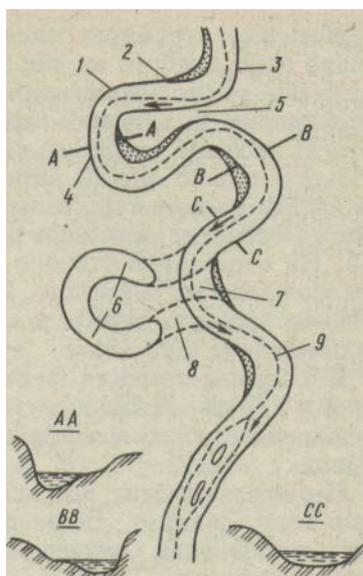


Рис. 119. Схема формирования меандр и стариц, по В.С. Мильничуку и М.С. Арабаджи: [35].

- 1 – возвышенный берег; 2 – пережат; 3 – низкий берег;
 4 – наиболее глубокое место (обычно находится ниже максимальной кривизны); 5 – сближенные части крыльев излучины, подверженные прорыву; 6 – прежнее русло; 7 – место прорыва между крыльями излучины; 8 – занесенная отложениями часть прежнего русла; 9 – стрежень; точками показаны отмели

Как указывалось выше, скорость течения возрастает в самых глубоких участках русла, так как здесь меньше сказывается трение воды о дно. Следовательно, у вогнутого берега скорость будет больше. У противоположного берега скорость заметно падает, так как глубина здесь меньше и, кроме того, возникают поперечные придонные течения. Эти течения захватывают с собой частицы обломочного материала и откла-

дывают их у выпуклого берега. Именно здесь, как правило, и накапливаются аллювиальные отложения. Струи воды, ударяясь о вогнутый берег, отражаются и направляются вниз по течению к противоположному берегу (сечение ВВ), в свою очередь подмывая его. На этом участке берег начинает отступать, увеличивается кривизна изгиба русла реки и значительно расширяется долина. Последнее происходит не только за счет отступления береговой линии ниже изгиба, но и за счет перемещения самих изгибов реки вниз по течению. В результате большинство выступов, сложенных коренными породами, срезается и долина приобретает плоскодонную форму (сечение СС).

Образованию меандр, кроме интенсивной боковой эрозии, способствует ряд таких факторов, как неровности рельефа местности, по которой течет река, различная прочность пород, слагающих берега, и гидродинамические особенности речного потока.

Появление меандр приводит к образованию многочисленных рукавов, по которым вода течет параллельно руслу, и возникновению обширных аллювиальных равнин (рис. 120).



а

б

Рис. 120. Аллювиальные равнины:
а – Исландия [95], б – Западная Сибирь, р. Обь [81]

Русловые отмели формируются у внутренних изгибов меандров, когда река врежется в берег вдоль внешнего края его изгиба; русловые отмели образуются в результате наносов. Базальная часть отложений отмели, состоящих из наиболее грубых фракций переносимого рекой материала, отлагалась непосредственно у подмываемого берега, в наиболее глубокой части реки, где течение самое сильное. На более пологом внутреннем склоне берега реки отлагается средняя часть косослоистых отложений русловой отмели. Формирование косою однонаправленной слоистости современных равнинных рек показано на рис. 121.

Меандрирующие или извилистые реки формируются на стадии зрелости, когда река ведет интенсивную боковую эрозию, а на стадии старости река характеризуется максимальной извилистостью. В связи с этим выделяются реки ограниченно и интенсивно меандрирующие, осадконакопление в которых несколько отличается [36].



а



б

Рис. 121. Формирование косой слоистости на русловой отмели р. Обь [81]:
а – на прямом участке; б – на излучине

Фаши русловых отмелей ограниченно меандрирующих рек формируют песчаные тела, имеющие в поперечном сечении линзообразно-вогнутую форму с горизонтальной верхней и вогнутой нижней поверхностями. Часть песчаного тела, приуроченная к наиболее глубокому участку эрозионного вреза и обладающая наибольшей мощностью, выделяется под названием осевой части. В зависимости от положения эрозионного вреза в пределах песчаного тела последние могут быть симметричными или асим-

метричными. По обе стороны от осевой части мощность песчаного тела постепенно сокращается. В зонах выклинивания песчаное тело может расщепляться на несколько песчаных прослоев, которые, сокращаясь в мощности и замещаясь глинистыми разностями, образуют своеобразную рассеченность (или зубчатость) песчаного тела в его краевых частях. Такая рассеченность или зубчатость может быть с одной стороны песчаного тела – одностороннезубчатое – и обеих его сторон – двустороннезубчатое.

Песчаные тела, сформированные реками этого типа, сложены мелкосреднезернистыми песками, содержащими иногда линзы и прослои грубозернистых песков, гравия и конгломератов. В основании песчаных тел обычны следы размыва. Органические остатки представлены обломками древесины. Слоистость косая мультислойная. Падение косых слоев всегда перпендикулярно к простиранию береговой линии. В плане песчаные тела образуют широкие линейно вытянутые зоны.

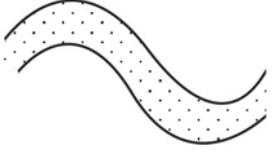
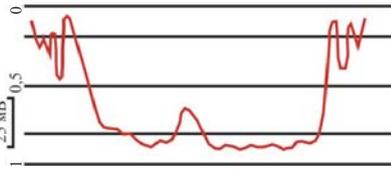
Седиментологическая модель фации русловой отмели ограничено меандрирующей реки, характеризуется тем что палеодинамические уровни водной среды обладали стабильностью в течение формирования всей русловой отмели (первый-второй уровни) и резким спадом (до третьего уровня) при переходе к внешней (песчаной) части поймы. В связи с этим электрометрическая модель этой фации будет представлять собой аномалию, расположенную в зоне отрицательных отклонений кривой ПС и имеющую вид четырехугольника. Отличительной особенностью этой модели является пологонаклонная кровельная линия и близкая к вертикальной боковая (табл. 8).

Интенсивно меандрирующие реки образуют пластообразно-вогнутые тела, достигающие значительной ширины, что связано с интенсивной миграцией русла в пределах речной долины и широким развитием отложений русловых отмелей, заполняющих постепенно всю речную долину. Формирование таких пластообразно-вогнутых песчаных тел является характерной особенностью крупных меандрирующих рек, достигающих равновесия и интенсивно расширяющих свою долину в условиях стабильного положения базиса эрозии. Ширина песчаных тел оставляемых руслами, очень разнообразна. У крупных интенсивно меандрирующих рек она может достигать десятков километров. Продольные сечения песчаных тел этого типа четковидно-линзообразно-вогнутые. В плане они имеют вид вытянутых полос или широких зон и могут прослеживаться на очень большие расстояния.

Русловые отмели на 80–60 % сложены средне- и мелкозернистыми песками. В их подошве часто присутствуют линзы гравия и галька. Слоистость косая однонаправленная мультислойная (взаимосрезающаяся), причем размер косых серий постепенно уменьшается вверх по разрезу и в сторону припойменной части русловой отмели.

Таблица 8

Фация русловых отелей ограниченно меандрирующих рек

Внутреннее строение		Генетические признаки			Модели	
Гранулометрия	Слоистость	Органические остатки	Границы		Пространственное размещение	Седиментологическая
			Подошва, кровля	Зоны выклинивания		
Песчаники средне-мелкозернистые, переходящие вверх по разрезу в алевролиты. Мд – от 0,2–0,3 мм внизу до 0,1–0,08 мм вверху. Отсортированность средняя, плохая. S ₀ – 2,5–4	Косая направленная, иногда сходящаяся. В основании серий – грубозернистый материал	Крупные обугленные растительные остатки	В подошве граница резкая, со следами размыва (конгломератовидные породы, линзочки угля). В кровле – отчетливая, пологая, по-	Расщепляются на несколько песчаных прослоев	<p>Линейно вытянутые полосовидные песчаные тела длиной сотни и тысячи км</p> 	<p>Аномалия расположена в зоне отриц. отклон. ПС. α_{ПС} – 1,0–0,7. Вид четырехугольн., кропельн. линия пологонаклонная, боковая – почти вертикаль, подошв. – гориз.</p> 
			<p>Электрометрическая</p>			

Седиментологическая модель фации отражает постепенное снижение гидродинамических уровней от очень высокого (первого) в начале формирования песчаного тела до второго или третьего в конечной стадии. Эта особенность нашла свое отражение и на электрометрической модели, которая представляет собой сложную аномалию, расположенную в области отрицательных отклонений ПС и образованную наклонной кровельной линией, чаще всего осложненной зубчатостью, вертикальной слабоволнистой боковой и всегда горизонтальной подошвенной линиями (табл. 9).

Среди *пойменных фаций* выделяются фации внешней (песчаной) и внутренней (глинистой) частей (рис. 122, 123). Внешняя часть поймы сложена песчаными осадками фаций стариц, береговых валов и песков разлива.

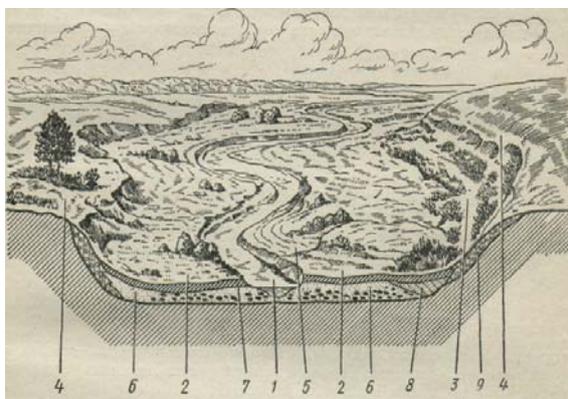


Рис. 122. Схема строения долины равнинной реки, по Н.П. Костенко из [24]:

- 1 – русло реки; 2 – пойма реки;
- 3 – зарастающая старица;
- 4 – надпойменная терраса; 5 – береговые валы;
- 6 – русловый аллювий;
- 7 – пойменный аллювий; 8 – старичный аллювий; 9 – склоновые отложения

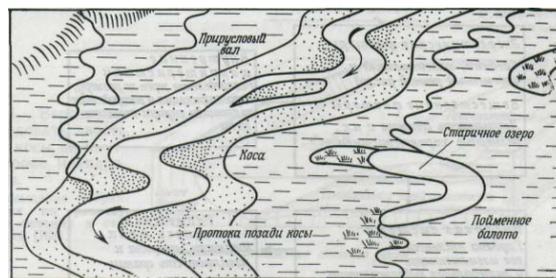
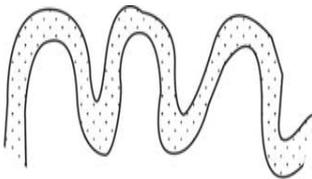
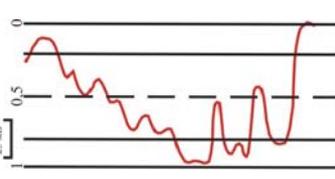


Рис. 123. Характерные черты строения пойменной долины, по Ф. Петтиджону, П. Поттеру и Р. Сиверу [39]

Фация стариц (рис. 124). Формирование старичного аллювия происходило в условиях меняющихся гидродинамических режимов. В период паводков старицы временно превращались в активно действующие боковые русла и протоки, где шло накопление песчаного материала. По мере спада паводковых вод и уменьшения скоростей водных потоков в старицах откладывались более мелкие осадки. Когда связь старицы с рекой прерывалась, она превращалась в изолированный водоем, в котором шло накопление преимущественно глинистых осадков.

Таблица 9

Фация русловых отmelей интенсивно меандрирующих рек

Внутреннее строение		Генетические признаки			Моделли		
Гранулометрия	Слоистость	Органические остатки	Границы		Пространственное размещение	Седиментологическая	
			Подолша, кровля	Зоны выклинивания			
<p>Песчаники средне- и мелкозернистые, переходящие вверх по разрезу в алевролиты и глины. Md – от 0,3–0,2 мм внизу до 0,1–0,06 мм вверху. Отсортированы средня. $S_0 - 2-4$</p> 	<p>Косая крупная, пологая, однонаправленная. Слойки волнообразные, параллельные. К основанию серый иногда приурочен гравийный материал. Вверху по разрезу слоистость более мелкая; мощность косослоистых серый сокращается</p>	<p>В нижней части обломки древесины, в верхней – отпечатки листьев, растительный детрит</p> 	<p>Нижняя граница резкая, со следами размытия. В подошве – линзы гравия, галька, окатыши глини тонкослоистых алевролитов. Переход к отложениям нижней части поймы постепенный</p>	<p>Расщеляются на мелкие песчаные прослои (двустороннезубчатые, иногда вложенные или прикасающиеся песчаные тела)</p>	<p>Пластообразно – волнообразная. Ширина очень разнообразна – до десятков км. Мощность 8-12 м</p> 	<p>Линейно вытянутые полосы длиной сотни км или широкие зоны площадью сотни и тысячи кв. км</p> 	<p>Аномалия ПС в виде четырехугольника, оскоженного сверху треугольником в зоне отрицательного отклонения $\alpha_{ПС} - 1,0-0,8$. Подошва линия гор; боковая – верг; волнистая, зубчатая; кровельная-наклонная; волнистая или зубчатая</p> 

Песчаный материал выполняет пологие асимметричные врезы, ширина которых достигает десятков или первых сотен метров, а мощность 5–6 м. Эти врезы, располагаясь друг над другом, разделены слоями глин. Выполняющие врезы пески средне- и мелкозернистые. Слоистость не всегда за-



Рис. 124. Старицы – бывшие участки русла реки Обь [81]

метна, чаще всего она косая пологая, вверх по разрезу переходящая в мультислойную. Мощность косослоистых серий достигает 0,5 м, а отдельные косые слои не превышают 1 см. В основании косых серий встречаются гравийные зерна и мелкая галька кварца, кремня, обломки песчаных и глинистых пород. Иногда отмечаются конкреции сидерита, достигающие в диаметре 1–2 см, которые располагаются вдоль косых серий.

Таким образом, отложения фаций стариц по своим гидродинамическим условиям формирования и особенности пространственного размещения занимают промежуточное положение между русловыми и пойменными осадками. Седиментологическая модель отражает уменьшение вверх по разрезу палеогидродинамической активности среды седиментации от третьего до четвертого уровней. Электрометрическая модель фации стариц близка к модели фации русловых отмелей равнинных интенсивно меандрирующих рек, от которой отличается меньшей шириной аномалии и меньшей относительной амплитудой кривой ПС (табл. 10).

Фация береговых валов (рис. 125). Отложения этой фации формируются в периоды паводков, когда полые воды реки, несущие большое количество материала, выходя за пределы русла на пойменную равнину, теряют скорость и отлагают несомый ими песчаный материал на узкой полосе, образуя береговой вал. Этот вал имеет плоскую нижнюю и выпуклую верхнюю поверхности. При наложении береговых валов друг на друга формируются более крупные песчаные образования – гривы. Береговые валы встречаются как на верхних границах русловых отмелей – прирусловые, так и на поймах – береговые.

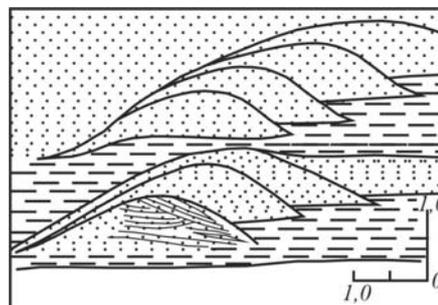
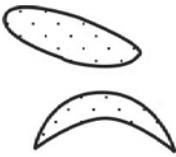
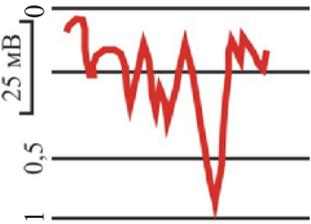


Рис. 125. Береговые валы и характер слоистости, по В.С. Муромцеву, 1984 [36]

Таблица 10

Фация стариц

Внутреннее строение		Генетические признаки			Пространственное размещение		Седиментологическая	Модели
		Слоистость	Органические остатки	Подошва, кровля				
Гранулометрия	Слоистость	Органические остатки	Подошва, кровля	Зоны выклинивания	Форма поперечного сечения	Пространственное размещение	Седиментологическая	Модели
Песчаники средне-мелкозернистые. Md от 0,15–0,20 мм внизу до 0,1–0,06 мм вверху. Отсортированность плохая. $S_0 > 4$	Косая пологая, разнотравная, правленая, клиновидная. В основании косых серий встречаются гравийные зерна и мелкая галька. Вдоль косых серий отмечаются конкреции (1–2 см) сидерита	Растительный детрит. Внизу – крупный, вверху – мелкий, обильный	В подошве граница резкая; встречается грабильные зерна, мелкая галька кварца, окатыши глины, конкреции сидерита	Постепенное выклинивание. Линзы удлинены в сторону русла, укорочены в сторону поймы	Линзовидно-вогн. асимм. Образуется пологие асимметричные врезки, располагающиеся друг над другом, разделенные про-слоями глин. Ширина десяти-ки метров, мощность – 5–6 м	Отдельные песчаные тела серповидной формы длиной сотни метров	Уменьшение вверху по разрезу гидродинамической активности до III и IV уровней	Сложная аномалия расположена в зоне отриц. откл. ПС. $\alpha_{гис} = 0,6–0,7$. Кровельная линия наклонена, осложнена зубчатостью; боковая – вертикальная, рассеянная; подошвенная – горизонтальная.
								

Осадки этой фации ограничивают внешний край речной поймы, отделяя ее от русловых отложений. Они представлены мелкозернистыми песчаниками с косо́й слоистостью, но обычно она выражена слабо. Подошва вала резкая, горизонтальная, без следов размыва, верхняя поверхность выпуклая. Поперечное сечение песчаного тела, образованного береговым валом, линзовидно-выпуклое асимметричное одностороннезубчатое, ширина его измеряется десятками метров.

В продольном сечении оно пластообразно-выпуклое. протяженность валов вдоль русел колеблется в широких пределах от сотен до тысяч метров. В плане это узкие, линейно вытянутые, редко овальных очертаний песчаные тела, занимающие площадь до десятков квадратных километров.

Седиментологическая модель фации береговых валов характеризуется наличием повышенной гидродинамической активности в начальный период их формирования (третий уровень) и ее резкого последующего ослабления. Электрометрическая модель представляет собой прямоугольный треугольник, расположенный в зоне отрицательных отклонений кривой ПС. Кровельная линия наклонена, подошвенная – горизонтальная (табл. 11).

Фация песков разливов. Отложения этой фации развиты в зоне перехода от внешней (песчаной) части поймы к ее внутренней (глинистой) части. Образование отложений песков разливов связано с прорывом берегового вала полыми водами и распространением их в пределах глинистой поймы. По мере растекания водных струй и ослабления скорости течения влекомый ими материал выпадает в осадок, образуя небольшие по мощности песчаные пласты, постепенно выклинивающиеся в сторону поймы.

По своему характеру пески разливов приближаются к береговым валам, но в отличие от них не имеют выпуклой верхней поверхности. Они протягиваются на значительные расстояния вглубь поймы, тогда как береговые валы имеют небольшую ширину, исчисляемую десятками метров.

Песчаные тела фации песков разливов в поперечном сечении представляют собой линзообразно-вогнутые резко асимметричные образования, у которых ширина во много раз превышает их мощность. Так, мощность их чаще всего равняется 1–3 м, а ширина достигает нескольких сотен метров. Верхняя и нижняя границы резкие, без следов размыва. В продольном сечении это пологие линзообразно-выпуклые образования протяженностью в сотни и тысячи метров.

Занимаемые этими телами площади (от единиц до десятков квадратных километров) имеют овальные очертания, располагаясь вдоль русла реки. Песчаные тела образованы мелкозернистыми глинистыми песками и тонко-косослоистыми алевролитами (рис. 126).

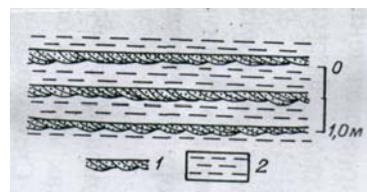
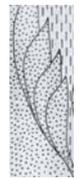
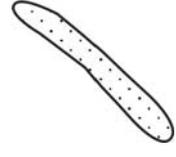
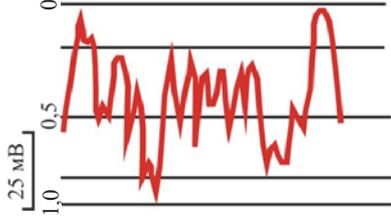


Рис. 126. Мелкая косо-волнистая слоистость, характерная для песков разливов во внешней (песчаной) части поймы, по В.С. Муромцеву, 1984 [36]

Таблица 11

Фация береговых валов

Внутреннее строение		Генетические признаки			Моделли		
		Органические остатки	Границы				
Гранулометрия	Слоистость	Подошва, кровля	Зоны выклинивания	Форма поперечного сечения	Пространственное размещение	Седиментологическая	
<p>Песчаники мелкозернистые, $Md = 0,1-0,06$ мм. Отсортированность плохая. $S_0 > 4$</p> 	<p>Косая и косо-волнистая</p>  	<p>Нижняя и верхняя границы резкие. В подошве – мелкие окатыши глини</p>	<p>Постепенное выклинивание в сторону поймы; расширяется на несколько прослоев в сторону русла</p>	<p>Линзообразно-выпуклая, ассиметричная. Ширина – 3–25 м, мощность – 0,5–2,5 м</p> 	<p>Узкие линейно вытянутые, иногда овальные песчаные тела длиной единицы и десятки км</p> 	<p>Повышенная гидродинамическая активность в начале формирования (Шурень) и ее резкое последующее ослабление</p>	<p>Электрометрическая</p> <p>Вид треугольника, расположен в зоне отриц. откл. ПС. Кровельная линия наклон., подошв. – горизонтальная</p> <p>$\alpha_{лс} = 0,6-0,5$</p> 

Седиментологическая модель песков разливов отражает накопление осадка в резко меняющейся по времени гидродинамической обстановке (третий-четвертый уровни), что связано с быстрой потерей скоростей прорвавшихся на пойму полых вод. Электрометрическая модель имеет вид треугольника, расположенного своей вершиной в переходной зоне ($\alpha_{\text{пс}} = 0,5$). Кровельная линия полого наклонена, подошвенная горизонтальная. Характерной особенностью является то, что аномалии в электрометрическом разрезе располагаются группами (табл. 12).

Фации внутренней (глинистой) части поймы. Отложения внутренней части поймы образованы фациями временно заливаемых участков и пойменных озер и болот. Обе эти фации тесно переплетаются друг с другом и характеризуются взаимными переходами как по разрезу, так и по площади. Это связано с тем, что полые воды достигали внутренних, наиболее удаленных частей поймы, когда скорости их были минимальными, а подавляющая масса более грубого обломочного материала уже выпала в осадок. В связи с этим, заливавшие пойму воды были способны переносить лишь наиболее тонкозернистые алеврито-глинистые частицы. При спаде полых вод вначале осушались наиболее приподнятые части пойм, на которых накапливались тонкогоризонтальнослоистые алеврито-глинистые осадки, сменявшиеся вверх по разрезу осадками тонких илов. Осушенные участки покрывались растительностью, на них формировались подпочвы и почвы.

В более пониженных участках поймы вначале также шло отложение принесенного полыми водами алеврито-глинистого материала. Затем при спаде полых вод в пониженных участках образовывались неглубокие изолированные водоемы, в которых продолжалось осаждение взвешенных в воде глинистых частиц. Эти частицы откладывались на дне водоемов в виде тонких горизонтальнослоистых глинистых напластований.

Седиментологические модели этих фаций характеризуются наличием перехода от четвертого к пятому палеогидродинамическому уровню. Фация пойменных озер и болот отличается от отложений временно заливаемых участков пойм тем, что на заключительных этапах формирования осадка происходило при очень низких палеогидродинамических уровнях. Электрометрическая модель фации внутренней (глинистой) части поймы представляет собой треугольник, расположенный в зоне положительных отклонений ПС, образованный горизонтальной кровельной и наклонной, интенсивно расчлененной подошвенной линиями (табл. 13).

Породы рассмотренных фаций обладают экранирующими свойствами, изолируют песчаные тела друг от друга, создавая условия для накопления в них углеводородов.

Таблица 12

Фация песков разливов

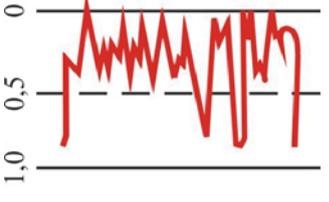
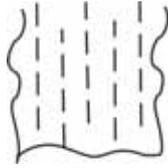
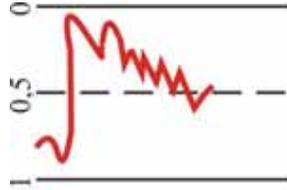
		Генетические признаки				Модели		
		Внутреннее строение		Границы				
Гранулометрия	Слоистость	Органические остатки	Подошва, кровля	Зоны выклинивания	Форма поперечного сечения	Пространственное размещение	Седиментологическая	Электрометрическая
<p>Песчаники мелкозернистые глинистые и алевролиты. $Md - 0,1 - 0,05$ мм. Отсортированность плохая. $S_0 > 4$. Вверх по разрезу и в сторону поймы увеличивается количество глинистого материала</p>	<p>Косая очень мелкая</p> 	<p>Растительный детрит</p>	<p>Нижняя и верхняя поверхности резкие. В подошве окатыши глин. Кровля полого наклонена в сторону русла</p>	<p>Постепенное выклинивание в сторону поймы</p>	<p>Линзообразно-вогнутая, резко асимметричная. Ширина десятка и сотни метров, мощность – 0,5–2,5 м</p> 	<p>Языкообразная форма песчаного тела площадью единицы и десятки кв. км</p> 	<p>Резко меняющаяся по времени гидродинамическая обстановка (III и IV уровни)</p>	<p>Вид треугольника, расположенной в переходной зоне. $\alpha_{ис} - 0,5$. Кривельная линия пологонаклон., подощв. – гориз. Аномалии полагаются группами</p> 

Таблица 13

Фация внутренней (глинистой) части поймы

Внутреннее строение		Генетические признаки		Пространственное размещение	Седиментологическая	Модели
Гранулометрия	Слоистость	Органические остатки	Границы			
Алевритоглинистые отложения. Глины темно-серые до черных с прослоями светло-серых алевритов, углей, почв. Песчаный материал < 20 %	Косоволнистая, горизонтальная тонкая 	Следы верти-кально стоящих растений, отпечатки листьев, споры, пыльца, корневые остатки 	Верхняя граница резкая	Постепенное выклинивание в сторону русла 	Линейно вытянутые тела со сложным контуром площадью сотни и тысячи кв. км 	Сложная аномалия, состоит из четырех- и трехугольников, расположенных в зоне полог. откл. ПС. $\alpha_{ПС} < 0,2$. Кровельн. линия – гориз., боковая – верт., подошв. – наклон., зубчатая 

4.2.5. Лимнические (озерно-болотные) фации

Образование этой группы фаций происходит во внутриконтинентальных или прибрежно-морских озерах и болотах. Общими признаками лимнических образований являются ограниченное распространение, соответствующее форме озера или болота, и сравнительно небольшая мощность. В связи с этим в разрезе комплекс *озерных* отложений представляет собой линзу с вогнутым основанием и относительно плоской кровлей, которая, в отличие от аллювиальной, образует не полосу, а относительно изометрическую зону. Обычны также фациальные соотношения с аллювиальными, пролювиальными и коллювиально-делювиальными образованиями. Для прибрежно-морских озер существует иногда достаточно тесная ассоциация с морскими отложениями. Характер осадков и органических остатков зависит от климатической зоны.

В *гумидном* климате озера получают воды больше, чем испаряется с их поверхности. Поэтому эти озера обычно проточные, пресные и характеризуются, как правило, терригенным составом отложений. Терригенные осадки в озерах распределяются в соответствии с законами механической дифференциации: относительно крупный материал осаждается у берегов, а вглубь распространяются все более тонкие частицы (рис. 127, а). Течения и неровности рельефа дна вносят в эту схему различные осложнения (рис. 127, б). Общую схему нарушает также неравномерность поступления осадочного материала.

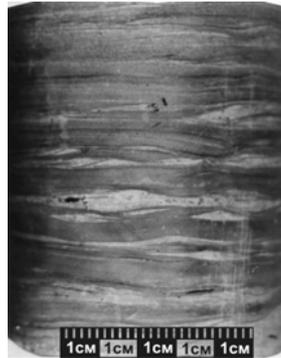
Для осадков, в целом, характерны сравнительно хорошая сортировка, наличие правильной, часто тонкой слоистости, иногда (в прибрежных зонах) – знаки ряби и неотчетливая косая слоистость (рис. 127, в, г). Образование горизонтальной слоистости объясняется тем, что в большинстве озер осаждение идет, кроме прибрежной части, в довольно спокойных гидродинамических условиях. Интенсивность поступления в озеро осадочного материала и его механический состав подвержены механическим колебаниям. Если интенсивность вноса осадков меняется по временам года, то и осадки приобретают сезонную слоистость.

Нередко в озерных отложениях обнаруживаются нарушения, вызванные оползанием полужидких пластичных осадков по наклонному дну озера. Такие оползни развиваются даже при небольших уклонах дна. В результате появляются своеобразные деформационные, в том числе, оползневые текстуры (рис. 127, д).

В озерах часто идет накопление органического вещества сапропелевого типа. Мелководные озера, которые хорошо прогреваются летом, богаты питательными веществами и планктоном, отличаются высокой биологической продуктивностью. В таких озерах имеются благоприятные условия для консервации образующегося органического материала (рис. 127, е). В озерных отложениях отмечаются растительные остатки хорошей сохранности (рис. 127, ж).



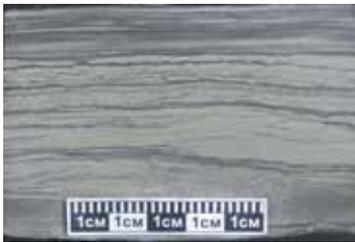
а) переход от мелкозернистого песчаника (внизу) к алевролиту, тонкие растительные остатки расположены по напластованию



б) линзовидная слоистость заполнения неровностей дна



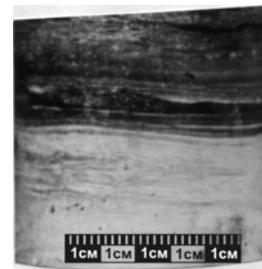
в) тонкая горизонтальная слоистость



г) пологоволнистая слоистость



д) оползневая текстура



е) резкий контакт серого алевролита (внизу) и черной глины, содержащей рассеянное органическое вещество



ж) обугленные растительные остатки хорошей сохранности



з) отчетливый контакт глины с корневыми остатками и угля (вверху)



и) глина каолинитовая с корневыми остатками (внизу), переходящая в уголь.

Рис. 127. Озерные (а–ж) и болотные (з, и) отложения. Верхняя юра юго-востока Западной Сибири, авторская коллекция

В озерах холодного гумидного климата при ослаблении приноса обломочного материала возможно образование железных бобовых руд за счет транспортировки железа реками. Если источником осадков служила кора выветривания, то образуются бокситы, железные и марганцевые руды. Они приурочены, главным образом, к береговой части.

В обстановке *аридного* климата, когда поступление вод невелико и часто не компенсирует испарение, формируются бессточные озера с повышенной минерализацией. В отличие от озер гумидной зоны, здесь наряду с терригенной, идет, а иногда и преобладает, хемогенная седиментация. Накапливаются известняки, доломиты, магнезиальные силикаты, а также растворимые соли – гипсы и ангидриты, хлориды.

К группе лимнических фаций относятся и *болота*. В осадках болот преобладают накопления торфа, переходящего в уголь (рис. 127, з). Кроме того, среди болотных отложений присутствуют глинистые (преимущественно каолинитового состава), а в отдельные периоды и песчано-алевритовые осадки, как правило, с обильными остатками растений (рис. 127, и). Торфяники часто залегают на озерных отложениях или ископаемых почвах. Болотные фации являются одним из примеров концентрированного накопления и сохранения органического вещества. Исходный состав, в котором преобладает высшая растительность, предопределяет преимущественно гумусовый характер органического материала и его последующую углефикацию.

4.2.6. Ледниковая фация

Ледниковые отложения формируются в областях материкового и горного оледенения. Собственно ледниковыми образованиями являются морены; водно-ледниковыми – флювиогляциальные и озерноледниковые осадки.

Морены образуются из материала, принесенного ледником и оставшегося на месте после его таяния. В общем случае – это несортированные неслоистые отложения, состоящие из различных по размеру валунов, глыб, сцементированных песчано-глинистым материалом. Петрографический состав обломков чрезвычайно разнообразен. Наряду с местными породами, захваченными ледником при его перемещении, в значительном количестве имеется петрографически совершенно чуждый и принесенный издалека материал. Характерна также своеобразная штриховатость и полированность отдельных валунов.

Непосредственно у внешнего края ледника многочисленные и не имеющие собственных долин ручейки и речки талых вод выносят и в пределах зандровых равнин переоткладывают переносимый ледником материал и конечноморенные накопления. Эти *флювиогляциальные* от-

ложения представлены вначале несортированными породами (рис. 128). Несколько дальше это лучше отсортированные, преимущественно песчаные осадки. При дальнейшем удалении от ледника поверхностный сток постепенно приобретает упорядоченный характер, текущие воды локализуются в долинах, т.е. превращаются в реки, и флювиогляциальные отложения замещаются аллювиальными (рис. 129).



Рис. 128. Современные флювиогляциальные отложения. Горный Алтай. Фото А.В. Осипова

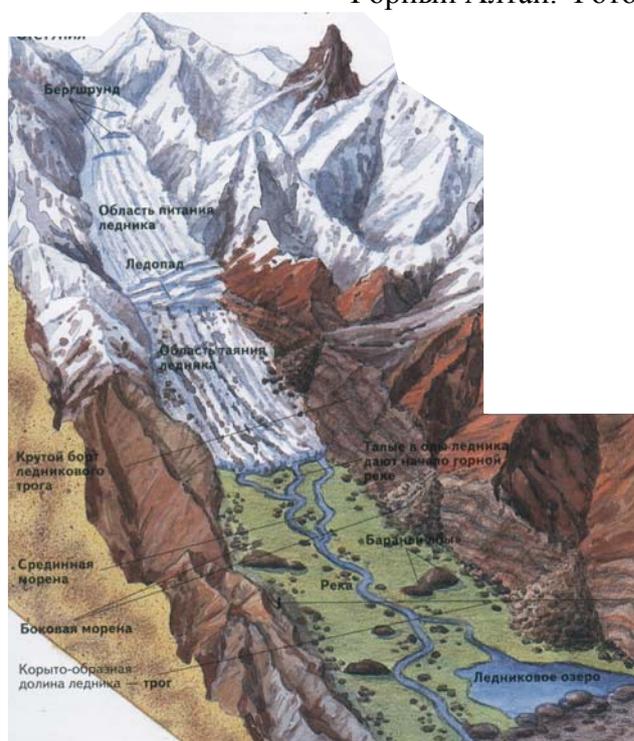


Рис. 129. Область таяния ледника [81]

В пределах задровых равнин в отдельных депрессиях и при наличии локальных подпоров образуются озера, где идет накопление *лимногляциальных* осадков. Они характеризуются более тонкозернистым составом, наличием тонкой горизонтальной слоистости. Типичным примером подобных образований являются ленточные глины.

4.2.7. Эоловая фация

Эоловые отложения образуются в результате выпадения из воздуха или путем волочения по поверхности земли песчаных и алевритовых частиц. Они занимают довольно небольшую часть общей массы ископаемых отложений, так как материал, отложенный ветром, в дальнейшем очень часто размывается и переотлагается водой. Крупные эоловые накопления формируются преимущественно в пустынях, в меньшей степени на низменных морских побережьях и по берегам рек в виде дюн.

Для эоловых отложений, в целом, характерна наилучшая среди других типов осадков отсортированность и окатанность зерен, проявляющаяся наиболее отчетливо в песчаных фракциях. Поверхность зерен становится либо блестящая полированная, либо рябая. Уменьшается количество легко истираемых минералов (гипса, роговой обманки, пироксенов, эпидота, полевых шпатов) и относительно возрастает число устойчивых к механическому воздействию минералов (кварца, гранатов, циркона, силлиманита, магнетита), практически отсутствуют слюды.

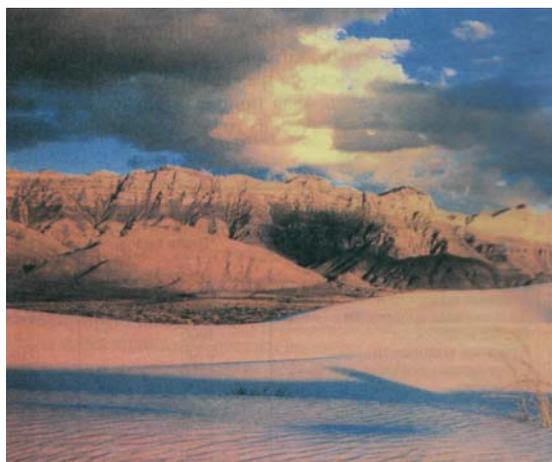
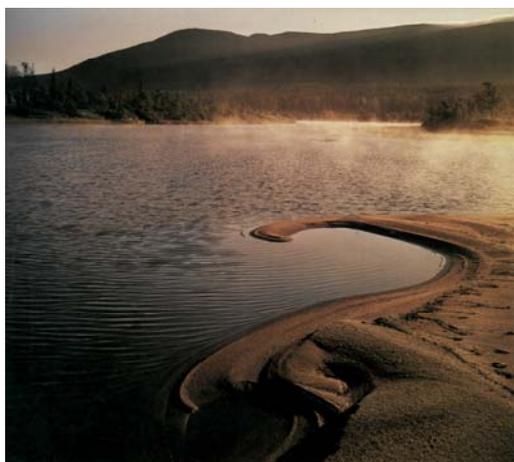


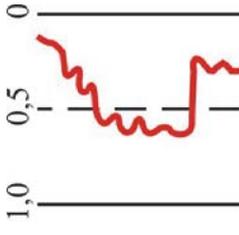
Рис. 130. Речные дюны:

а – [97], б – [91]

В ископаемом состоянии встречаются эоловые осадки, образовавшиеся на берегах рек. Активное образование речных осадков происходит только во время высоких паводков, а большую часть времени речные отложения подвержены действию ветра. В условиях влажного

Таблица 14

Фация речных дюн (эоловая)

Внутреннее строение		Генетические признаки			Пространственное размещение		Седиментологическая	Модели
		Слоистость	Органические остатки	Границы				
Гранулометрия	Слоистость	Органические остатки	Подошва, кровля	Зоны выклинивания	Форма поперечного сечения	Пространственное размещение	Седиментологическая	Модели
Песчаник мелкозернистый Md – 0,1 мм. Отсортированность хорошая S ₀ – 1,2–1,8 мм. Обломочные зерна окатаны. Преимущественно кварцевый состав. Окрасен в красный, оранжевый, желтый цвета из-за ожелезнения. Слабо сцементирован.	Косая крупная, пологая или отсутствует	Отсутствуют. В верхних частях – корни растений	Подошвенная граница резкая. Кровельная – резкая или отчетливая с вышележащими углелистыми глинистыми отложениями при наличии растительности	Постепенное выклинивание к красным частям	Линзообразная, выпуклая, симметричная. Ширина – 8–15 м, высота – 2–3 м	Линейно-вытянутые параллельно руслу песчаные тела длиной десятки и сотни метров	Средняя степень динамической активности среды седиментации – III уровень	Электрометрическая
								

климата действие ветра сдерживается покровом растительности. Однако в условиях сухого климата или в засушливые периоды отложения кос, перекаатов, русловых отмелей, даже паводковые площади являются объектами деятельности ветра. На них образуются песчаные дюны.

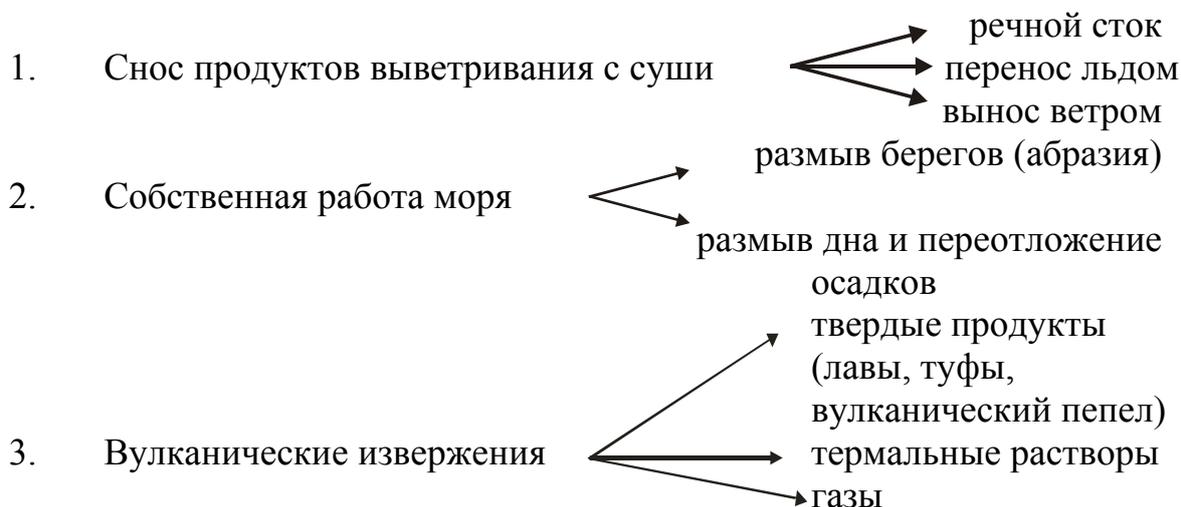
Это песчаные тела удлиненной формы, расположенные обычно параллельно руслу (рис. 130). Особенности строения речных дюн, седиментологическая и электрометрическая модели показаны в табл. 14.

4.3. Морская обстановка осадконакопления

Отличительными особенностями морских отложений являются:

- 1) относительное постоянство их состава на обширной территории, так как условия осадконакопления довольно стабильны на значительных пространствах и меняются не столь резко, как на континенте;
- 2) преимущественное развитие процессов накопления осадков;
- 3) обилие органических остатков животного происхождения;
- 4) широкое развитие хемогенных образований, обусловленное солевым режимом, газовым составом и температурой морской воды.

Моря получают осадочный материал, главным образом, из трех источников:



На характер морских отложений влияют следующие факторы [11]:

- 1) наличие волнений и течений, которые обуславливают разнос поступающего в водоемы материала и его отложение;

- 2) рельеф дна бассейна седиментации, оказывающий влияние на направление морских течений, которые формируют отмели и котловины, характеризующиеся специфическим составом осадков и геохимической средой осадконакопления;
- 3) физические свойства морской среды – температура, давление, прозрачность, количество и разнообразие органической жизни, которые непосредственно способствуют осаждению многих компонентов из морской воды;
- 4) климат, оказывающий влияние на температуру, соленость воды, развитие органического мира, состав поступающего с прилегающей суши материала, карбонатообразование, накопление угленосных, кремнистых или эвапоритовых толщ;
- 5) степень изолированности морского бассейна определяет газовый обмен и солевой режим вод; в условиях гумидного климата изолированные бассейны седиментации подвержены опреснению, аридного – засолению;
- 6) глубина бассейна седиментации является наиболее важным фактором морского осадконакопления, так как от нее зависят освещенность, состав и количество органических остатков, гидродинамический режим, размеры обломочного материала, скорость осадконакопления, температура воды и т.д.

По последнему признаку морские фации (и отложения) подразделяются на литоральные (прибрежно-морские), неритовые (шельфовые), батимальные и абиссальные (рис. 131).

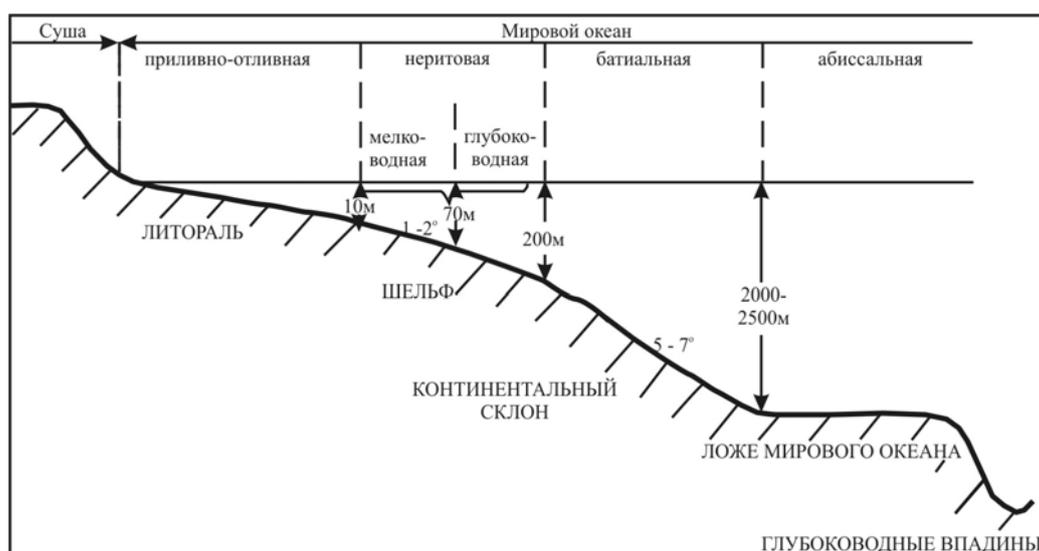


Рис. 131. Зоны отложения морских осадков и рельеф дна Мирового океана, по В.С. Мильничуку и М.С. Арабаджи, 1989 г. [35] с упрощениями

4.3.1. Прибрежно-морской комплекс фаций

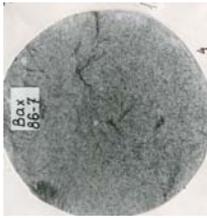
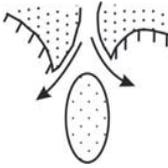
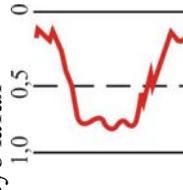
Прибрежная часть моря является одним из участков, где происходит интенсивное накопление терригенного материала. Именно в прибрежной части моря происходит формирование разнообразных песчаных образований, среди которых необходимо отметить следующие: устьевые и вдольбереговые бары, подводные валы, барьерные острова, косы, пляжи, а также отложения, связанные с вдольбереговыми и разрывными течениями. Описание их строения, закономерностей распространения, седиментологических и электрометрических моделей дается, в основном, по работе В.С. Муромцева [36]. Наибольшее количество обломочного материала выносят *реки*, представляющие собой основные транспортные артерии, по которым терригенный материал поступает в области седиментации, т.е. в места своего захоронения. Обломочный материал, выносимый пресными водами рек, попадает в соленые морские воды, и на стыке двух сред – континентальной и морской – происходят сложные процессы, приводящие к его аккумуляции в устьях рек в значительных количествах.

Фация устьевых баров. Отложения устьевых баров образуются при впадении речных вод в морской бассейн. При выходе из устья реки поток пресной воды, растекаясь по поверхности соленой морской воды, имеющей большую плотность, теряет скорость и отлагает влекомый им терригенный материал в прибрежной части моря: формируется отмель – устьевой бар. По мере приближения бара к поверхности моря активность среды будет возрастать, что повлечет за собой постепенное увеличение размерности обломочных частиц вверх по разрезу песчаного тела бара.

После того, как бар выйдет на поверхность моря, на него в периоды паводков будут воздействовать воды, поступающие с суши. Эти воды, обладающие большими скоростями течения и несущие большое количество терригенного материала, будут промывать в теле бара промоины (протоки) и по ним выносить обломочный материал, откладывая его у внешнего склона устьевого бара и постепенно наращивая его в сторону моря. По мере спада паводков и ослабления скорости речных вод в протоках откладывается наиболее грубый обломочный материал, а на участках, расположенных между ними, – песчано-глинистые отложения, характерные для речных пойм.

Морфология песчаного тела устьевого бара имеет ряд особенностей, свойственных этой фации. Поперечное сечение песчаного тела линзообразно-двояковыпуклое симметричное или асимметричное, чаще всего осложнено зубчатостью. Песчаные тела могут быть простыми изолированными или сложно построенными, состоящими из нескольких соприкасающихся песчаных тел. Ширина поперечного сечения меняется в значительных пределах: от единиц до десятков километров в зависимости от речной системы

Фация устьевых баров

Генетические признаки		Границы		Пространственное размещение	Седиментологическая	Модели
Внутреннее строение	Органические остатки	Подошва, кровля	Зоны выклинивания			
<p>Гранулометрия</p> <p>Песчаники мелко-зернистые. $Md - 0,08-0,12$ мм.</p> <p>Отсортированность хорошая. $S_0 - \text{ок. } 2$.</p> <p>Содержание песчаных пород 40–60 %. В основании – галька глины и тонкослоистых алевролитов</p> 	<p>Слоистость</p> <p>Косая крупная, однонаправленная сходящаяся и разноразправленная, клиновидная. В верхах – тонкая горизонтальная.</p> 	<p>Подошва, кровля</p> <p>Верхняя и нижняя границы резкие. В подошве следы размыва в виде окатышей глины и конкреций сидерита</p> 	<p>Зоны выклинивания</p> <p>Песчаное тело двустороннее зубчатое</p>	<p>Форма поречевого сечения</p> <p>Линзообразно – двояковыпуклая. Ширина – единицы и десятки км. Мощность – до 10 м</p> 	<p>Пространственное размещение</p> <p>Овальные, изометричные, веерообразные, серповидные тела площадью десятки и сотни кв. км</p> 	<p>Электрометрическая</p> <p>Сложная аномалия ПС в виде равнобедренной трапеции в зоне отриц. отклонений. $\alpha_{\text{плс}} - 0,8-0,6$.</p> <p>Подошв. линия – наклонная прямая или зубчатая; боковая – вертикак. прямая или волн., кровельн., наклон. прямая, волнистая или зубчатая</p> 

и бассейна, в который она впадает. Продольное сечение песчаного тела линзообразно-выпуклое или линзообразно-изогнутое, причем изгиб очень пологий и зависит от глубины прибрежной части бассейна. Протяженность песчаного тела может достигать десятков километров.

Устьевые бары весьма разнообразны по своим очертаниям и могут их часто менять в зависимости от преобладающего влияния речных или морских условий. Бары могут быть овальной, изометрической, веерообразной или серповидной формы. Занимаемая ими площадь составляет десятки и сотни квадратных километров.

Для устьевых баров характерно обилие обугленного растительного детрита, обрывков растений, обломков стволов. Отложения этой фации на 40–60 % состоят из хорошо отсортированных мелкозернистых косослоистых песков.

Седиментологическая модель фации устьевого бара отражает вначале увеличение палеогидродинамической активности среды седиментации от четвертого до первого-второго уровней, затем следует их стабилизация в течение того или иного периода и в конце формирования бара – постепенное ослабление динамики среды до четвертого-пятого уровней. В связи с этим электрометрическая модель фации представляет собой сложную аномалию, расположенную в зоне отрицательных отклонений ПС, которая при некоторой геометрической формализации будет напоминать равнобедренную трапецию. Кровельная линия аномалии – наклонная прямая, либо волнистая или зубчатая, боковая – вертикальная прямая или волнистая, подошвенная – наклонная прямая или зубчатая (табл. 15).

Собственная работа моря выражается в разрушении морских берегов волнами (абразии) и подводных размывах ранее отложившихся на дне песчаных осадков.

Разрушение берегов происходит несколькими способами: непосредственным воздействием прибойной волны, механическим истиранием берега обломками горных пород и химическим растворением. Ударное воздействие производится прибойной волной в момент её опрокидывания на берег (рис. 132). Только за счет ударной силы волны способны разрушать довольно прочные породы, непрерывно долбя их своеобразными гидравлическими клиньями, возникающими при волновых ударах. Если же в волне оказываются механические обломки, поднятые ею со дна (галька, гравий, песок), то разрушительное воздействие резко увеличивается. В этом случае волны абразируют, истирают крутой берег, пропиливают выемки и трещины, подтачивают породы (рис. 133).



Рис. 132. Ударное волновое воздействие на скальный берег [91]



Рис. 133. Останцы разрушенных скальных пород [91]

Содержание в морской воде различных солей, газов (прежде всего CO_2) делает её химически активной, способной растворять породы, слагающие берега.

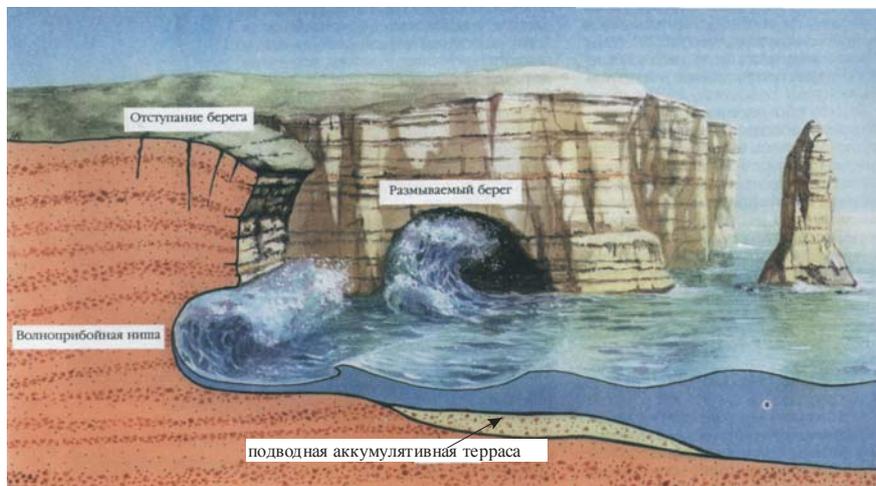


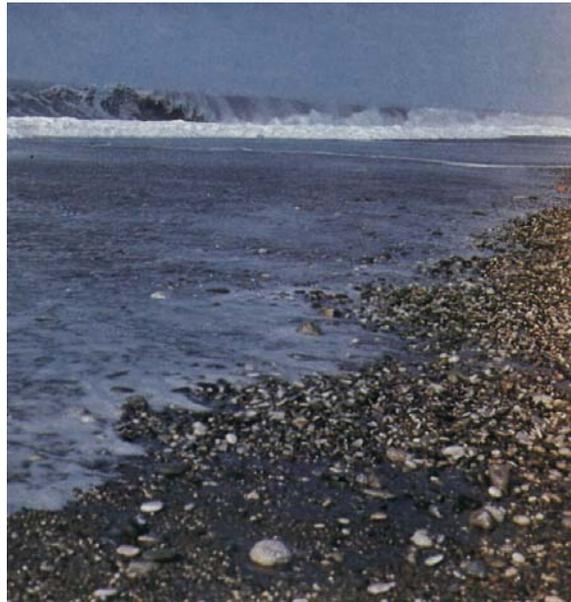
Рис. 134. Схема абразионного берега [93]

Морская абразия, действующая на берег постоянно, вначале приводит к образованию волноприбойной ниши или горловины, которая располагается в основании крутого берега (рис. 134). При разрастании волноприбойной ниши в глубь материка вода подмывает крутой берег до тех пор, пока он не обрушится под действием собственной массы. Возникшие обломки формируют намывную (аккумулятивную) террасу, а крутой берег (клиф) отступает в сторону континента [22].

Морские течения и волны перераспределяют обломочный материал, попавший в море из рек или при собственном разрушении берега. Во взвешенном состоянии течения, приливы и отливы способны переносить сравнительно мелкие частицы. Сравнительно крупный обломочный материал вдоль берега переносится под действием косой волны, набегающей на берег под острым углом. В этом случае твердые частицы двигаются по зигзагообразным траекториям, периодически приближаясь и отдаляясь от берега (рис. 135).



а



б

Рис. 135. Морской пляж

а) по А.М. Горбачеву, 1973 [24]; б) по Г.И. Рычагову и др. [87]

При таком движении даже крупная галька диаметром 5–6 см переносится на многие километры, а песок – на сотни километров. На низких, наклоненных в сторону моря, берегах формируются отложения пляжей и приморских болот.

Фауна пляжей. Пляжевые отложения распространяются в пространстве между зонами опрокидывания волн и их максимального заплеска. Материал, слагающий пляжи, может быть самым различным: от песков до галечников. Чем круче склон, тем грубее обломочный материал пляжа.

Поступление терригенного материала на пляж осуществляется за счет переноса его волнами и вдольбереговыми течениями. В пределах пляжа обломочные частицы, двигаясь вверх и вниз по склону, одновременно перемещаются и вдоль берега. При этом происходит сортировка зерен в зависимости от гидродинамических условий по их размерам и плотности. Наиболее крупнообломочный материал концентрируется у основания фронтального откоса пляжа и в зоне береговых валов.

В поперечном сечении песчаные тела пляжей имеют линзообразно-выпуклую асимметричную форму. Ширина их составляет десятки и сотни метров. В продольном направлении песчаные тела имеют линзообразно-вогнутое, чаще симметричное сечение и простираются вдоль берега на десятки и сотни километров. Занимаемая площадь достигает десятков и сотен квадратных километров, представляя собой в плане линейно вытянутые полосы. Отложения пляжей, представленные хорошо окатанными, отсортированными песками, гравием или галькой, могут содержать в большом количестве как целые, так и битые раковины, однако в ряде случаев остатки фауны полностью отсутствуют. Пляжевые пески часто обо-

гащены тяжелыми минералами. Пески косослоистые, одно- и разнонаправленные. Слоистость подчеркнута намывами растительного детрита.

Энергетический уровень среды формирования этих осадков очень высоки. Гидродинамическая активность в период образования песчаного тела носила прерывистый характер, всегда увеличиваясь в конечных стадиях его отложения. В связи с этим седиментологическая модель фации пляжей характеризуется наличием двух максимумов гидродинамической активности (первый и второй уровни). Электрометрическая модель этой фации представляет собой сложную аномалию в виде двух прямоугольных треугольников, расположенных один над другим в зоне отрицательных отклонений ПС. Кровельная линия горизонтальная, подошвенная слабо наклонена и чаще всего рассечена (табл. 16).

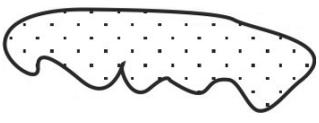
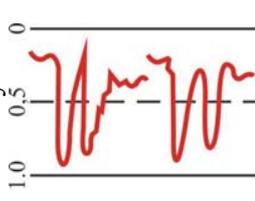
Фация приморских болот (маршей, лайд). Приморские болота (марши) и приморские луга (лайды) занимают значительные участки низменных побережий. Приморские болота возникают в наиболее пониженных участках осушенной поверхности морского дна, которые постепенно заносятся песчаным и алевритовым материалом, сносимым поверхностными водами и ветрами с прилегающих участков суши. В зависимости от климатических колебаний, площади, занимаемые болотами, и количество поступающего в них терригенного материала испытывают постоянные изменения, что приводит к переслаиванию глин, углей, алевролитов и песков. На более высоких осушенных участках морского дна развиваются приморские луга. При трансгрессии морского бассейна площади, занимаемые приморскими болотами, расширяются, а затем затапливаются, превращаясь в мелководные морские заливы, на дне которых формируются глинистые отложения.

Алеврито-глинистые отложения маршей, выполняющие пониженные участки морских побережий, образуют линзообразно-вогнутые глинистые тела, мощность которых не превышает единиц, редко первых десятков метров при очень значительной ширине их поперечного сечения (десятки километров и более). Такую же форму имеют продольные сечения этих тел, протягивающихся вдоль морских побережий на десятки и сотни километров. Площадь развития этих отложений представляет собой вытянутую вдоль береговой линии зону со сложными очертаниями и исчисляется десятками и сотнями квадратных километров.

Из органических остатков наиболее характерны вертикально стоящие стебли растений, многочисленные отпечатки листьев, споры, пыльца. Типичными породами этих фаций является черные углистые глины, угли, погребенные почвы и подпочвы. Песчаный материал распределен неравномерно и встречается в виде тонких горизонтальных прослоев. Содержание его не превышает 20 %. Текстура пород комковатая и тонко-горизонтальнослоистая.

Таблица 16

Фация пляжей

Внутреннее строение		Генетические признаки				Моделли			
		Слоистость	Органические остатки	Подощва, кровля	Зоны выклинивания			Пространственное размещение	Седиментологическая
Гранулометрия	Слойность	Органические остатки	Границы	Зоны выклинивания	Форма поперечного сечения	Пространственное размещение	Седиментологическая	Моделли	
Песчаники крупно-средне- и мелкозернистые, галечники. $Md - 0,15-0,25$ мм и более. Отсортированность хорошая. $S_0 - 1,5-1,8$. Обломочный материал хо-рошо окатан. Иногда обогащены тяжёлыми минералами	Косая тонкая, пологая, одно- и разнонаправленная; иногда клиновидная, подчеркивается растительным детритом	Остатки фауны встречаются редко; иногда изобилуют в виде целых и битых раковин, часто окатанных. Намывы растительного детрита. В кровле – остатки корневых систем	Верхняя и нижняя границы резкие. Залегают на песчаном алевритовых глинистых отложениях забаровых лагун. Покрываются глинисто-алеоврит. отложениями с корнями и линзами угля	Расщепляются на отдельные прослои в сторону моря. Постепенно выклиниваются к берегово-морскому уступу	Линзообразно-выпуклая, асимм. Ширина десятки км, сотни метров, единицы км. Высота – около 2 м. Формируются вдоль низких прибрежно-морских равнин	Линейно вытянутые тела длиной десятки км	Гидродинамическая активность при формировании песчаного тела имела прерывистый характер, всегда увеличивается в конечных стадиях его отложения (до II-I уровней)	Аномалия ПС в виде двух слившихся треугольников с вершинами в зоне отриц. отклонений. $\alpha_{плс} - 1,0-0,8$. Подошв. линия наклонная зубчатая или рассеянная; бок. – отсутствует; кровельная – горизонт. прямая или зубчатая	  
									

Фации приморских болот (маршей, лайд)

Внутреннее строение		Генетические признаки			Моделли				
Гранулометрия	Слоистость	Органические остатки	Границы		Форма поречного сечения	Пространственное размещение	Седиментологическая	Электрометрическая	
			Подощва, кровля	Зоны выклинивания					
Глины темно-серые, с про-слоями углей, почв, черные, углистые. В кровле – гли-алевит. неправ-вильн. чередов.	Горизонтальная, линзовидная, не-правильная. Текстура комковатая, пятнистая	Обрывки растений, верти-кально стоящих стволов деревьев, корневые остатки, отпечатки листьев, споры, пыльца	Нижн. гра-ница резк. При транс-грессии морского бассейна переходят в песч.-глин. отлож. за-баровой ла-гуны или резко пере-кряв. пля-жев. песча-ник. При регрессии резк. грани-ца с дельт. или аллюв. отл.	Интенсивно рассе-чаны пес-чано-алеви-товыми про-слоями со всех сторон	Линзооб-разно-вогнутая асимм. Ши-рина – еди-ницы и де-сятки км. Мощность – 1–2 м. Забо-лоченные участки низменных морских берегов	Углисто-глинистые тела линейно-вытянутой формы со сложным контуром площадью десятки и сотни кв.км	Возраста-ние дина-мической активно-сти среды осадкона-копления от V уров-ня к III на завер-шающих этапах формиро-вания	Аномалия ПС в виде треуголь-ника в зоне по-ложительных отклонений $\alpha_{ис} - 0,4-0,2$. Подошвенная линия гор. пря-мая; бок. – отсут-ствует; кров. – крутонаклонная зубчат. или рас-сеченная	

Энергетические уровни среды формирования осадков в целом низкие. Количество глинистого материала уменьшается вверх по разрезу. Электрометрическая модель осадков этой фации представляет собой треугольник, расположенный в зоне положительных отклонений кривой ПС ($\alpha_{\text{ПС}} \leq 0,4$) горизонтальной подошвенной, сильно изрезанной боковой и наклонной кровельной (табл. 17).

Работа моря заключается и в **подводных размывах** ранее отложившихся на дне песчаных осадков. В прибрежной части моря формируются разнообразные песчаные тела, такие, как подводные валы, бары, косы, барьерные острова, а также отложения, связанные со вдольбереговыми и разрывными течениями.

Фация вдольбереговых баров. При постоянной волновой деятельности образуются **п о д в о д н ы е в а л ы**, которые представляют собой вытянутые валообразные скопления обломочного материала, отделенное от берега вдольбереговой промоиной. По мере роста каждого подводного вала в высоту он начинает служить все большим препятствием для волн, которые откладывают на его поверхности все новые и новые порции терригенного материала. Часть этого материала переносится волнами через гребень вала на его внутренний (обращенный в сторону берега) склон, в результате чего вал растет вверх, постепенно перемещаясь в сторону берега и превращаясь во вдольбереговой бар.

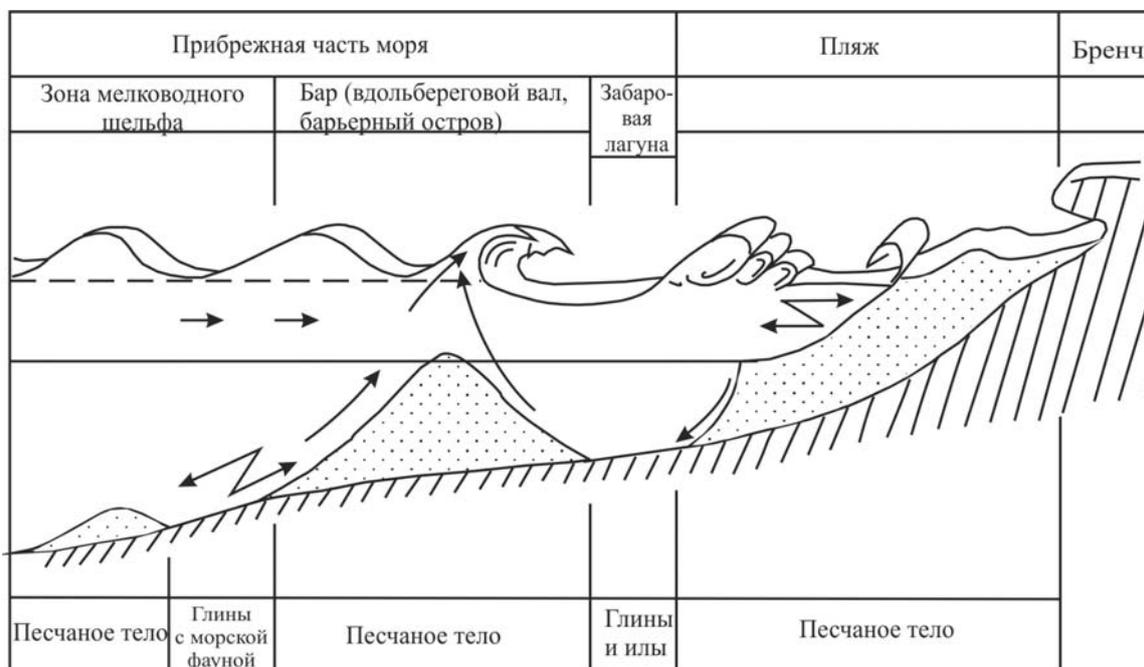


Рис. 136. Типовая модель образования аккумулятивных песчаных тел в прибрежной части мелководного моря, по В.С. Муромцеву, 1984 [36]

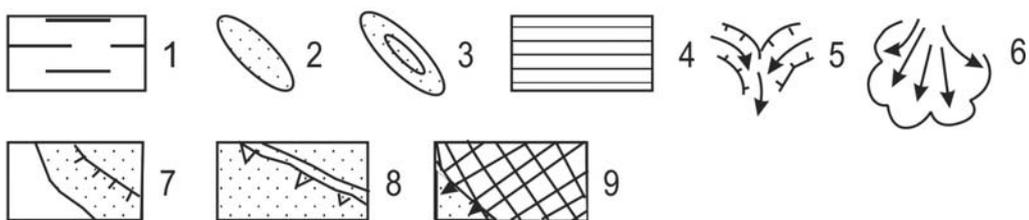
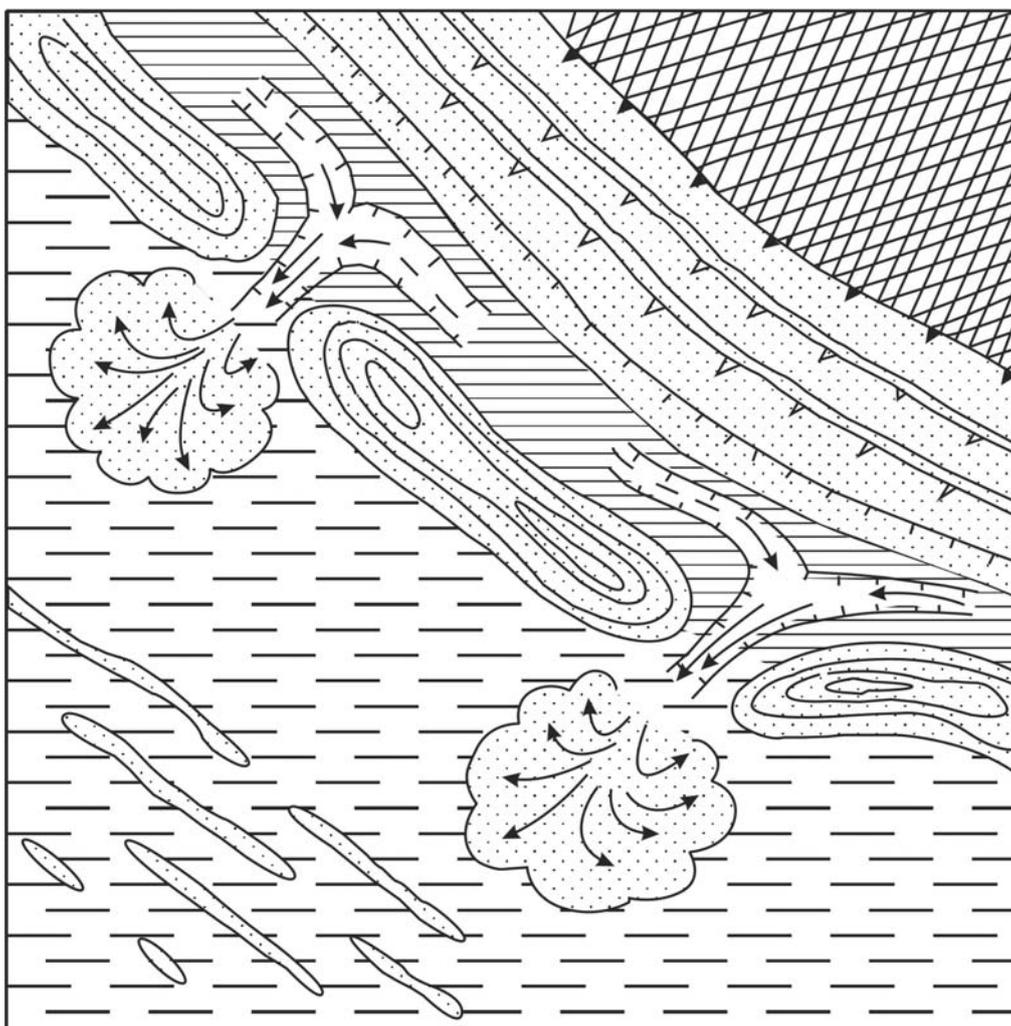
Баром называется песчаный вал, расположенный на некотором расстоянии от берега и выступающий из-под воды в период отлива. Расположенный между баром и берегом участок моря образует лагуну (рис. 136, 137). Постепенно перемещаясь в сторону берега, бар может выйти на поверхность и превратиться в остров или цепь островов, которые образуют барьер между берегом и морем.

Эти аккумулятивные формы низкого морского побережья образуются при фронтальном (перпендикулярном) действии волн на берег. В тех случаях, когда волны двигаются под углом к берегу, образуются, кроме названных песчаных образований, косы и пересыпи (рис. 138). Косо́й называется узкий намывной вал, выступающий над уровнем моря и прилегающий одним концом к берегу. Косо́й – перемы́ растут от выступов берега, где набегаящая косо́ от берега волна испытывает перелом. Намывные косо́ образуются, наоборот, в вогнутых участках берега. Пересыпи представляют собой валы, образованные из сросшихся кос. Они могут совсем отчленить лагуну от моря.

Подводные валы и бары образуют асимметричные песчаные тела высотой до 10 м с выпуклой верхней и горизонтальной нижней поверхностями, постепенно выклинивающиеся в сторону моря и расщепляющиеся на отдельные песчаные прослои в сторону лагуны, протягивающиеся параллельно берегу на десятки и сотни километров. Эти образования сложены мелкозернистыми песчаниками с хорошей сортировкой обломочного материала, с косо́й разнонаправленной слоистостью.

Песчаные тела баров в поперечном сечении линзообразно-выпуклые асимметричные одно- или двустороннезубчатые. Они залегают либо изолированно, либо образуют сложно построенные песчаные образования, состоящие из нескольких соприкасающихся или примыкающих друг к другу песчаных тел. Ширина вдольбереговых баров исчисляется как сотнями метров, так и несколькими километрами. От баров прибрежные валы отличаются меньшими размерами и в частности меньшей шириной (десятки метров) и мощностью (первые метры). Продольные сечения этих двух аккумулятивных форм также сходные. Они образуют четковидно-выпуклые, линейно вытянутые валы, протягивающиеся на десятки и сотни километров и занимающие площадь в сотни и тысячи квадратных километров.

Структура баров, формировавшихся в условиях трансгрессии и регрессии бассейнов, диаметрально отличаются. Модель формирования трансгрессивных баров характеризуется тем, что начальный этап их образования связан с высокой динамикой водной среды (I–II гидродинамический уровень), обусловивший накопление относительно грубозернистых осадков. По мере развития трансгрессии и



- 1 - мелководная часть шельфа; 2 - песчаные гряды;
 3 - бары и барьерные острова; 4 - забаровая лагуна;
 5 - рывины, образованные вдольбереговыми и размывными течениями;
 6 - головы размывных течений;
 7 - фронтальный откос пляжа; 8 - береговые валы;
 9 - клиф

Рис. 137. Схема образования и размещения аккумулятивных песчаных тел в прибрежной части мелководного моря, по В.С. Муромцеву, 1984 [36]

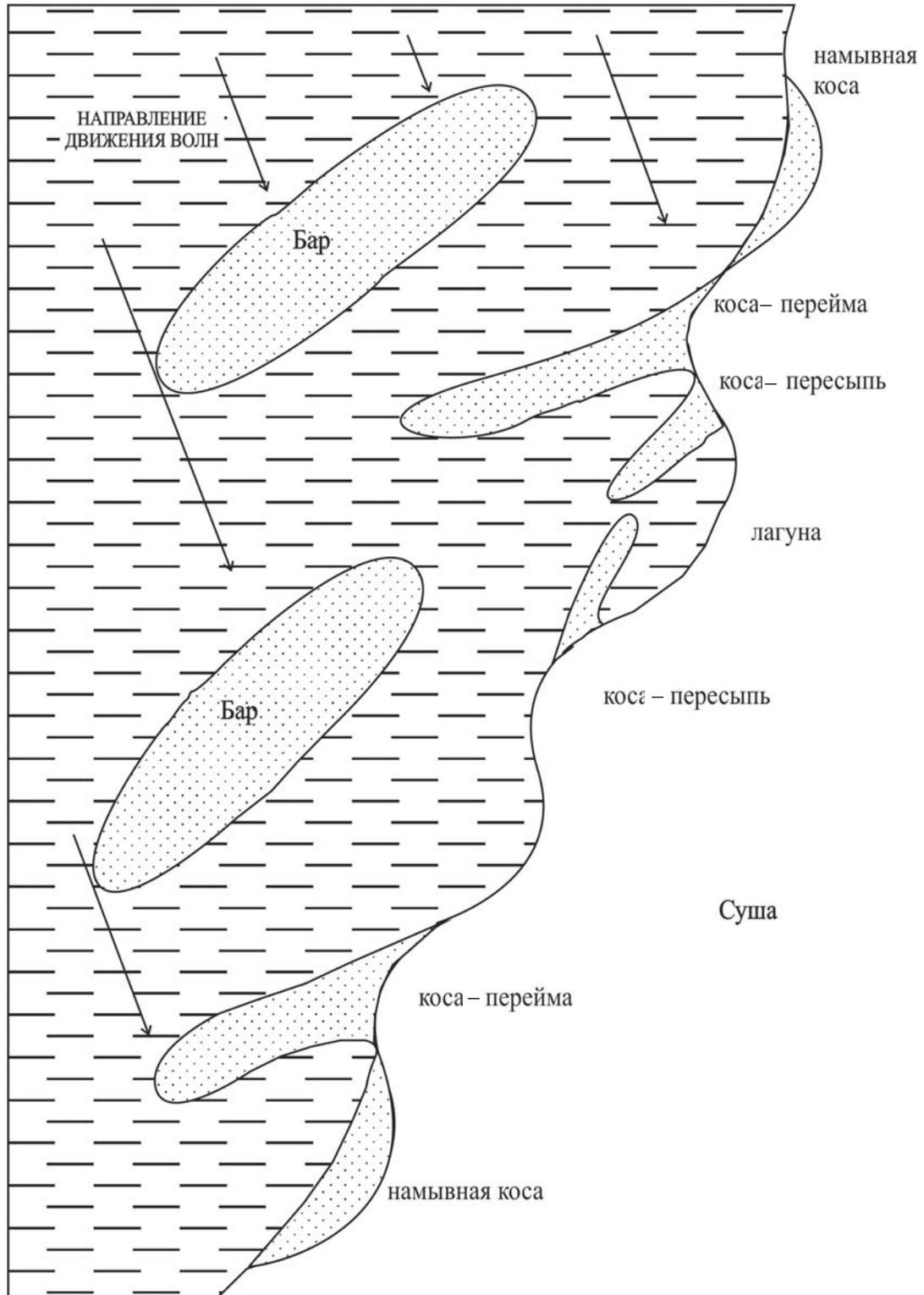


Рис. 138. Распределение аккумулятивных песчаных тел при косом набегании волн на берег, по В.С. Муромцеву, 1984 [36]

углубления бассейна происходит снижение гидродинамической активности (до III–IV гидродинамического уровня) и отложение тонкозернистых и глинистых осадков. В связи с этим электрометрическая модель фации вдольбереговых трансгрессивных баров представляет собой аномалию ПС в виде треугольника, расположенного в зоне отрицательных отклонений. Для аномалии характерны горизонтальная подошвенная и наклонно-зубчатая кровельная линии (табл. 18).

В условиях регрессирующего морского бассейна перемещение гребня бара происходит вслед за отступающим морем, и зона отложений относительно грубозернистых осадков, формирующихся при высоких гидродинамических уровнях, перемещается в сторону моря, перекрывая образовавшиеся ранее более тонкозернистые осадки. Поэтому седиментологическая модель регрессивного бара отражает увеличение активности среды седиментации от низких гидродинамических уровней, характерных для начальных этапов его формирования до высоких и очень высоких – на завершающих этапах образования песчаного тела. Электрометрическая модель фации вдольбереговых регрессивных баров представляет собой простую аномалию в виде треугольника, расположенного в зоне отрицательных отклонений ПС. Кровельная линия горизонтальная, подошвенная – наклонена, осложнена зубчатостью (табл. 19).

Ф а ц и я б а р ь е р н ы х о с т р о в о в . Барьерные баровые острова представляют собой отдельные бары или несколько наложенных друг на друга баровых гряд, вышедших на поверхность в виде островов. Прибрежные части этих островов могли подвергаться перемыву или намыву осадков. С момента образования острова вдоль его береговой линии под воздействием прибойных волн накапливается хорошо отсортированный обломочный материал.

Поперечные сечения песчаных тел барьерных островов пластообразно-выпуклые двустороннезубчатые, их ширина достигает несколько десятков километров. Продольные сечения четковидно-линзообразно-выпуклые. Отложения этой фации простираются на десятки и сотни километров. В плане они чаще всего имеют вытянутые линейные или овальные очертания, занимаемая ими площадь достигает десятков и сотен квадратных километров. Органические остатки, встречаемые в осадках барьерных островов, те же, что и в баровых отложениях (скелеты морских организмов, чаще всего пеллециподы). Барьерные острова сложены песками (60–90 %) косослоистыми, преимущественно средне- и мелкозернистыми. Алевролиты и глины занимают строго подчиненное значение. Падение косых серий направлено перпендикулярно к береговой линии.

Таблица 18

Фация вдольбереговых трансгрессивных баров и подводных валов

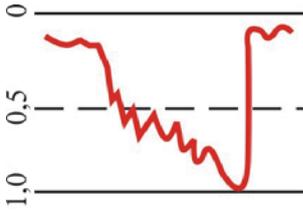
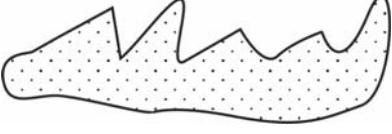
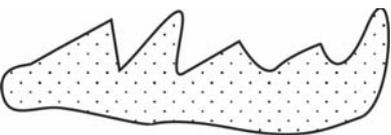
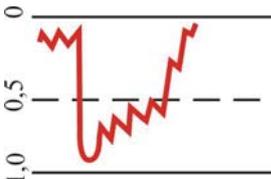
Внутреннее строение		Генетические признаки				Моделли				
		Органические остатки	Подолша, кровля	Границы	Зоны выклинивания					
Гранулометрия	Слоистость	Органические остатки	Подолша, кровля	Границы	Зоны выклинивания	Форма поперечного сечения	Пространственное размещение	Седиментологическая	Электрометрическая	
Песчаники среднезернистые до мелкозернистых Md – 0,25–0,1мм. Отсортированность хорошая. S ₀ – ок. 2. Размеры зерен уменьшаются вверх по разрезу. Присутствуют глауконит, хлорит	Крупная косая, пологая, разнонаправленная, сходящаяся, переходящая в косоволнистую	Следы жизнедеятельности морских роющих животных, чешуеобразные или битые раковины	В подошве граница резкая со следами размыва. В кровле – отчетливая или постепенная с вышележащими песчано-глинистыми отложениями	Постепенное выклинивание в сторону моря. В сторону лагуны расширяется на несколько песчаных прослоев	Линзообразная, выпуклая, асимметричная. Ширина – от нескольких метров до 10 м		Линейно вытянутые параллельно берегу тела длиной десятки и сотни км	Высокая гидродинамическая начальная стадия – I–II ур., затем снижение гидродинамической активности до III–IV уровней	Аномалия ПС в виде треугольника, распол. в зоне отриц. откл. $\alpha_{\text{ПС}} - 1,0-0,6$. Подошв. линия горизонт., боковая – отсутствующая, кров. – наклонно-зубчатая	
										

Таблица 19

Фация вдольбереговых регрессивных баров и подводных валов

Внутреннее строение		Генетические признаки			Форма поперечного сечения	Пространственное размещение	Седиментологическая	Модели
		Слоистость	Органические остатки	Подошва, кровля				
Гранулометрия	Слоистость	Органические остатки	Подошва, кровля	Зоны выклинивания	Форма поперечного сечения	Пространственное размещение	Седиментологическая	Модели
Песчаники мелкозернистые до среднезернистых. $Md - 0,1 - 0,25$ мм. Отсортированность хорошая. $S_0 - \text{ок. } 2$. Размеры зерен увеличиваются вверх по разрезу	Косая крупная, пологая, разнонаправленная, переходящая в ходящая в косоволнистую. Чередование косой и косо-волнистой слоистости	Следы жизнедеятельности морских роющих животных, целые или битые раковины. В кровле – остатки вертикально стоящих стволов и корней деревьев	Нижняя и верхняя границы резкие. В подошве железистые конкреции. Часто перекрываются мажорными слоями угля	Постепенное выклинивание в сторону моря. В сторону лагуны расщепляется на отдельные песчаные слои	Линзообразная, выпуклая, ассиметричная. Ширина – сотни метров, единичные км. Высота – до 10 м	Линейно вытянутые параллельно берегу тела длиной десятки и сотни км	Увеличение активности среды седиментации от низкой до высокой и очень высокой (I и II уровни) в конце формирования	Электрометрическая Аномалия ПС в виде треугольника, расположенного в зоне отриц. откл. $\alpha_{\text{ПС}} - 0,8 - 1,0$. Подошвенная линия наклонная зубчатая, боковая отсутствует, кривельная – горизонтальная прямая
								

Седиментологическая модель фации барьерных островов характеризуется постепенным нарастанием активности среды седиментации от IV или III уровня до II или I, а затем ее стабилизацией после выхода бара на поверхность моря и превращения его в остров. Электрометрическая модель этой фации представляет собой сложную аномалию, состоящую из треугольника и расположенного над ними четырехугольника. Аномалия находится в зоне отрицательных отклонений ПС. Кровельная линия горизонтальная, боковая – вертикальная ровная или волнистая, подошвенная – наклонная, осложненная зубчатостью (табл. 20).

Наиболее благоприятные условия для формирования барьерных островов возникали на участках стабилизации береговой линии в периоды переходов от регрессии к трансгрессии и наоборот.

Фация вдольбереговых промоин. Накопление осадков происходило в условиях еще не обособленного участка моря, ограниченного лишь прибрежным валом. Глинистые образования этой фации в поперечном сечении имеют линзообразную форму и ширину от сотен метров до нескольких километров. Продольные сечения линзообразно-вогнутые четковидные. По простиранию эти отложения протягиваются на десятки, реже сотни километров и образуют в плане линейно вытянутые вдоль морских берегов зоны или участки, имеющие овальные очертания и занимающие площади в сотни, а иногда и тысячи квадратных километров.

В отложениях вдольбереговых промоин встречаются остатки донных морских организмов. Основную часть этой фации составляют серые, зеленовато-серые глины с прослоями алевролитов и песчаников, приуроченными к верхней части разреза. Гидродинамическая активность увеличивается вверх по разрезу, но преобладающими остаются низкие энергетические уровни водной среды. В связи с этим электрометрическая модель этой фации представляет собой неравнобедренную трапецию, расположенную в зоне положительных отклонений ПС (табл. 21).

Фация забаровых лагун. Образованию лагуны предшествует возникновение между берегом и растущим баром береговой промоины. При достижении баром поверхности моря или образовании барьерного острова вдольбереговая промоина превращается в лагуну. Лагуны – это мелководные бассейны, чаще всего вытянутые вдоль морских побережий и отделенные от открытого моря песчаными отмелями (барами) или барьерными островами.

Условия осадконакопления в пределах лагун характеризуются ограниченной площадью, малыми глубинами, застойностью водной среды. Вследствие этого в них накапливаются преимущественно илы с высоким содержанием органического вещества либо хемогенные осадки.

Таблица 20

Фация барьерных островов

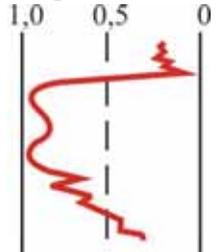
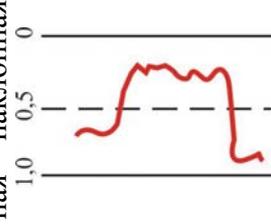
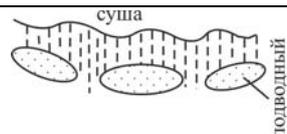
Генетические признаки						Модели		
Внутреннее строение			Границы		Форма поперечного сечения	Пространственное размещение	Седиментологическая	Электрометрическая
Гранулометрия	Слоистость	Органические остатки	Подошва, кровля	Зоны выклинивания				
<p>Песчаники мелко-средне- и крупнозернистые Md – 0,15–0,30 мм. Отсортированность хорошая. S_0 - 1,8 - 2,2. Слабо сцементированы</p> 	<p>Косая пологая, от крупной до мелкой, коволнистая. Отдельные прослои горизонтальнослоистые</p> 	<p>Морская фауна, следы жизнедеятельности морских животных. В кровле корневые остатки, прослои углей</p> 	<p>Верхняя и нижняя границы резкие. В подошве следы размыва. Перекрываются маломощными углистыми прослоями за счет растительности</p>	<p>Верхняя и нижняя границы резкие. В подошве следы размыва. Перекрываются маломощными углистыми прослоями за счет растительности</p>	<p>Пластообразно-выпуклая. Ширина – единицы и десятки км, высота – до 10 м. Образуются при слиянии регрессивных баров и превращаются в острова</p>		<p>Постепенное нарастание активности среды седиментации от IV–III до II–I уровней, затем ее стабилизация после выхода бара на поверхность и превращения его в остров</p>	<p>Сложная аномалия ПС, сост. из треугольника и черугольника, распол. в зоне отриц. откл. $\alpha_{пс}$ – 0,8–1,0. Кровельная линия горизонт., боковая – верт. ровная или волн., подошв. – наклон., зубчат. или рассеченная</p> 

Таблица 21

Фация вдольбереговых промоин

Гранулометрия		Генетические признаки				Модели		
		Внутреннее строение		Границы				
Слоистость		Органические остатки	Подощва, кровля	Зоны выклинивания	Форма поперечного сечения	Пространственное размещение	Седиментологическая	
Глины серые, зеленоватосерые с прослоями алевролитов и мелкозернистых песчаников.	Горизонтальная, волнистая, косоволнистая, линзовидная, нарушаемая	Остатки донных организмов; прослой, обогащенные морской фауной, растительным детритом	Нижняя граница резкая. Верхняя – постепенная	Расщепляется на тонкие песчаные прослой	Линзообразно-вогнутая, асимметричная. Ширина – десятки км.	Линейные вытянутые вдоль берега участки длиной десятки и сотни км	Постепенное увеличение родимической активности	<p>Аномалия ПС в виде неpravильной трапеции в зоне пологих отклонений $\alpha_{\text{плс}} - 0,2-0,4$.</p> <p>Подощвенная линия горизонтальная, боковая – вертикальная, волнистая; кровельная – наклонная</p> 
Встречаются зерна глауконита	взмучиванием, мелким оползанием, ходами роющих животных				<p>Мощность – 2–3 м, формировалась в условиях, не обособленного моря, ограниченного прибрежным валом</p> 	<p>суша</p>  <p>ПОДВОЛННЫЙ ВАЛ</p>	<p>(V) к низкой и средней (IV и III)</p>	

В центральных частях забаровых лагун накопление осадков происходило в условиях малой подвижности водных масс (пятый гидродинамический уровень). Краевые части забаровых лагун образованы опесчаненными глинами, содержащими тонкие прослои алевролитов, пропластки и линзы мелкозернистых песчаников мощностью до 0,2 м. Формирование этих отложений происходило в условиях неустойчивого гидродинамического режима (четвёртый–третий динамический уровни).

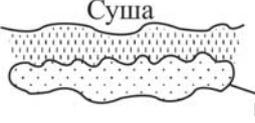
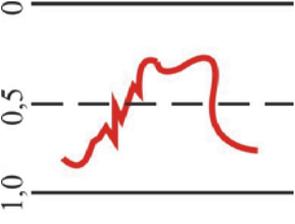
Органические остатки, приуроченные к отложениям забаровых лагун, представлены эвригалинной фауной, растительным детритом, отпечатками листьев. Песчаный материал обычно не превышает 10 % и располагается в виде тонких горизонтальных прослоев, создающих характерную тонкую горизонтальнослоистую текстуру. В редких случаях слоистость отсутствует. Наиболее характерными отложениями забаровых лагун являются чёрные обогащенные органическим веществом жирные на ощупь комковатые глины, углистые глины и угли, сидеритовые конкреции, а иногда погребенные почвы и подпочвы со следами вертикально расположенных стеблей и корневых систем растений.

Со временем лагуны мелеют, глинистые отложения центральной части лагуны перекрываются опесчаненными глинами с прослоями алевролитов и линзами песчаников.

Вследствие этого седиментологическая модель этой фации характеризуется постепенным увеличением динамической активности водной среды от очень низкого гидродинамического уровня к низкому и среднему уровням. В связи с этим электрометрическая модель этих отложений представляет собой аномалию, имеющую вид неправильной трапеции и расположенную в зоне положительных отклонений ПС. Кровельная линия наклонная зубчатая; боковая – прямая, волнистая; подошвенная – горизонтальная (табл. 22).

Фа́ция промоин разрывных течений. Разрывные течения возникают в забаровых лагунах в результате нагона в них через бар морской воды в период штормов или заполнения их пресными водами, стекающими с суши. В этом или ином случае избыточные воды разрывают песчаное тело вдольберегового бара и устремляются в открытое море. Разрывные течения образуют на дне лагун и во вдольбереговых барах борозды и промоины, имеющие вид неглубоких желобов, располагающихся как вдоль, так и поперек забаровой лагуны. Во время приливов через эти промоины в лагуну могут проникнуть морские воды, а в периоды отлива масса воды устремляется в обратном направлении. Переносимый разрывными течениями обломочный материал заполняет промоины, образуя песчаные тела.

Фашиа забаровых лагун

Генетические признаки				Модели	
Внутреннее строение		Границы		Про- стран- ственное разме- щение	Седимен- тологиче- ская
Гранулометрия	Слоистость	Подошва, кровля	Зоны выкли- нивания		
Глины серые, черные с про- слоями углей, конкреций си- дерита и пирита в центральной части; с про- слоями мелко- зернистых пес- чаников и алев- ролитов в крае- вых частях ла- гуны	Волнистая, косоволни- стая, линзо- видная, го- ризонталь- ная, часто нарушенная ходами роющих животных и оползанием полувязкого осадка	Нижняя граница резкая. Верхняя – постепен- ная с вы- шежа- щими гли- нистыми отложе- ниями цен- тральной части при трансрес- сии и гли- нисто – алеврито - песчаными отложе- ниями краевых частей при регрессии	Посте- пенное замеще- ние верхней части бара; посте- пенное выкли- нивание к берегу	Овальное вытягну- тые вдоль берега тела площа- дью де- сятки и сотни кв. км	Аномалия ПС в виде непра- вильной трапе- ции в зоне по- лож. откл. $\alpha_{ПС} - 0,2-0,4$. Подошв. линия - горизонт., бо- ковая – вертик., – волн.; кровельн. – наклонная, зуб- чатая
					

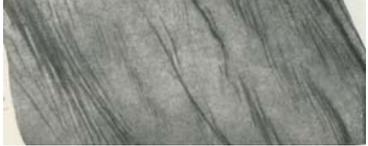
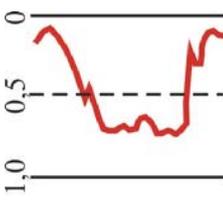
Таким образом, отложения этой фации формировались в узких промоинах в условиях однонаправленного водного потока. Поперечные сечения песчаных тел линзообразно-вогнутые симметричные, ширина их достигает сотен метров. Продольные сечения пластообразно-вогнутые. Отложения этой фации простираются на десятки километров, образуя линейно-вытянутые полосы, иногда ветвящиеся.

Отложения этой фации на 60–80 % состоят из песчаных пород обычно средне- и мелкозернистых с хорошо окатанным и отсортированным обломочным материалом и косослоистой текстурой. Наиболее часто встречаемыми органическими остатками являются различные морские организмы, в том числе роющие животные. Характерной особенностью залегания тел этой фации является наличие следов подводных размывов в подошве.

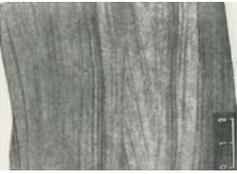
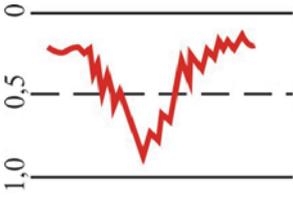
Седиментологическая модель фации промоин разрывных течений характеризуется относительно стабильными палеогидродинамическими условиями накопления песчаных осадков с преобладанием второго-третьего динамических уровней. Электрометрическая модель этой фации представляет собой аномалию в виде вытянутого прямоугольника, часто осложненную в нижней части одним или несколькими небольшими зубцами. Эти зубцы являются отражением на электрометрической модели остатков баровых песков, размытых промоиной разрывного сечения. Аномалия расположена в зоне отрицательных отклонений ПС ($\alpha_{\text{ПС}}$ до 0,8–0,6). Кровельная линия горизонтальная прямая; боковая вертикальная прямая или волнистая либо слабовозбучатая; подошвенная линия горизонтальная прямая, часто с осложнениями (табл. 23).

Фация головных частей размывных течений. Разрывные течения, устремляясь в открытое море через промоины в баровых грядах, выносят с собой часть обломочного материала. В открытом море из-за растекания струй и падения скорости течения выносимый алеврито-песчаный материал накапливается в виде подводного конуса выноса. Эти отложения могут занимать различную площадь в зависимости от длительности действия этих течений, количества выносимого ими материала, рельефа морского дна, климатических и гидродинамических условий, существовавших в данной части акватории. В период действия разрывных течений в их головных частях вначале отлагаются тонкозернистые осадки. Затем, по мере возрастания силы потока, площадь разноса, размерность и количество выносимого материала увеличиваются. По достижении некоторого максимума энергия потока постепенно падает, уменьшается зернистость выносимых осадков и площадь их распространения. В связи с этим седиментологическая модель фации головных частей размывных течений характеризуется постепенным нарастанием динамической активности среды осадконакопления (от чет-

Фация промоин разрывных течений

Внутреннее строение		Генетические признаки			Модели			
		Органические остатки	Границы	Зоны выклинивания				
Гранулометрия	Слоистость	Остатки	Границы	Зоны выклинивания	Форма поперечного сечения	Пространственное размещение	Седиментологическая	Электрометрическая
Песчаники мелкозернистые. $Md - 0,15-0,25$ мм. Отсортированность хорошая. $S_0 - \text{ок. } 2$. Встречаются карбонатные конкреции	Косая односторонняя, часто сходная. Иногда слабо заметна 	Морская фауна, широко развиты роющие формы	В подошвах кровля	Постепенное замещение алевролитами и глинами	Линзообразная, вогнутая, симметричная. Ширина – сотни метров, мощность – 1–2 м 	Линейно-вытянутые ветвящиеся тела площадью десятки кв. км 	Стабильно высокая (П уровень) гидродинамическая активность среды седиментации, слегка уменьшающаяся в конце	Аномалия ПС в виде четырехугольника в зоне отриц. отклон. $\alpha_{\text{ПС}} - 0,8-0,6$. Подошв. линия гориз., прямая или осложненная зубч.; боковая – вертикал.; волн. или зубчат.; кровельная – накл. прямая зубч. или рассеянная 

Фация головных частей разрывных течений

Внутреннее строение		Генетические признаки			Моделли			
Гранулометрия	Слоистость	Органические остатки	Границы		Пространственное размещение	Седиментологическая		
			Подошва, кровля	Зоны выклинивания			Электрометрическая	
<p>Песчаники мелкозернистые. $Md - 0,06-0,12$ мм.</p> <p>Отсортированность хорошая. $S_0 - ок. 2$.</p> <p>Обломочный материал хорошо окатан. Встречаются зерна глауконита</p>	<p>Косая разнонаправленная, клиновидная</p> 	<p>Фораминиферы и другая типично морская фауна</p>	<p>Верхняя и нижняя границы резкие. В подошве следы размыва (окатыши тонко-лоистых алевролитов, глин)</p>	<p>Расщепляется на отдельные прослои с обеих сторон (двусторонне-зубчатое песчаное тело)</p>	<p>Линзообразно-разнодвойково-выпуклая. Ширина – единицы и десятки км. Мощность – 2–5 м</p> 	<p>Изометрические тела конусов выносов площадью сотни кв. км. Песчаные тела залегают изолированно</p>	<p>Постепенное нарастание динамической активности среды (от IV к III уровню) и последующее достижение высокого (II) уровня ее постепенный спад</p>	<p>Аномалия ПС в виде равнобедренного треугольника в зоне отриц. отклонений $\alpha_{ПС} - 0,6-0,8$.</p> <p>Подобшенная и кровельная линии наклонно прямые, зубчатые или расщепленные; боковая – отсутствует</p> 

вертого к третьему гидродинамическому уровню) и после достижения наиболее высокого (второго) гидродинамического уровня ее постепенным спадом. Отсюда электрометрическая модель этой фации будет представлять собой простую аномалию в виде равнобедренного треугольника, расположенную в зоне отрицательных отклонений кривой ПС (табл. 24).

Электрометрическая модель отложений фации головных частей разрывных течений соответствует модели конусов выноса стоковых течений. Такие конусы выноса могли накапливаться в пределах шельфов и их склонов, образуя песчаные клинья, которые при благоприятных условиях могут служить литологическими ловушками углеводородов [36].

В поперечном сечении песчаные тела этой фации имеют линзообразно-двояковыпуклую симметричную или асимметричную двустороннезубчатую форму и ширину в несколько километров. Песчаные тела, как правило, залегают изолированно. Продольные сечения песчаных тел линзообразно-двояковыпуклые, протягивающиеся на десятки километров. Занимаемая осадками площадь имеет изометрические очертания и охватывает десятки, а возможно, и сотни квадратных километров.

Песчаный материал составляет 80–60 %. Пески хорошо отсортированы, окатаны, преимущественно мелкозернистые, косослоистые. Падение слоев по отношению к береговой линии веерообразное. Среди органических остатков встречаются раковины фораминифер, преимущественно агглютинированные, спикулы губок, остатки различных морских организмов.

4.3.2. Шельфовые фации

По условиям осадконакопления неритовая область подразделяется на две части – мелководную и относительно глубоководную.

Мелководные обстановки охватывают районы шельфа с глубиной 50–70 м, реже до 100 м. Для этих отложений характерны две особенности. Во-первых, на открытых пространствах морей волнение распространяется практически до дна, в связи с чем осадки часто взмучиваются и сортируются. При этом отмечаются следы перемыва осадка. Поэтому в мелководных отложениях часто устанавливаются следы местных перемывов и размывов. Активное перемешивание водной толщи ведет к ее насыщению кислородом, поэтому геохимическая обстановка в придонном слое практически всегда окислительная.

Второй особенностью мелководных обстановок является обилие и разнообразие бентосных организмов. В связи с тем, что практически везде до дна проникает свет, пышно развиваются водные растения, поставляющие в воду дополнительный кислород. Высшие и одноклеточные во-

доросли обеспечивают обильное развитие разнообразного животного бентоса – подвижного, лежащего на дне, прикрепляющегося и роющего. Бентосные организмы часто являются пороодообразующими или в значительных количествах встречаются в терригенных отложениях.

Наиболее распространенными *терригенными* типами в мелководных условиях являются песчаники, алевролиты и глины. Степень сортировки песчаников средняя – промежуточная между эоловыми и пляжевыми с одной стороны и речными – с другой. Глины содержат примесь алевролитовых и песчаных частиц, по составу они гидрослюдистые и монтмориллонитовые.

Форма песчаных тел зависит от количества поступающего обломочного материала. В случае ограниченного поступления песка и обильного поступления ила (при очень низком побережье) возникает серия изолированных линз песков, выклинивающихся к внутренней части бассейна и залегающих кулисообразно друг к другу. При умеренном поступлении песка и ила образуется покровообразное песчаное тело.

Верхняя его граница представлена серией кулисообразно выклинивающихся языков. При обильном поступлении песка и ограниченном поступлении ила образуются покровы песчаника с террасовидной верхней поверхностью (рис. 139).

Поперечные сечения песчаных тел – линзообразно-выпуклые с неровной нижней и верхней поверхностями. Продольные сечения также линзообразно-выпуклые.

В плане песчаные гряды имеют овальные очертания, располагаются кулисообразно. Ширина – несколько километров, длина – десятки километров.

Песчаники преимущественно мелкозернистые с хорошо окатанным и отсортированным обломочным материалом. Часто встречаются зерна хлорита и глауконита. Слоистость косая разнонаправленная, чередующаяся с горизонтальной. Среди органических остатков часто отмечаются скелеты донной фауны, следы жизнедеятельности роющих организмов.

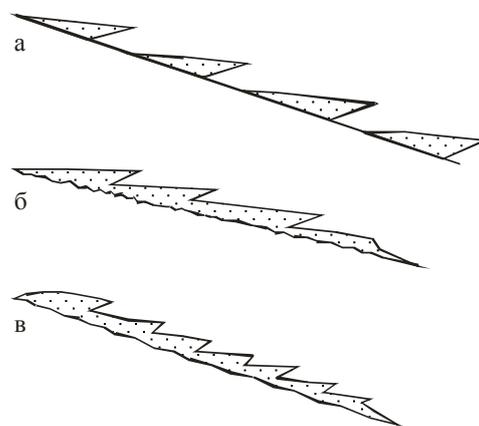


Рис. 139. Форма песчаных тел мелководного шельфа, по Д.А. Бушу, 1977; с упрощениями:

а – ограниченное поступление песка и обильное поступление ила; б – умеренное поступление песка и ила; в – обильное поступление песка и умеренное поступление ила

Седиментологическая модель фации мелководного шельфа отражает среднюю динамику среды седиментации. Электрометрическая модель этой фации представляет собой узкий треугольник, вершина которого расположена в зоне отрицательных отклонений ПС. Кровельная линия горизонтальная, подошвенная – пологонаклонная, зубчатая (табл. 25).

Особо важную в практическом отношении группу мелководных образований представляют *органогенные постройки* и *риффы*. Эти органогенные постройки образуются при глубинах моря 20–70 м вдоль берегов, при отсутствии речного стока. Схема развития различных органогенных образований показана на рис. 140 (см. также рис. 104).

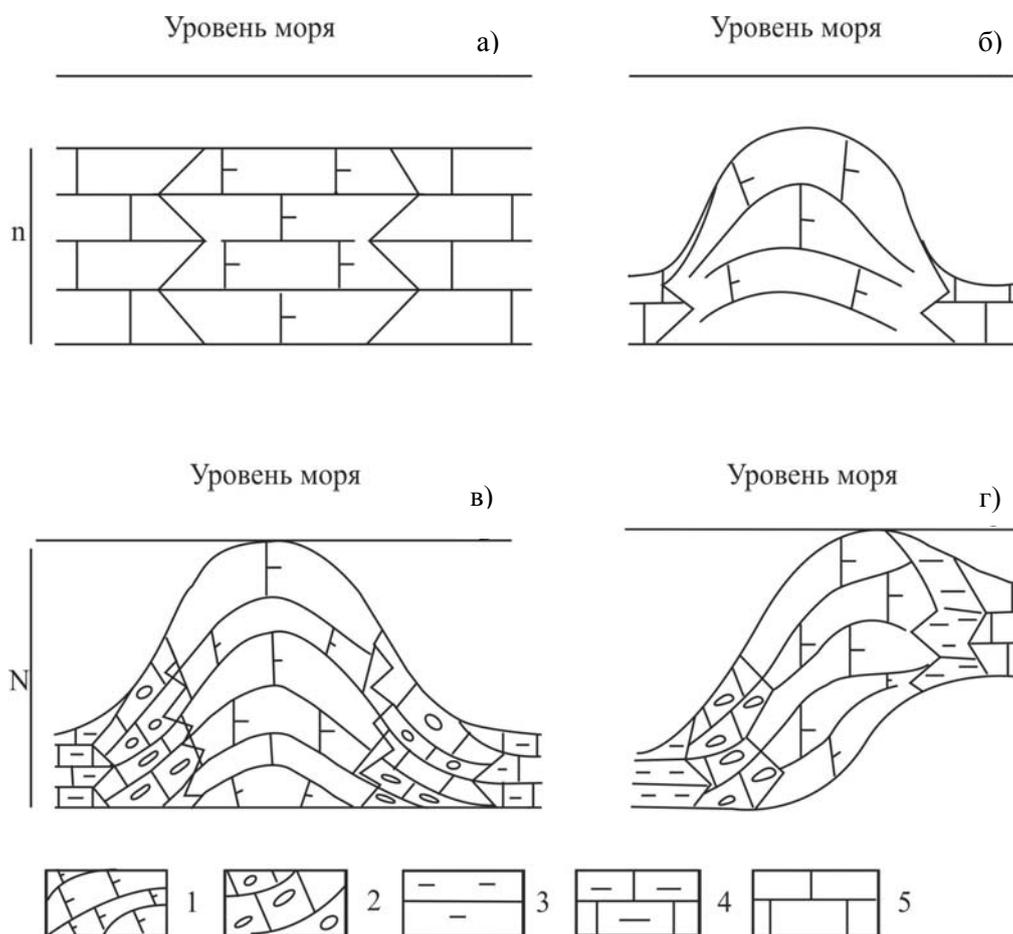
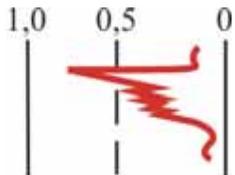


Рис. 140. Схема строения органогенных построек: биостром (а), биогерм (б) и рифов – симметричных куполовидных (в), асимметричных систем (г), по Б.К. Прошлякову и В.Г. Кузнецову, 1981 [11]
 Фации: 1 – ядра рифа (биогермные), 2 – предрифового шельфа, 3 – тыльно-рифовые, 4 – относительно глубоководные межрифовые и предрифовые, 5 – мелководные внерифовые (внебиогермные); n – метры, реже первые десятки метров, N – десятки, сотни, иногда первые тысячи метров.

Таблица 25

Терригенные фации мелководного шельфа

Генетические признаки					Модели			
Внутреннее строение			Границы		Форма поперечного сечения	Пространственное размещение	Седиментологическая	Электрометрическая
Гранулометрия	Слоистость	Органические остатки	Подощва, кровля	Зоны выклинивания				
<p>Песчаники мелкозернистые. Md – 0,1 мм Отсортированность хорошая S₀ – 1,8–2,2. Обломочный материал хорошо окатан.</p> 	<p>Косая разнонаправленная, чередующаяся с горизонтальной, косоволнистая</p> 	<p>Остатки донных морских организмов, следы жизнедеятельности роющих животных</p>  	<p>Нижняя и верхняя границы резкие, неровные.</p>	<p>В сторону моря постепенно замещаются глинистыми отложениями фации открытого моря</p>	<p>Линзообразно-выпуклая, асимметричная Ширина - сотни метров, единицы км. Высота 10-40м. Формируется на глубине 10-100 м. Отмечается групповой характер развития песчаных тел</p>	<p>Овальные, линейно-вытянутые кулисообразные располагаются песчаные тела субперпендикулярно к береговой линии площадью ед.и дес. кв. км</p> 	<p>Динамика среды – средняя (III ур.); максимальная активность проявляется в конце формирования песчаного тела</p>	<p>Аномалия ПС в виде узкого треугольника, распол. вершиной в зоне отриц. отклон. $\alpha_{пс}$ – 0,6–0,5. Подошв. линия пологонаклонная зубч., рассеч.; боков. – отсутств.; кров. – горизонт., иногда зубчат., рассеченная</p> 

Если скорость образования постройки была равна скорости накопления окружающих осадков иного состава или структуры, то палеогеоморфологической её формой являлось плоское морское дно, покрытое зарослями разных организмов. В геологическом разрезе возникает органогенная постройка в виде пласта или линзы, получившая название *биостром*. При формировании постройки быстрее, чем накопление окружающих синхронных осадков, в рельефе дна образуется холм, изолированная отмель, подводный выступ. В ископаемом состоянии такая постройка имеет вид выпуклой линзы и называется *биогермом*.

При длительном развитии биогерма, когда он поднимается до уровня моря и одновременно с ростом происходит его частичное разрушение волнами, возникает подводная или надводная скала, окруженная продуктами своего разрушения – *риф*. Это сложное геологическое образование, возникшее в результате жизнедеятельности колониальных или нарастающих организмов.

Рифостроящими организмами в современную эпоху служат разные группы: кораллы, мшанки, водоросли, серпулы. В геологическом прошлом рифообразователями были, кроме того, археоциаты, строматопоры и вымершие группы водорослей. Самыми характерными рифообразователями современности являются шестилучевые и восьмилучевые кораллы (рис. 141). Они развиваются при нормальной или почти нормальной солености воды, средней годовой температуре не ниже 18 °С (оптимально 23–25 °С), на глубине до 50–60 м. Лучше всего они развиваются у нижней границы максимальных отливов на глубинах от 3 до 10 м в воде, лишенной значительной терригенной мути. Небольшая примесь терригенного материала им особого вреда не приносит, так как они могут движениями своих щупалец отгонять засоряющие воду частицы. В таких же примерно условиях среды развивались колониальные рифостроящие кораллы и в прошлом. Другие рифостроящие организмы, как известковые водоросли, мшанки, серпулы, менее требовательны в отношении солености и температуры. Они могут успешно развиваться и при солености пониженной против океанической, и не требуют температур тропических морей.

Состав и строение органогенных рифовых массивов, по Г.Ф. Крашенинникову [7], представляется следующим образом. В крупных органогенных рифах выделяются три основные части (рис. 142): остов рифа, его склон, обращенный к открытому морю, внутренняя лагуна. Кроме того, к рифовому комплексу иногда примыкает глубоководная область.



а)



б)



в)



г)



д)



е)



ж)

Рис. 141. Кораллы – рифостроители:

а, б – шестилучевые кораллы семейства Madreporidae; в–ж – восьмилучевые кораллы семейства Gorgonidae; в, г – морские перья; int. [http://www.cultinfo.ru / fulltext / 1/001/008/064/529.htm](http://www.cultinfo.ru/fulltext/1/001/008/064/529.htm)

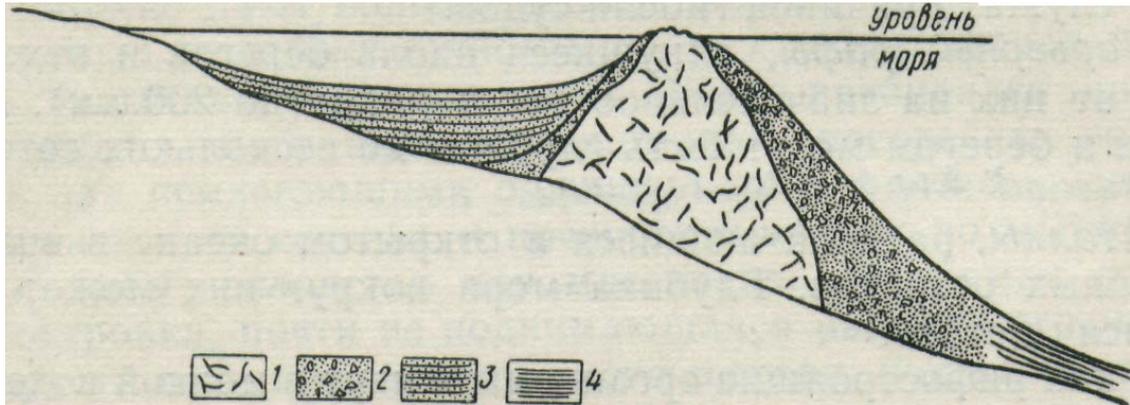


Рис. 142. Общая схема строения биогенного рифового комплекса отложений, по Г.Ф. Крашенинникову, 1971 [7]:

1 – остов рифа; 2 – обломочные накопления; 3 – осадки мелководной лагуны; 4 – глубоководные осадки

Остов *рифа* представляет собой сложное образование. Прикрепленные колониальные организмы образуют скелет или остов, на котором формируются своеобразные биоценозы (рис.143). Особенно богат в них мир водных растений; они встречаются здесь в изобилии. Массами развиваются животные, питающиеся растениями, а также хищники, поедаящие этих животных. Здесь поселяются известковые зеленые, бурые и сине-зеленые водоросли, устрицы и другие двустворчатые моллюски, гастроподы, крупные донные фораминиферы, морские ежи и другие иглокожие, губки, крабы и другие ракообразные. Богато представлены черви и другие роющиеся в иле организмы, питающиеся гниющими органическими веществами. Около среднего уровня приливов развивается богатая флора мангровых зарослей. Во время максимальных приливов они затопляются водой до вершин.

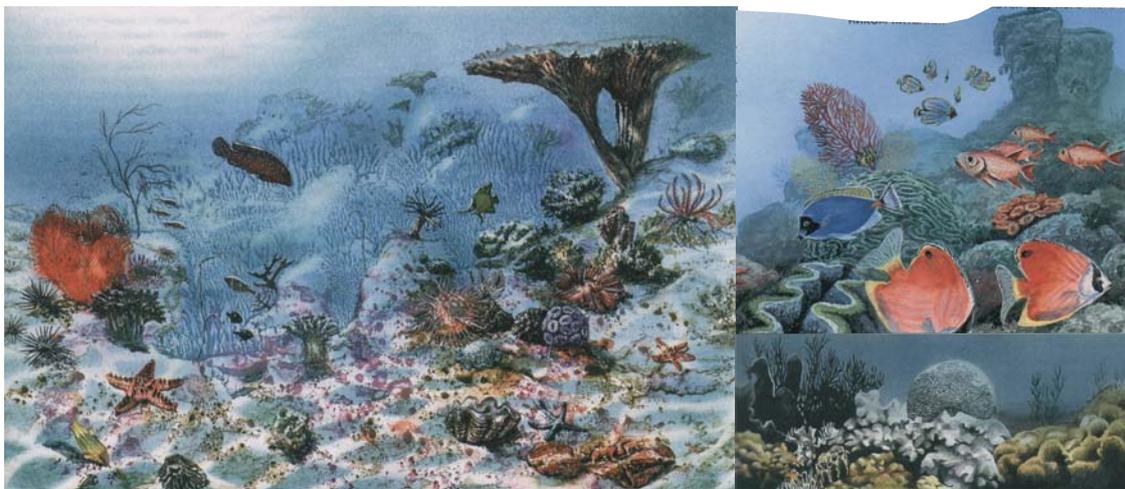


Рис. 143. Подводный мир кораллового рифа [93]

Существует зональность биоценозов, связанная с высотой над уровнем моря. Выделяется зона, не затопляемая даже в самые высокие приливы (на них селится наземная фауна и флора); зона периодически осушаемая при отливах (фауна обеднена, преобладают водоросли, а также сверлящие животные, прячущиеся в норках во время отливов или крепко закрывающие на это время створки раковины, как некоторые устрицы); зона, расположенная ниже уровня максимальных отливов; жизнь в этой зоне особенно богата, местами идет образование химических осадков (известковых оолитовых песков).

На поверхности рифов, поднимающейся выше уровня моря, широко развиты разнообразные обломочные накопления, формирующиеся из выбрасываемых волнами обломков рифа. Поэтому на *внешнем склоне* широко представлены разнообразные обломочные типы известняков – от нагромождения глыб, валунов, щебня и галечников до скоплений известкового песка и ила. Тонкий ил на внешнем склоне почти не осаждается, а выносится в более глубокие области, которых волны уже не достигают. Прибой нагромождает на внешнем краю рифа валы, достигающие иногда нескольких метров высоты над максимальным уровнем прилива. Между обломками и на них самих поселяется разнообразная фауна. Одни ее представители крепко прирастают к грунту и этим защищаются от прибоя (некоторые устрицы, баланусы), другие высверливают норки в валунах или прячутся между ними (крабы). Промежутки между обломочными накоплениями, особенно на глубинах 5–10 м от уровня наибольших отливов, заняты пышными колониями кораллов, развивающимися здесь особенно интенсивно и дающими прирост до 5 см в год.

Внутренняя лагуна располагается между рифом и берегом внутри рифа. Ее осадки значительно отличаются от других осадков рифового комплекса. Хотя глубины образования этих осадков и незначительные, но сравнительно малая подвижность воды, защищенной от открытого океана рифовым телом, обеспечивает возможность накопления здесь довольно тонких илов. Это главным образом известковые илы, иногда обогащенные глинистым материалом и даже содержащие глинистые и песчаные прослои, как принесенные с прилегающей суши, так и сброшенные в лагуну с разрушаемого прибоем рифа. Илы богаты органическими остатками. В лагуне встречаются колониальные поселения кораллов (правда, менее обильные и не такие разнообразные в видовом отношении, как в самом рифовом массиве), а также известковые водоросли (за исключением красных, для которых нужна очень подвижная вода). Для некоторых участков лагун характерны мангровые заросли.

Глубоководная область примыкает к коралловым рифам и расположена иногда в непосредственной к ним близости. Так, у Большого Барьерного рифа Австралии глубины в 2000 м располагаются иногда на расстоянии всего в несколько километров от его внешнего края. Сходные

соотношения характерны и для ряда других рифовых массивов. Океанский склон рифов часто крутой – 40–60 °С, а иногда и отвесный. Естественно, что на таких крутых склонах рыхлый обломочный материал удержаться не может и накопление его идет только на океанском дне, где склон становится пологим. Там осаждается тонкий известковый материал, в изобилии образующийся при размыве рифа у поверхности. Господствующим в этой глубоководной области осадком оказывается тонкий известковый ил, в значительной мере обломочного происхождения. Накапливается он там в спокойной обстановке и может иметь тонкую горизонтальную слоистость. Органические остатки в нем представлены глубоководными формами или планктонными организмами. Такие илы внешней части рифовых построек могут доходить до абиссальной области, где они незаметно сливаются с глубоководными собственно пелагическими известковыми илами.

В рифовых комплексах осуществляется созидательная и разрушительная работа. Созидательная работа связана с жизнью, с процессами цементации обломков рифа карбонатом кальция. В результате образуются аккумулятивные формы. Разрушительная работа связана с механическим действием прибоя и с работой организмов, сверлящих, растворяющих и поедающих рифовый материал.

Таким образом, риф представляет собой карбонатный массив, сложенный остатками организмов в прижизненном положении и продуктами их разрушения, возвышавшийся в период своего формирования над дном и достигающий уровня моря. Мощность рифа всегда больше мощности синхронных отложений.

Рифовые обстановки характеризуются мелководностью, нормальной соленостью, высокой средней температурой воды, ее прозрачностью, интенсивной гидродинамикой. Для рифов в целом характерны: куполовидная форма массива, очень чистый карбонатный состав, частое развитие органогенных структур с прижизненным положением органических остатков, наличие обломочных известняков, массивное неслоистое строение и различные пятнистые текстуры, отчетливая фациальная зональность, нередко интенсивное развитие процессов перекристаллизации и доломитизации (табл. 26).

Возникновение рифов часто начинается на локально приподнятых участках морского дна (аккумулятивных формах рельефа, тектонических поднятиях, затопленных вулканических конусах и т.д.), в мелководных условиях при глубинах не более первых десятков метров. В этом случае образуются одиночные изолированные рифы, относительно симметричные в поперечном сечении. Кроме того, рифы часто возникают на перегибе морского дна, при смене мелководных обстановок более глубоководными. В этом случае формируются протяженные вдоль этого уступа, асимметричные в поперечном сечении рифовые системы.

Таблица 26

Карбонатные фации мелководного шельфа

Форма поперечного сечения	Генетические признаки					Палеогеографическая приуроченность	Геофизическая характеристика	
	Внутреннее строение		Границы		Пространственное размещение			
	Состав	Слоистость	Органические осадки	Подощва, кровля				Зоны выклинивания
<p>А. Уплотненная линзообразная (биостром).</p> <p>Б. Линзообразно-выпуклая (биогерм).</p> <p>В. Куполовидная (риф).</p> <p>Ширина – сотни метров – сотни км.</p> <p>Высота – десятки – сотни метров</p> 	<p>Чистый карбонатный состав. Наличие биоморфных пустот. Широко развиты процессы капагенетической доломитизации. Пористость 40–50 %, неравномерно распределенная внутри массива</p>	<p>Слоистость отсутствует</p> <p>Зональность строения: ядро сложено остатками органических низмов прижизненном положении; склоновые обломочные известняки, обр. при разрушении ядра волнами; фораминиферов. известняки вокруг рифовых построек</p>	<p>Массивы создаются колониями или нарастающими органическими: кораллами, иглокожими, стромапорамии, мшанками, водорослями</p>	<p>Нижняя и верхняя границы – резкие</p>	<p>Отчетливые контакты фациальных зон в плане</p>	<p>1. Овальн., округлые острова площадью сотни км² (островные, атолловые рифы).</p> <p>2. Протяж. полосовидные тела вдоль береговой линии длиной десятки км (береговые рифы); тысячи км (барьерные рифы)</p>	<p>Открытое море, отсутствие речного стока. Глубина образования 20–70 м. Острова, отмели, сопряженные с глубокими водными впадинами (атоллы, островные рифы). Внешний край шельфа (барьерные и береговые рифы)</p>	<p>Высокие сопотопления и орицательные аномалии ПС (электрометрический каротаж), высокие значения интенсивности НГК и низкие значения гаммаактивности (радиоактивный катаж)</p>

Известно четыре основных типа рифовых массивов [7]. Некоторые из них показаны на рис. 144.

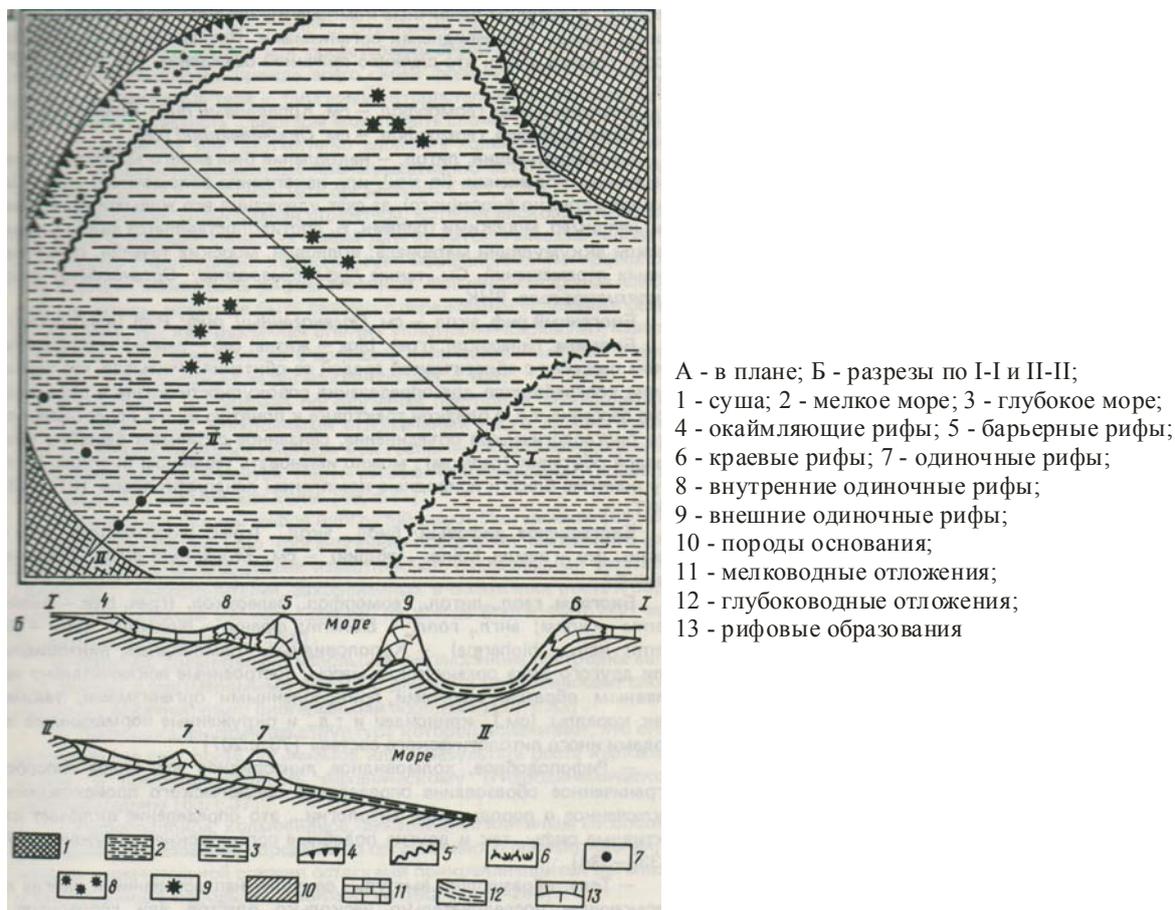


Рис. 144. Схема размещения различных типов рифов в морском бассейне, по В.Г. Кузнецову, 1978 из [75]

1. *Береговые рифы*, тянущиеся вдоль берега на небольшом от него расстоянии и в мелкой воде. Таковы, например, многие рифы, расположенные вдоль берегов Красного моря.
2. *Площадные рифы*, занимающие обширные плоские пространства в мелком море. Примером служат обширные рифовые сооружения в морях Малайского архипелага, где они с давних времен служат причиной гибели судов.
3. *Барьерные рифы*, тянущиеся вдоль берегов и отходящие иногда от них на значительное расстояние (до 200 км). Между рифами и берегом могут быть глубины до нескольких сотен метров. Большой барьерный риф Австралии имеет следующие параметры: длина 2000 км, ширина 200 км и мощность около 400 м.
4. *Атоллы*, располагающиеся в открытом океане в виде изолированных островов. Глубина моря вокруг них может достигать тысяч метров.

Относительно *глубоководные обстановки* располагаются на внешнем краю шельфа от глубин 50–70 м и далее до материкового склона, т.е. в среднем до глубины 130–200 м. В отличие от мелководной части шельфа здесь отсутствует постоянное волнение, и только во время отдельных, исключительно сильных штормов может происходить взмучивание и образование знаков ряби. Донные течения также обычно не очень активны, а главное, пространственно ограничены. Поэтому основной перенос материала и его распределение по площади происходит во взвешенном состоянии в верхней, подверженной волнению, части водной толщи. Условия в придонном слое отличаются значительным постоянством во времени и пространстве.

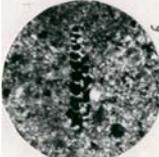
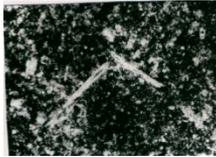
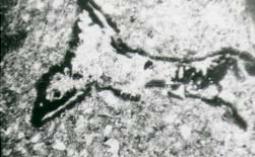
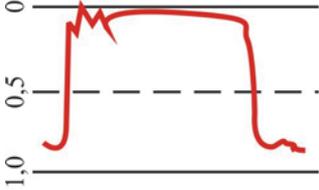
Органический мир относительно глубокого шельфа также специфичен, по сравнению с мелководной его частью, и резко обеднен. Из донных организмов чаще встречаются кремневые губки, морские ежи, одиночные, реже колониальные кораллы, отдельные группы пелеципод, гастропод, мшанок. Раковины, даже при больших размерах, тонкостенные, со слабой скульптурой. Зато возрастает количество остатков нектонных и планктонных организмов – фораминифер, диатомей, радиолярий, рыб.

Спокойная гидродинамическая обстановка, способы поступления осадочного материала и отсутствие илоедов обусловили особенности состава и строения отложений. Среди них наиболее распространены тонкоотмученные глинистые осадки. Песчано-алевритовые осадки встречаются значительно реже и, главным образом, в зонах течений. Среди других образований распространены пелитоморфные и микрозернистые известняки, а в зонах холодного климата – кремнистые образования (диатомиты, спонголиты, опоки).

Продольные и поперечные сечения глинистых образований пластообразно-вогнутые. Отложения фации относительно глубоководной части шельфа (открытого моря и крупных заливов) занимают большие площади морского дна, исчисляемые сотнями и тысячами квадратных километров и имеющие в плане самые разнообразные очертания. Они представлены серыми, зеленовато-серыми монтмориллонитовыми и гидрослюдисто-монтмориллонитовыми глинами. Содержание алевритовых пород не превышает 10 % (табл. 27). Эти отложения, обладающие хорошими экранирующими свойствами, представляют собой региональные покрывки, способные удерживать залежи углеводородов.

Таблица 27

Фация относительно глубоководной части шельфа

		Генетические признаки			Модели		
		Внутреннее строение	Границы	Про- стран- ственное размеще- ние			
Грануло- метрия	Слоистость	Органические остатки	Подшва, кровля	Зоны выкли- нивания	Форма по- перечного сечения	Седимен- тологиче- ская	
Глины се- рые, зелено- вато-серые монтморил- лонитовые и смешан- но-слоистые (иллит- монтморил- лонитовые). Содержание алевритовых пород – < 10 %	Горизон- тальная тон- кая и очень тонкая, пра- вильная или отсутствует 	Морская фау- на донных пелагических животных   	Нижняя гра- ница резкая, часто в по- дошве залега- ет базальный пласт. Верх- няя граница постепенная при транс- грессии (пере- крывается карбонатны- ми отложе- ниями); от- четливая и резкая при регрессии (перекрыва- ется фацией мелководного шельфа)	Могут содер- жать прослои песчано- алеври- товых пород мелко- водного шельфа	Пластооб- разного на- ружия. Шири- на – сотни и тысячи км. Мощность – 50–200 м и более 	Энергети- ческие уровни среды се- дimenta- ции очень низкие (V), гид- родина- мическая актив- ность едва заметно увеличи- вается вверх или остаётся неизмен- ной	Аномалия ПС в зоне положит. отклон. $\alpha_{ПС} - 0-0,2$. По- дошв. линия го- риз. прямая; бо- ковая – вертикал. прямая или волнистая; кро- вельная – гориз. прямая или волнистая 

4.3.3. Глубоководные фации

Глубоководные отложения формируются в двух фациальных зонах – баттальной (континентальный склон) и абиссальной (ложе Мирового океана) (см. рис. 131). Многие обстановки и характеризующие их осадки в обеих областях во многом подобны.

Для обеих зон характерны слабая подвижность водной толщи и отсутствие волновых движений. Движение воды осуществляется только различного рода течениями. Осадочный материал разносится ветром, а также поверхностями и донными течениями. Наряду с терригенным преимущественно глинистым материалом присутствуют биогенные (органогенные) осадки. Они образуются за счёт планктона, носят название планктоногенных, а по составу разделяются на известковые и кремнистые.

Известковые осадки образуются за счёт скелетов фораминифер, кокколитофорид и крылоногих моллюсков (птеропод). Глубина их образования ограничена критической глубиной карбонатакопления (4000–4500 м). На этой глубине в условиях низкой температуры и высокого давления в воде содержится большое количество углекислоты, благодаря чему карбонаты переходят в растворимые бикарбонаты. Кремнистые биогенные глубоководные осадки состоят из опаловых раковин диатомей, радиолярий.

Характерной особенностью глубоководных осадков морей является присутствие в них вулканогенного материала в виде кусочков пемзы, пепла и минералов вулканического происхождения.

Описанные осадки образуются как в баттальной, так и абиссальной областях морей и океанов. Вместе с тем, есть осадки, которые характерны для каждой из этих зон.

Баттальные фации распространены на глубинах от 200 до 3000–3500 м. На континентальном склоне часто возникают суспензионные (мутьевые) потоки, благодаря которым в нижних частях континентального склона образуются песчано-алевритовые отложения с глауконитом и градационной слоистостью. Средние и верхние части склона покрыты алевритово-глинистыми илами, часто известковыми.

Для спокойных гидродинамических условий баттальной области характерным осадком является глинистый ил, в разной степени известковый. Он состоит из монтмориллонита, гидрослюды и хлорита; содержание известии иногда достигает 50 %, в этом случае ил представлен мергелем. Довольно часто отмечается синий (голубой) ил – глинистый, слабо известковистый осадок, содержащий повышенное количество органического вещества, пирита и водных сульфидов железа, часто с сероводородом.

Абиссальные осадки распространены на глубинах свыше 3000 м. Абиссальная зона охватывает огромные пространства, рельеф дна очень разнообразен – существуют глубоководные желоба, котловины, высокие океанические хребты, отдельные горы и острова.

Кроме органогенных осадков, в абиссальной зоне накапливаются специфические осадки – красная глубоководная глина. Это коричневые тонкодисперсные гидрослюдисто-монтмориллонитовые глины, содержащие подводно-вулканические продукты. В этих осадках отмечается повышенное содержание железа и марганца, а также малых элементов (Co, Ni, Cu, Mo, Pb). В красных глубоководных глинах встречаются целые поля железо-марганцевых конкреций, образующих богатые рудные залежи.

4.4. Переходная обстановка осадконакопления

4.4.1. Дельтовый комплекс фаций

Река, впадая в водный бассейн, образует дельту или эстуарий (рис. 145). Последним называется однорукавный устьевой участок реки, глубоко вдающийся в пределы суши в виде узкого залива. Эстуарии образуются в тех участках земной коры, которые испытывают или испытывали в недалёком прошлом прогибание. В этом случае долина реки оказывается отчасти затопленной водой и река соединяется с конечным водоёмом стока узким заливом – эстуарием [35].

Дельта – это область отложения осадков, выносимых рекой, расположенная в ее устье при впадении реки в море (или озеро). Образование дельты обусловлено сочетанием двух основных факторов: выносом реками значительных масс обломочного материала и его переработкой морскими волнениями и течениями. При этом на характер дельты и ее отложений влияют рельеф дна водоема, тектонические движения и климатическая обстановка.



Рис. 145. Морской берег с устьями рек разного типа [89]

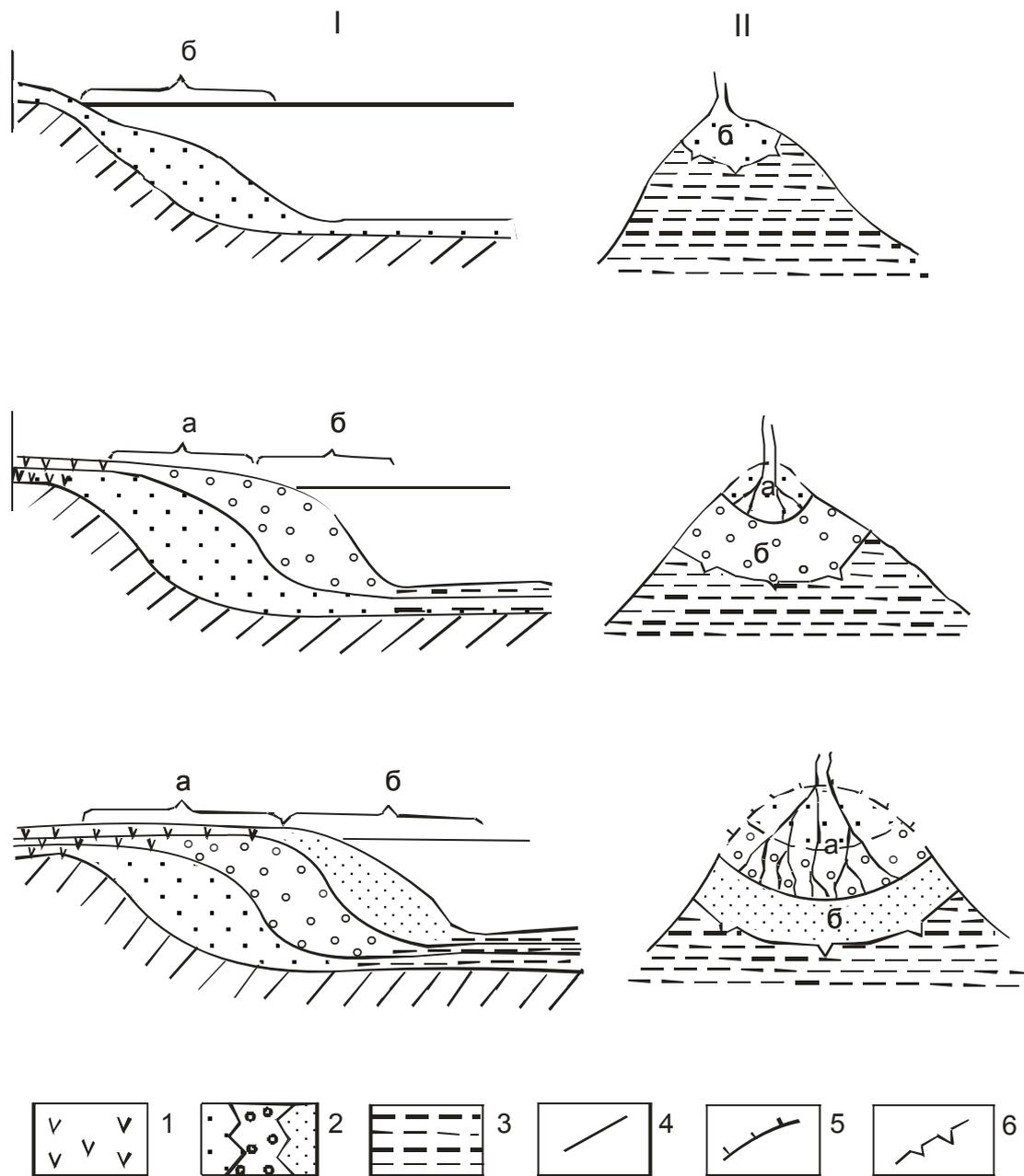


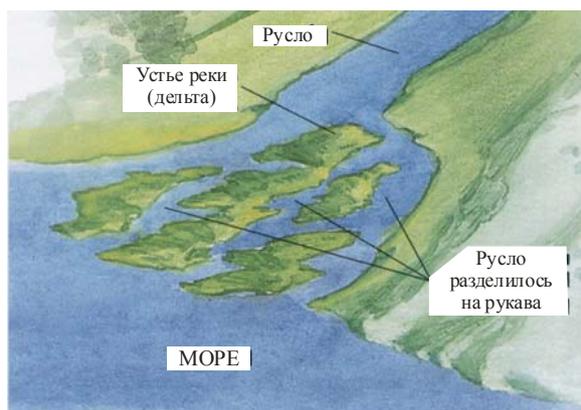
Рис. 146. Принципиальная схема формирования дельты при стабильном уровне моря в разрезе (I) и в плане (II), по Б.К. Прошлякову В.Г. Кузнецову, 1981 [11].

Отложения: 1 – континентальные; 2 – дельтовые разных стадий; 3 – морские; 4 – береговая линия; контуры дельты: 5 – внутренние континентальные; 6 – внешние морские; а – надводная часть дельты; б – подводная часть дельты (авандельта)

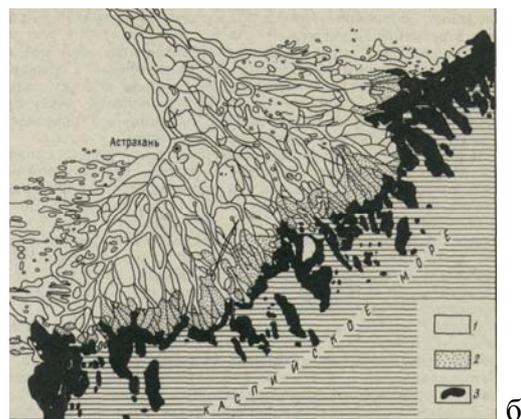
Схематически формирование дельты представляется следующим образом (рис. 146). При впадении реки в море (или озеро) скорость ее течения резко падает, влекомый ею обломочный материал осаждается и образуется аккумулятивная линза осадков, залегающая на морских отложениях. Поскольку море не успевает разрушить эту линзу, в следующий этап река течет уже по ней, ее поверхность выходит выше уровня воды и покрывается наземными, преимущественно речными отложениями, а основная часть переносимого рекой обломочного материала отлагается на обращенном к морю склоне образованной ранее линзы и прилегающей к ней части морского дна.

В результате формируется отмель, которая, разрастаясь, достигает поверхности воды и превращается в приустьевой бар. В зависимости от гидродинамических условий бар имеет округлые, серповидные или неправильные очертания. Если интенсивность разгрузки мала, то образуется серповидный бар. При умеренной разгрузке он имеет округлые очертания. При интенсивной разгрузке бар превращается в остров-осередыш, который разделяет речной поток на две части.

Постепенно остров увеличивается в размерах, покрывается растительностью. В периоды паводков струи воды, проходящие через него с большой скоростью, прорезают в его теле бороздины. Последние, углубляясь, расчлениают его на несколько более мелких островов. В обеих частях речного потока, разделенного островом, в свою очередь, образуются новые приустьевые бары, снова разделяющие эти протоки на более мелкие. Так постепенно создается многорусловое речное устье, являющееся зачатком дельты. Созданная дельта разрастается, выдвигается в сторону моря (рис. 147).



а

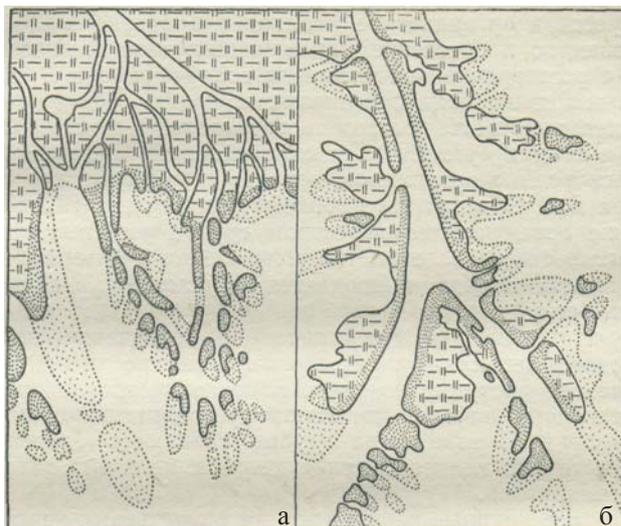


б

Рис. 147. Развитие дельты:

а – многорусловое речное устье – зачаток дельты [89]; б – рост дельты Волги в 1879–1945 гг., по В.С. Мильничуку и М.С. Арабаджи [35]. Состояние: 1 – в 1879 г.; 2 – в 1927 г.; 3 – в 1945 г.

Если взморье, располагающееся перед устьем реки, глубокое, то вдоль вытекающей речной струи образуются пальцевые бары. Формируется дельта типа «птичьей лапы», число рукавов относительно невелико. Обломочный материал не успевает заполнить приустьевую глубокую часть водоема, а образует отдельные мощные полосы, вдающиеся далеко в глубь водоема (рис. 148).



*Рис. 148. Строение края дельты, по Н.И. Марковскому [33]
Дельта: а – Волги;
б – Миссисипи*

Река в устье течет по собственным наносам и разветвляется на рукава и протоки. Тип и размеры дельт определяется, главным образом, тектоническими движениями в приустьевой области, соотношением твердого стока реки и волновым режимом моря, а также рядом других факторов [33]. Различное сочетание этих факторов приводит к многообразным формам дельт. Различаются дельты выполнения, выдвинутые, лопастные, клювовидные, сложные, бухтовые (рис. 149).

Дельты выполнения образуются, когда река впадает в залив или бухту. Выносы реки заполняют их, а затем уже выходят на взморье. Примером может служить дельта Дона, которая накопилась на месте далеко вдававшегося в сушу залива Азовского моря.

Выдвинутые дельты (например, дельты рек Волги, Лены, Урала) характерны для открытых берегов с выпуклостью, направленной в море.

Лопастные дельты образуются при большом твердом стоке рек, когда у отдельных рукавов формируются свои приустьевые косы, которые, выдвигаясь в море, создают своеобразные лопасти. Примером такой дельты является дельта Миссисипи.

Клювовидные дельты своим очертанием напоминают клюв птицы. Они состоят обычно из двух приустьевых кос. На приглубых берегах клювовидная дельта иногда преобразуется в блокированную дельту. **Сложные дельты** образуются при соединении двух или более дельт вместе.

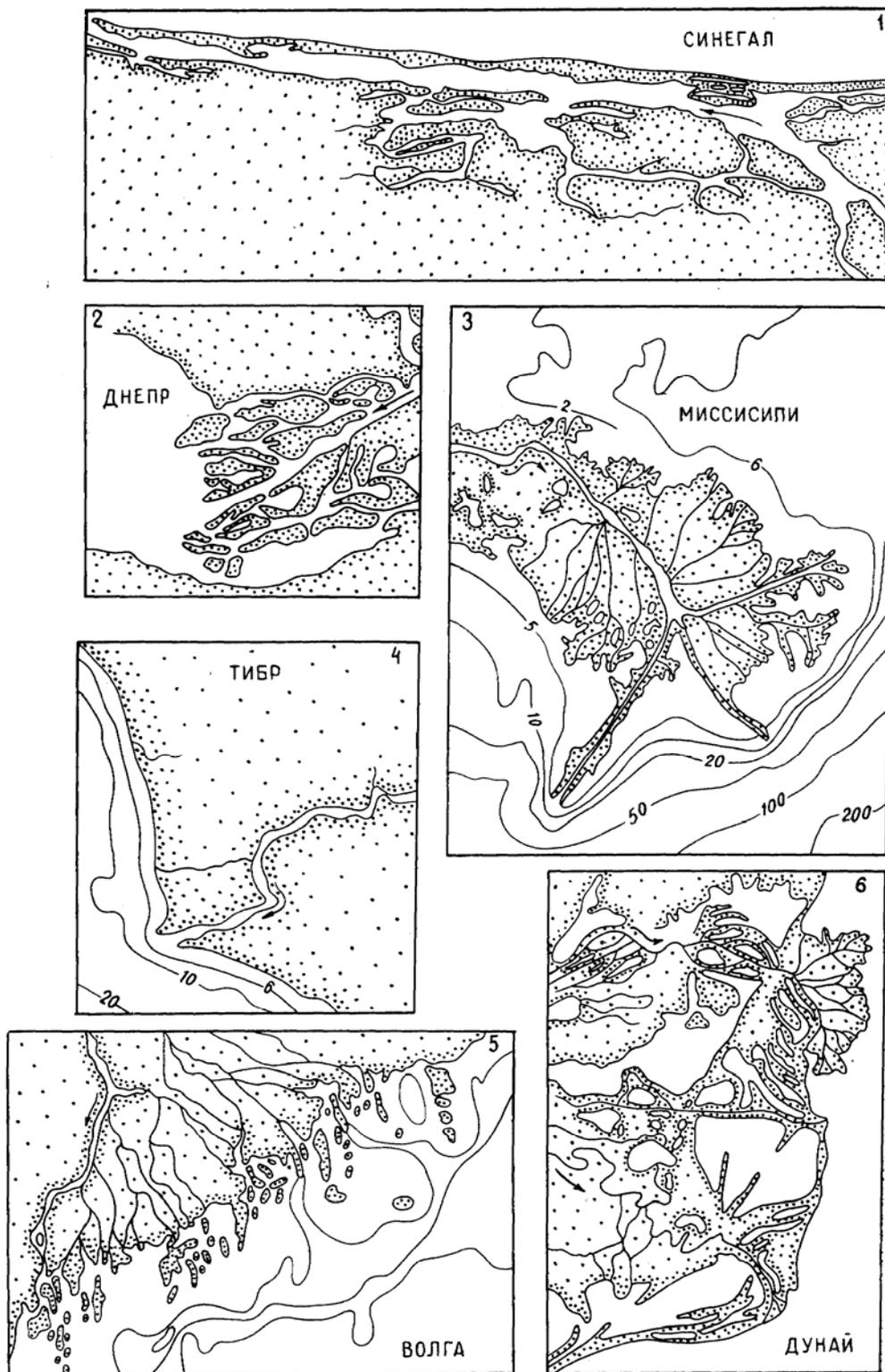


Рис. 149. Некоторые типы дельт, по Н.И. Марковскому, 1973 [33].
 Дельта: 1 – бухтовая или блокированная; 2 – крупнорукавная (в относительно сжатом берегами пространстве); 3 – лопастная («птичья лапа»); 4 – клювовидная; 5 – выдвинутая (с множеством ветвящихся рукавов); 6 – выполнения

Бухтовые дельты образуются в тех случаях, когда река впадает в бухту или лагуну, отделяемую от моря пересыпью.

Для дельтовых областей весьма характерно интенсивное накопление осадочного материала, причем оно захватывает не только обширные акватории, но и отличается большой скоростью нарастания аккумулятивного берега и выдвиганием его в море.

Основная масса осадков, выносимых реками в заливы и моря, представлена песком и илом. В илах сосредоточена главная масса исходного органического вещества и они, погружаясь на оптимальные глубины, становились нефтегазогенерирующими отложениями.

Органическое вещество растительного и планктонного происхождения в устьях рек накапливается в убывающем порядке от морского края дельты в сторону взморья. Так, например, среднее содержание поверхностного фитопланктона в предустьевом пространстве Волги падает со 100 г/м^3 у края дельты до $0,5 \text{ г/м}^3$ у побережья полуострова Мангышлака [33].

Предустьевое взморье характеризуется широким развитием илистых грунтов, из которых при разложении органического вещества выделяется метан и водород. Этот процесс прекращается при деятельности бактерий, образующих бактериальную пленку. Последняя служит хорошим субстратом для развития огромного количества одноклеточных водорослей, синтезирующих новые массы органического вещества.

Слоистость дельтовых отложений находится в прямой зависимости от места их накопления. Наряду с русловыми здесь имеют место озерные, болотные, баровые, морские типы отложений, осложненные наложенными процессами половодий, миграцией береговой линии и тектоническими колебаниями. Наиболее характерной чертой дельтовых образований является чередование морских и наземных осадков.

Дельтовые отложения формируются в различных условиях и сложены разнообразными осадками – от континентальных до морских включительно. Тем не менее, они представляют собой единое целое в генетическом отношении. В пределах дельтового комплекса выделяются следующие палеогеографические зоны: зона нижнего течения реки (аллювиальная равнина); надводная часть дельты; подводная часть дельты (авандельта), которая подразделяется на подводную равнину и подводный склон дельты (внешний край, фронт дельты, свал глубин); мелководная зона шельфа (рис. 150, 151).

Характеристика фаций разных областей дельты дается по работе В.С. Муромцева [36].

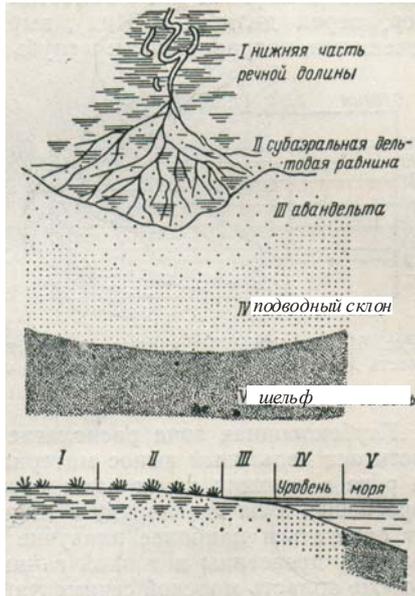


Рис. 150. Общая схема зональности дельтового комплекса в плане и разрезе, по Г.Ф. Крашенинникову, 1971 [7]



Рис. 151. Современная дельта реки Ганг (снимок из космоса) [84]:
1 – русло реки; 2 – надводная часть; 3 – подводная часть дельты; 4 – подводный склон

Фацция надводной равнины дельтового комплекса. Надводная равнина представляет собой плоскую или очень слабо наклоненную к морю область наземной дельты. Песчаные тела в отложениях этой зоны связаны с осадками дельтовых протоков, береговых валов, песков разливов. Они характеризуются небольшой мощностью, мелкозернистым составом и непостоянством положения в разрезе. Песчаные тела имеют вид пологих врезов и образуют в плане ветвящуюся и расходящуюся сеть полос и пятен различной ширины. Зоны развития этих отложений протягиваются на большие расстояния, располагаясь субперпендикулярно к простиранию береговой линии.

Между протоками располагается обширная пойма, периодически во время паводков заливаемая водой, с многочисленными мелководными озерами. Здесь идет накопление тонкозернистых плохо отсортированных алеврито-глинистых отложений, иногда образуется тонкая горизонтальная, чаще же неправильная пологоволнистая слоистость. В условиях гумидного климата многие озера заболачиваются, образуются обширные болотистые низины, формируются линзы и пласты торфа. В засушливом климате многие озера засоляются, в дельтовых комплексах появляются линзы карбонатных пород и даже растворимых солей. Отличие комплекса отложений надводной дельты от аллювиального заключается, прежде всего, в наличии не одного крупного, а целой серии мелких веерообразно

расходящихся русел и более мелкозернистого с худшей сортировкой обломочного материала.

Седиментологическая модель этой группы фаций представляет собой чередование фаций прирусловых отмелей дельтовых каналов, образованных в условиях высокой динамики водных потоков, и фаций внешних и внутренних частей пойм, формирующихся в более спокойной гидродинамической обстановке осадконакопления в условиях затопляемых в периоды паводков участков дельты, где имели место низкая и очень низкая активность среды седиментации. Такое чередование фаций является отличительной особенностью отложений надводной равнины дельтового комплекса.

Электрометрическая модель группы фаций надводной равнины дельтового комплекса представлена чередованием двух типов аномалий кривой ПС. Один из них, связанный с отложениями дельтовых каналов, сходен с аномалией, характерной для русловых отмелей рек, второй, связанный с отложениями межканальных участков дельты, – с аномалией, характерной для осадков речных пойм. Оба типа аномалий имеют примерно одинаковую ширину и располагаются в зонах отрицательных и положительных отклонений кривых ПС (табл. 28).

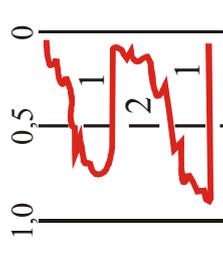
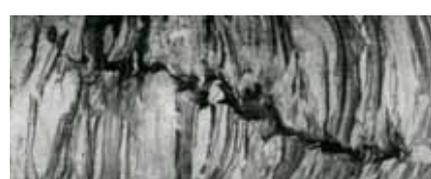
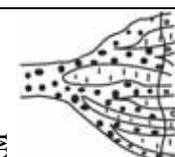
Фация морского края дельтового комплекса. Отложения этой фации формируются на стыке надводной и подводной частей дельтового комплекса. Здесь происходит рост его надводной части за счет осадков, выносимых речными водами с суши, особенно в период половодья. У выхода устьев дельтовых каналов и проток в море образуются косы, устьевые бары, острова-осередыши. В результате неравномерного роста этих аккумулятивных форм морской край дельтового комплекса оказывается интенсивно расчленен, осложнен островами и мелями. Кроме воздействия речных вод морской край дельтового комплекса испытывает влияние морской среды.

В периоды интенсивного речного стока (паводка), когда увеличивается привнос обломочного материала с суши, на морском крае дельтового комплекса, вдоль дельтовых каналов образуются береговые валы, песчаные косы, острова-осередыши, располагающиеся перпендикулярно к береговой линии. Формирование перечисленных песчаных тел происходило в гидродинамических условиях, близких к условиям накопления аллювиальных садков.

Породы представлены светло-серыми, мелко- и среднезернистыми, слабосцементированными, косо- и волнистослоистыми песчаниками. К границам косых слоев приурочено обилие обугленного растительного детрита. В основании косослоистых серий наблюдаются окатанные или угловатые обломки черных глин и алевролитов. Размеры обломочных частиц уменьшаются вверх по разрезу песчаных тел.

Таблица 28

Фация надводной равнины дельтового комплекса

Гранулометрия		Внутреннее строение		Генетические признаки		Форма поперечного сечения	Пространственное размещение	Седиментологическая	Электрометрическая
		Слоистость	Органические остатки	Подшоша, кровля	Границы				
В дельтовых каналах –песчаник мелкозернистый. В межканальных участках – песчано-алевритоглинистые породы, Ин-почвы. Интенс. (сидерит)	Волнистая, косоволнистая, косая. К границам косых про-слоек приурочено обилие рас-тительного детрита. В межканаль-ных участ-ках – гори-зонтальная слоистость; комковатая текстура	Обугленные растительные остатки.	Нижняя граница не-ровная, час-то со сле-дами раз-мыва в виде окат. глин и тонко-сл. алевролитов, кон-креций си-дерита. В кровле про-слои гипса, ожелезнён-ные, тре-щины усы-хания – в засушливом климате, в гумидном – уголь	Расщеп-ляется на мно-жество песчано-алевро-литовых просло-ев	Линзо-видно-вогнутая асиммет-ричная для дель-товых ка-налов, об-разующих пологие врезы ши-риной де-сятки-сотни метров. Мощность 0,5–3,0 м	Линзо-видно-вогнутая асиммет-ричная для дель-товых ка-налов, об-разующих пологие врезы ши-риной де-сятки и сотни кв. км	Песчаные тела обра-зуют вет-вящуюся сеть полос и пятен, располо-женных субпарал-ельно главному руслу. Площадь -десятки и сотни кв. км	Чередование 2-х типов аном. ПС: 1 – в зоне отриц. откл. $\alpha_{ПС} - 0,8-0,5$. По-дошвенная линия горизонтально прямая; боковая – отсутствует или вертикальная вол-нистая; кровельная –наклоннозубчатая. 2 – в зоне полож. отклон. $\alpha_{ПС} - 0,2-0$. Подошв. линия накл., зубч.; кров. – гориз.	
									

При ослаблении стока пресных вод с суши на морской край дельты усиливается воздействие морской среды. В меженные периоды и особенно в периоды осенних и зимних штормов морской край дельтового комплекса подвергается частичному размыву и выравниванию. Из переотложенного материала образуются новые аккумулятивные песчаные тела, располагающиеся вдоль береговой линии (пересыпи, косы, вдольбереговые бары, подводные валы). Сформированные в этих условиях песчаные тела будут иметь строение, характерное для аккумулятивных форм морского мелководья. Таким образом, характерной особенностью отложений этой группы фаций является наличие элементов, типичных как для речных, так и для прибрежно-морских условий осадконакопления или преобладание одного из них. Седиментологическая модель фации морского края дельтового комплекса характеризуется значительной изменчивостью и связана с конкретными палеогидродинамическими обстановками, существовавшими в районе палеodelты.

В связи со сказанным и электрометрическая модель этой группы фаций может быть выражена по-разному в зависимости от преобладания тех или иных условий осадконакопления. Если преобладали морские условия, то электрометрическая модель будет приближаться к модели вдольберегового бара. Если имел место интенсивный сток пресных вод, то и электрометрическая модель будет отражать основные черты русловых отмелей рек или устьевых баров. Меняющийся характер электрометрической модели группы фаций морского края дельты – отражение меняющейся обстановки седиментации в этой части дельтового комплекса (табл. 29).

Фация подводной равнины дельтового комплекса. Подводная равнина представляет собой слабонаклоненную в сторону водоема поверхность. На ней располагаются пологие желобообразные понижения – бороздины, которые являются продолжениями дельтовых каналов. В периоды паводков по бороздинам в море выносятся терригенный материал, который после ослабления деятельности речного потока может заполнять их. Песчаные образования, выполняющие бороздины, представлены мелкозернистыми отсортированными косослоистыми разностями.

Условия их формирования характеризуются снижением гидродинамических уровней среды осадконакопления вверх по разрезу (от очень высокого и высокого к среднему). Нижняя граница песчаных образований резкая, иногда несет слабовыраженные следы размыва. Поперечное сечение песчаных тел линзообразно-вогнутое. В плане они образуют вытянутые линейные полосы, располагающиеся субперпендикулярно к береговой линии.

Таблица 29

Фация морского края дельтового комплекса

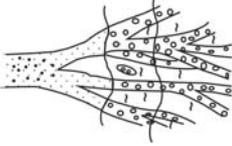
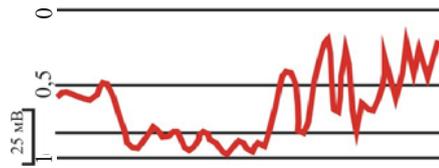
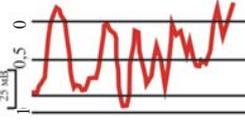
Генетические признаки		Границы		Модели			
Внутреннее строение		Подошва, кровля	Зоны выклинивания	Форма поперечного сечения	Пространственное размещение	Седиментологическая	Электрометрическая
Гранулометрия	Слоистость						
<p>Песчаники средне- и мелкозернистые. Размеры зерен уменьшаются вверх по разрезу. Обилие сидерита</p> 	<p>Косая, коволнистая, горизонтальная</p> 	<p>Обилие растительного детрита</p> 	<p>Многочисленные следы размыва по всему разрезу</p> 	<p>Песчаные тела двустороннезубчатые</p>	<p>Зона на стыке надводной и подводной равнины расположена параллельно берегу</p> 	<p>Изменяющаяся гидродинамическая активность (III и II уровни) во время формирования песчаного тела</p>	<p>Аномалия расположена в зоне отрицательных отклонений ПС. $\alpha_{ПС} = 0,6-0,8$. Подошв. линия наклонная зубчатая, боковая – волнистая, краевая – наклонная</p> 

Таблица 30

Фация подводной равнины дельтового комплекса

Генетические признаки		Границы		Моделли		
Внутреннее строение		Подшва, кровля	Зоны выклинивания	Пространственное размещение	Седиментологическая	Электрометрическая
Гранулометрия	Слоистость					
<p>Песчаники мелкозернистые в бороздинах. Отсортированность хорошая, средняя. $S_0 - 1,8-2,5$. На участках между бороздинами – тонкозернистые алевито-глинистые породы</p> 	<p>Косая, коволнистая</p> 	<p>Растительный детрит, редкие пеллицы. В глинах – следы жизнедеятельности роющих животных</p> 	<p>Нижняя граница имеет слабовыраженные следы размыва в виде окатышей алевролитов и глин. Верхняя граница резкая с глинистыми отложениями при трансгрессии, отчетливая с песчаником надводной части при регрессии</p>	<p>Линзообразно-вогнутая. Ширина – сотни метров. Мощность – 0,5–0,3 м</p> 	<p>Выгнутые линейные полосы субпендикулярно к береговой линии</p> 	<p>Чередование 2 типов аном. ПС. 1 – в зоне отриц. откл. $\alpha_{nc} - 0,8-0,6$. Подошв. линия – гориз.; боковая – верт. волн.; кров. – горизонт 2 – в зоне пологит. отклон. Подошв. лин. гориз.; бок. – вертикал. волнистая; кров. – накл. зубчатая</p> 

Глинистые отложения в пределах рассматриваемой палеогеографической зоны имеют подчиненное развитие и приурочены к участкам, располагающимся между бороздинами. Формирование их, особенно в меженные периоды, происходило в условиях низких палеогидродинамических режимов среды седиментации.

В связи с тем, что отложения этой фации представлены преимущественно песчаными образованиями, их седиментологическая модель будет представлена чередованием двух седиментологических моделей, приближающихся по своим динамическим особенностям осадконакопления к модели вдольберегового регрессивного бара и модели промоины разрывного течения.

Электрометрические модели этой группы фаций дельтового комплекса состоят из чередования моделей, близких к вдольбереговым регрессивным барам, и промоин разрывных течений (табл. 30).

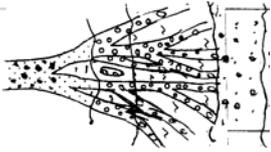
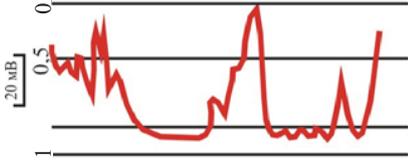
Фация подводного склона дельтового комплекса. Отложения этой фации формируют крутонаклонный и постепенно перемещающийся в сторону моря подводный склон дельтового комплекса. Он подвергается воздействию волн, приливных и вдольбереговых течений, производящих частичный размыв и разнос терригенного материала вдоль склона. Нарастивание склона происходит за счет терригенного материала, выносимого бороздинами в периоды паводков. Эти образования сложены мелкозернистыми, хорошо отсортированными, косослоистыми песчаниками. В меженные периоды при низких и очень низких палеогидродинамических уровнях идет накопление глинистых осадков, имеющих в отложениях этой фации небольшое развитие.

Седиментологическая модель этой фации отражает высокий и очень высокий (I-II) уровни среды седиментации, которые чередуются с кратковременными периодами спада активности среды до IV-V уровней. Электрометрическая модель фации подводного склона дельтового комплекса образована сочетанием широких отрицательных аномалий ПС и слабозвитых положительных аномалий ПС (табл. 31).

4.4.2. Лагунные и лиманные фации

Различные аккумулятивные образования типа баров, кос, пересыпей, островов отделяют от моря небольшие узкие водоемы – заливы, лагуны, лиманы. *Заливы* часто имеют свободное сообщение с морем, поэтому режим солености, характер осадков, органический мир в них еще находятся под влиянием морских условий. *Лагуны* обычно соединяются с морем мелководными проливами или отчленяются от него аккумулятивными формами, вследствие чего соленость, органический мир и характер осадков

Фация подводного склона дельтового комплекса

Внутреннее строение		Генетические признаки			Моделли			
Гранулометрия	Слоистость	Органические остатки	Границы		Пространственное размещение	Седиментологическая		
			Подшва, кровля	Зоны выклинивания			Электрометрическая	
<p>Песчаники мелко-зернистые. $Md - 0,1-0,15$ мм. Отсортированность хорошая. $S_0 - \text{ок } 2$. Неполное развитие имеют алевролиты и алевроитовые глины</p>	<p>Косая и разноправленная, линзовидная</p> 	<p>Растительный детрит, редкие раковины пеллеципод плохой сохранности в глинах</p>	<p>Нижняя и верхняя границы резкие. В пологих долинах наблюдаются следы размыва в виде окатышей глин</p>	<p>Резкая граница в сторону моря. Постепенно переходит в песчаные отложения подводной равнины</p>	<p>Линзообразно – выпуклая, ассим. Ширина – десятки, сотни метров, единицы км. Мощность – 40–70 м</p> 	<p>Полосовое образное размещение песчаного тела субпараллельно береговой линии</p> 	<p>Очень высокая гидродинамическая активность (I и II ур.) среды во время формирования песчаного тела. Периоды ослабления динамической активности (до IV–V ур.) были кратковременные</p>	<p>Аномалия ПС расположена в зоне отрицательных отклонений. $\alpha_{ПС} - 0,8-1,0$. Подошв. линия горизонт.; боковая – вертикальная; зубчатая; кровельная – горизонт.</p> 

в них становятся более автономными. *Лиманы* образуются при затоплении морем устьевых частей речных долин (эстуариев). При обильном поступлении осадков и замедлении скорости опускания участка земной коры, где расположен эстуарий, происходит засорение последнего.

Эстуарии в этих случаях засоряются, в них образуются мели, которые по мере поступления обломочного материала превращаются в острова. Эти процессы приводят тому, что эстуарии разделяются на отдельные, слабо связанные между собой водоемы – лиманы.

Лагунный комплекс осадков обычно подстилается морскими слоями (отложения заливов), а лиманные осадки – аллювиальными отложениями. Лиманы и лагуны нередко связаны с речными дельтами.

Для лиманов и лагун характерна спокойная гидродинамика, поэтому в них развиты тонкозернистые осадки – глины, алевриты, мелкозернистые пески. Отложения отличаются плохой отсортированностью, тонкослоистыми и линзовидными текстурами. В связи с недолговечностью лагун характер их осадков по площади и в разрезе быстро меняется.

Осадкообразование в лагунах зависит от климата, степени изоляции лагуны от моря и от наличия впадающих в неё рек. В гумидном климате лагуны обычно опресняются, в них развиваются высшие водоросли и растения, которые не могут произрастать в солоноватой воде. При этом лагуны заболачиваются и становятся ареной торфонакопления. В аридном климате, когда испарение значительно превосходит приток морских вод, лагуны засоляются, в них идет садка различных солей.

Многие лагуны являются биологически продуктивными водоемами, их осадки обогащены органическим веществом. Кроме активного развития растительности, в них часто обитают планктонные организмы. Спокойная гидродинамика, отсутствие течений и волнений обусловили слабое поступление в придонные воды кислорода, тем самым способствуя возникновению восстановительной обстановки и сохранению осаждающегося органического вещества, имеющего сапропелевый характер.

КОНТРОЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ

1. Охарактеризуйте влияние тектоники на развитие трансгрессий и регрессий морских водоёмов, положение областей сноса обломочного материала и характер продуктов выветривания.
2. Охарактеризуйте механизм формирования мощностей, формы и размеров осадочных тел.
3. Как отражается влияние тектоники на скорость накопления осадков?
4. Какое влияние на литогенез оказывают горообразовательные тектонические движения и магматизм?
5. В чём проявляется цикличность седиментации?

6. Каково значение системного анализа для изучения разнофациальных толщ?
7. Охарактеризуйте влияние тектонических движений на постседиментационные изменения осадочных пород.
8. Назовите основные особенности континентального осадконакопления.
9. Что такое элювий?
10. Особенности строения и мощность коры выветривания.
11. По каким генетическим признакам отличается коллювиальная фация от пролювиальной?
12. Этапы развития речной системы.
13. Как изменяется структура аллювиальной толщи по разрезу и площади?
14. Чем отличаются фации русловых отмелей спрямлённых и ветвящихся рек?
15. Как формируются меандрирующие реки?
16. Какие основные генетические признаки характерны для русловых фаций равнинных рек?
17. Чем отличается строение русловых отмелей ограничено и интенсивно меандрирующих рек?
18. В каких условиях формируется старичный аллювий?
19. В каких условиях формируется пойменный аллювий?
20. Условия формирования береговых валов.
21. Чем отличаются фации береговых валов и песков разлива?
22. Охарактеризуйте структурно-текстурные особенности отложений внутренних частей поймы.
23. Охарактеризуйте терригенное осадконакопление в озерах.
24. Какие породы накапливаются в озерах холодного гумидного климата при ослаблении приноса обломочного материала?
25. Объясните происхождение минеральной зональности в озерах аридной зоны.
26. В чём заключаются особенности ледниковых отложений?
27. Назовите основные генетические признаки эоловых отложений.
28. Охарактеризуйте структурно-текстурные особенности и форму отложений речных дюн.
29. В каких фациях континентальной обстановки осадконакопления формируются породы-коллекторы и флюидоупоры?
30. Назовите основные особенности морского осадконакопления.
31. Источники поступления осадочного материала в морские бассейны и факторы, влияющие на характер морских отложений.
32. Охарактеризуйте основные факторы, влияющие на характер морских отложений.
33. Назовите зоны отложений морских осадков и схему рельефа дна Мирового океана.
34. Как формируются устьевые бары?

35. Какие полезные ископаемые могут быть приурочены к фации пляжа?
36. Как формируются вдольбереговые бары?
37. Чем отличается подводный вал от вдольберегового бара?
38. Как изменяется структура песчаного тела в трансгрессивных и регрессивных вдольбереговых барах?
39. Какие аккумулятивные песчаные тела формируются при изрезанном характере береговой линии?
40. Как формируются барьерные острова?
41. Какие особенности имеют песчаные тела фации барьеров?
42. Как формируются забаровые лагуны?
43. Чем отличаются песчаные тела промоин разрывных течений и головных частей размывных течений?
44. Назовите главные факторы осадконакопления в мелководной части шельфа.
45. От чего зависит морфология песчаных тел в обстановке мелководного шельфа?
46. При каких условиях образуются органогенные постройки?
47. Дайте определение понятию: «биостром», «биогерм», «риф».
48. Чем обусловлена зональность рифовых массивов?
49. Назовите основные генетические признаки рифовых массивов.
50. Назовите основные типы рифовых массивов.
51. Основные факторы осадконакопления в условиях глубоководного шельфа.
52. Какие осадки накапливаются в условиях глубоководного шельфа?
53. Назовите характерные особенности осадконакопления в батимальной и абиссальной зонах.
54. Дайте определение понятию «дельта».
55. Назовите главные факторы формирования дельты.
56. Как формируется дельта?
57. Назовите основные палеогеографические зоны дельтового комплекса.
58. В чем особенности строения песчаных отложений надводной части дельты?
59. Какие песчаные тела формируются в пределах подводной равнины дельтового комплекса?
60. В чем различие песчаных тел надводной и подводной частей дельтового комплекса?
61. Как формируется подводный склон дельтового комплекса?
62. Какие образования дельтового комплекса образуют породы – коллекторы?
63. Дайте определение понятиям: «залив», «лагуна», «лиман».
64. Какое влияние оказывает климат на осадкообразование в заливах, лагунах и лиманах?

ЧАСТЬ 5 ЛИТОЛОГИЯ ПРИРОДНЫХ РЕЗЕРВУАРОВ

5.1. Осадочные формации и нефтегазоносность

Осадочные горные породы формируются в седиментационных бассейнах, которые, в зависимости от условий своего развития, характеризуются определенным набором отложений. Такие литолого-стратиграфические комплексы пород получили название формаций. Существует несколько определений понятия «формація», отражающих различный (палеогеографический, парагенетический, литолого-фациальный, геотектонический, фациально-циклический, литологический) подход к выделению и классификации формаций [41, 2, 12]. В определении, разработанном В.Е. Хаиным [46], объединяются два направления – палеогеографическое и палеотектоническое: **«Формація (геоформація) – это закономерное и устойчивое сочетание (парагенез) определенных генетических типов горных пород, связанных общностью (близостью) условий образования и возникающих на определенных стадиях развития основных структурных элементов земной коры»**. Формации отделяются друг от друга резкой сменой состава пород, перерывами, несогласиями.

Наиболее современные представления об осадочных формациях изложены в книге И.А. Вылцана [5]. В ней приведен обзор определения понятия «формація»; показана ведущая роль тектоники при формировании формаций; дана характеристика схем классификаций и основ формационного анализа; рассмотрены главные историко-геологические типы осадочных формаций.

Основными признаками осадочных формаций являются: набор слагающих их главных осадочных пород и их литологические особенности; характер переслаивания этих пород в вертикальном разрезе и выдержанность литологического состава; форма тела формации (площадь распространения, мощность); скорость осадконакопления; обстановка осадконакопления; степень диагенетических, катагенетических и начальных метаморфических изменений, отражающая тектонический режим (интенсивность погружения, геотермический градиент).

Кроме того, принимаются во внимание второстепенные по значению в объеме формации, но важные для определения условий ее образования компоненты: литологические (например, угли); минералогические (например, глауконит); преобладающая окраска (сероцветность, красноцветность, пестроцветность) и т.п.

Отличительные особенности строения основных типов формаций

Фор- ма- ции	Характеристика						Литологические особенности
	Скорость осадконако- пления	Площадное распростра- нение	Обстановка осадконакопления	Выдержанность литологического состава	Степень литификации		
Тесноклиновые	Значитель- ная (десятки, первые сот- ни метров в млн. лет)	Полосовид- ное распро- странение при значи- тельной про- тяженности и небольшой ширине	Преимущественно глубоководная об- становка осадкона- копления в бассейнах нормальной солено- сти	Литологическая вы- держанность пачек по простиранию; резкая изменчивость вкрест простираня структур, сопровождаемая раз- мывом отдельных комплексов, наличием перерывов и несоглас- ий между ними	Высокая сте- пень катаге- нетических изменений вплоть до на- чального ме- таморфизма	Существенная роль под- водно-оползневых обра- зований; небольшая роль грубообломочных по- род; примесь вулкано- генно-обломочного и пеллового материала; скудность остатков мак- рофауны	
Переходных	Максималь- ная – сотни метров в млн. лет	Ограничен- ные площади распростра- нения	Широкий диапазон фи- зико-географических обстановок как в об- ластях осадконакопле- ния, так и в областях сноса обломочного ма- териала	Невыдержанность, пестрота литологи- ческого состава	Невысокая степень ли- тификации, убывающая вверх по раз- резу	Широкое распространение грубообломочных пород; полимиктовый состав, плохая сортировка терри- генного материала; много продуктов наземных вул- канических извержений	
Платформенные	Низкая – метры, пер- вые десятки мет- ров в млн. лет	Плащеобраз- ная (плито- образная) форма зале- гания при не- большой мощности	Преобладают конти- нентальные, лагун- ные, морские мелко- водные и прибреж- ные фации. Глубина бассейна 10–50–100 м	Пестрота литологи- ческого состава для континентальных фаций; выдержан- ность пачек и пла- стов для морских фаций	Низкая сте- пень литифи- кации даже для древних отложений	Хор. сортировка материа- ла, преимущественно кварцевый состав терри- генных пород для внутр. частей; полимиктовый со- став и ухудшение сорти- ровки на окраинах; незна- чительная роль грубооб- ломочных пород	

Ряды формаций геоструктурных зон

Стадия	Геосинклинали			Переходные зоны			Платформы				
	Формации	Субформации	Прогноз нефтегазоносности	Формации	Субформации	Прогноз нефтегазоносности	Формации	Субформации	Прогноз нефтегазоносности		
Заклю- читель- ная	Эффузивно-осадочная (наземно-вулканогенная)	Не выделяются	Бесперспективная	Верхняя молассовая	Соленосная	Бесперспективная	Красноцветная	Не выделяются	Бесперспективная		
										Угленосная	Бесперспективная
Поздняя	Лагунная	Соленосная	Соли могут быть флюидоупором для карбонатного и терригенного флиша	Нижняя молассовая	Лагунная соленосная	Бесперспективная	Морская регрессивная терригенная	Лагунная соленосная	Бесперспективная		
										Терригенная	Может быть газоносной
										Параличская угленосная	Бесперспективная
										Ракушняковая	Может быть нефтегазосной
Средняя	Флишевая	Туфогенная	Бесперспективная	Карбонатная	Рифогенная	Нефтеносная	Карбонатная	Гипс-доломитовая	Бесперспективная		
										Карбонатная	Нефтематеринская толща
										Терригенная	Битуминозная глинисто-карбонатная
Ранняя	Спилито-кратофировая	Сланцевая (аспидная)	Бесперспективная	Карбонатно-кремнистая	Глинисто-кремнистая сланцевая	Бесперспективная	Морская трансгрессивная терригенная	Песчано-карбонатная	Часто нефтегазосная		
										Кремнисто-вулканогенная	Карбонатно-глинистая

Классификация формаций проводится по основным структурным элементам (геоструктурным зонам) земной коры и по стадиям их развития в пределах тектонического цикла. В связи с этим выделяются формации геосинклинальные, переходных зон и платформенные. Отличительные особенности их строения показаны в табл. 32.

В составе формаций выделяются субформации, характеризующиеся своеобразием литологических свойств и структуры, обусловленным спецификой палеотектонических и палеогеографических условий образования. Субформации представляют собой части (верхние, средние, нижние) тела формации. В своей совокупности формации образуют вертикальные и латеральные формационные ряды. По Н.Б. Вассоевичу [12], вертикальные ряды формаций отражают последовательные стадии развития определенных крупных геоструктурных элементов.

Теоретическое значение изучения осадочных формаций заключается в восстановлении по ним древней тектонической, климатической, ландшафтной зональности, а практическое – основано на приуроченности к определенным типам формаций отдельных видов осадочных полезных ископаемых (угля, солей, нефти и др.).

Нефтегазоносные комплексы по-разному соотносятся с осадочными формациями. Эти комплексы могут полностью совпадать с формациями; являться их частями или охватывать несколько формаций (одна материнская, другая коллекторская, третья экранирующая). В качестве нефтегазоносных комплексов или части их выступают многие формации. Развитие процесса нефтегазообразования зависит от типа осадочной формации. В каждом типе существуют свои условия для созревания углеводородов, при этом соседние формации могут оказывать существенное влияние на эти процессы [4]. Перспективы нефтегазоносности, связанные с формациями и субформациями, а также смена их в вертикальном разрезе по стадиям геотектонического цикла показаны в табл. 33. Ниже приводятся характеристики формаций по геоструктурным зонам и приуроченные к ним скопления углеводородов.

5.1.1. Нефтегазоносность геосинклинальных формаций

Спилито-кератофировая формация – ассоциация лав, их пирокластитов и субвулканических интрузивных пород основного и кислого состава, специфическая для ранних стадий формирования геосинклинальных прогибов. Наряду с магматическими породами в состав формации входят осадочные: кремнисто-глинистые сланцы, алевролиты, радиоляриты, граувакковые песчаники, конгломераты, туффиты. С этой формацией связаны месторождения железа, марганца, меди, золота и

других металлов. По литологическому составу формация разделяется на две субформации.

Кремнисто-вулканогенная субформация сложена кремнистыми сланцами, яшмами, радиоляритами и вулканогенными породами. Последние представлены спилитами, базальтами, андезитами и сопутствующими им туфами и туфогенными образованиями. Субформация образуется в центральных частях геосинклиналей в эпоху их наибольшего прогибания и напряженной вулканической деятельности и представляет собой глубоководные осадки.

Сланцевая (аспидная) субформация сложена глинистыми породами (от аргиллитов до аспидных сланцев и филлитов), песчаниками и алевролитами кварцевого и грауваккового состава. Глинистые породы темно-серые до черных за счет углеродистого вещества и тонкорассеянных сульфидов железа, часто содержат конкреции сидерита, пирита и анкерита. Вверх по разрезу сменяется флишевой формацией.

Флишевая формация. В составе флишевых толщ преобладают обломочные и карбонатные породы. Довольно часто к обломочному материалу примешивается вулканогенный, присутствуют туфовые прослои значительной мощности. В связи с этим выделяются субформации терригенная, карбонатная и туфогенная.

Для флиша характерна четко выраженная ритмичность и вместе с тем градационная слоистость. Флишевые повторы (многослои), обычно именуемые ритмами, имеют размер от нескольких сантиметров до нескольких дециметров, редко больше; состоят из небольшого, определенного для каждой толщи набора горных пород. Размеры зерен в каждом ритме уменьшаются снизу вверх.

В составе *терригенного* флиша присутствуют все типы пород – от конгломератов и брекчий до аргиллитов. В *карбонатном* флише первые элементы ритма представлены обломочными известняками, а верхние – мергелями или пелитоморфными известняками. Границы между многослоями являются резкими, а внутри многослоя – постепенными или отчетливыми.

Образование флиша происходило в глубоководных морских бассейнах, ограниченных с одной или двух сторон «Кордильерами» (горными сооружениями, островами, отмелями) на средней стадии геосинклинального режима при наличии мелких колебательных движений [59, 8].

В породах флиша отмечаются повышенные содержания битумов, в связи с этим, они могут быть нефтенасыщенными.

Лагунная формация образуется в позднюю стадию развития геосинклинального режима и в зависимости от физико-географической об-

становки представлена соленосной (в аридной зоне) или угленосной (в гумидном климате) субформациями.

В строении *соленосной субформации* по площади и в вертикальном разрезе наблюдается определенная закономерность: по периферии залегают грубообломочные породы-конгломераты и брекчии (делювий, пролювий), затем – песчаники и алевролиты кварцевые, глины и алевролиты карбонатные, доломиты, ангидриты, каменная и калийная соли. Мощность соленосной субформации составляет 5–6 км.

Соленосные породы обладают способностью под давлением течь в твердом состоянии и очень часто образуют складки и купола выжимания. В связи с этим соляные отложения в парагенезе с терригенными, карбонатными породами и карбонатным флишем могут формировать природные резервуары.

В составе *угленосной субформации* присутствуют почти все типы обломочных пород: конгломераты, брекчии, гравелиты, песчаники различного гранулометрического состава, алевролиты, глины, аргиллиты, а также частично метаморфизованные породы – глинистые и аспидные сланцы, аргиллитовые сланцы, кварциты. Среди пород часто отмечают полиминеральные разновидности: аркозы, граувакки, полиминеральные аргиллиты. Они содержат большое количество угольных пластов небольшой мощности. Угли представлены высокометаморфизованными каменными углями и антрацитами.

Эффузивно-осадочная формация образуется на заключительной стадии геосинклинального развития. В составе формации, кроме лав и туфов, заметную роль играют песчаники и глины, обогащенные туфовым материалом.

5.1.2. Нефтегазоносность формаций переходных зон

Карбонатно-кремнистая сланцевая формация сложена глинистыми и кремнистыми сланцами с подчиненными прослоями известняков, количество которых увеличивается по мере движения к платформе. В сланцах и известняках отмечаются остатки морской фауны. Мощность – первые сотни метров. Образуется в пригеосинклинальных прогибах на ранних этапах их формирования.

В состав **карбонатной формации** входят битуминозная глинисто-карбонатная и рифогенная субформации.

Битуминозная глинисто-карбонатная субформация является разновидностью **доманиковых формаций**, широко распространенных в нефтегазоносных провинциях мира. Она представлена черными извест-

няками, мергелями и высокобитуминозными аргиллитами с прослоями кремнистых пород, реже песчаников общей мощностью 20–50 м. В породах присутствуют редкие остатки донных организмов, часто отмечаются прожилки, выполненные битумом, нефтяные пятна и пленки. Основные компоненты минеральной части (%): карбонатное вещество – свыше 70, глинистые – 12 и кремнистые – 10–12. Примесь обломочного кварца не превышает 10 % или полностью отсутствует.

Наиболее характерной особенностью глинисто-карбонатной субформации является обогащенность ее органическим веществом. Оно придает породам темноцветную окраску. Среднее содержание $C_{орг.}$ сильно варьирует, но всегда выше, чем в отложениях, граничащих с ними или подстилающих и перекрывающих их, и в среднем составляет около 5 %, достигая в отдельных прослоях 20 %. Толща содержит в своем составе горючие сланцы, содержание которых в разрезах составляет 10–15 %, а концентрация $C_{орг.}$ в последних увеличивается до 15%. Органическое вещество отличается высокой степенью битуминизации. В составе толщи концентрируются огромные массы рассеянных углеводородов.

Все эти данные позволяют считать доманиковые формации, в частности, битуминозную глинисто-карбонатную субформацию преимущественно нефтегенерирующей толщей. Формирование ее происходило в относительно глубоком (до 30 м) теплом морском бассейне на средней стадии тектонического цикла при максимуме трансгрессии [2].

Рифогенная субформация наиболее богата скоплениями углеводородов. Рифовые тела, в целом, образуют высокоёмкие резервуары. Они возникают в крупных теплых морских бассейнах нормальной солености, удаленных от обширных источников сноса терригенного материала. Палеотектонической предпосылкой являются высокие скорости погружения бассейна седиментации в условиях расчлененного морского дна.

В пределах передовых прогибов образуются барьерные и краевые рифы высотой несколько сот метров. Они приурочены к крутым склонам дна бассейна, зонам резкого перепада глубин. *Барьерные рифы* располагаются на расстоянии до десятка километров от берега, протягиваясь почти сплошной полосой, ширина которой достигает нескольких километров. *Краевые рифы* образуются на еще большем удалении от берега в относительно глубоководных зонах (см. рис. 144).

Нижняя молассовая формация является важнейшим нефтегазоносным комплексом передовых прогибов. Она представлена сероцветными глинами, алевролитами, песчаниками с подчиненными конгломератами и мергелями. Песчаники полимиктовые (при сносе с горных сооружений) или кварцевые (при сносе с платформы), часто известко-

вистые, с характерной крупной косо́й слоистостью. Глины известковистые с обильной нектонной и бентосной фауной, а также темные битуминозные с конкрециями сидерита и пирита. Алевролиты часто содержат остатки флоры и растительный детрит. Для пород характерно обилие подводно-оползневых текстур.

Формирование толщи происходило в передовых прогибах на поздней стадии геотектонического цикла, у подножья горных хребтов, в морских и лагунных условиях, в зонах гумидного и аридного климата. Подстиляется карбонатной формацией, перекрывается – верхнемолассовой.

Нефтегазоносность связана с *морской терригенной субформацией*. Она представляет собой узкие вытянутые полосы, непосредственно прилегающие к горным системам, близ которых развиты конгломераты, замещающиеся, по мере удаления от гор, песчаниками, а затем глинами, мергелями, иногда известняками с фауной. Песчаники полимиктовые, разнозернистые, косослоистые. Пласты песчаников не выдержаны по мощности, образуют линзы, раздувы, расщепляются и часто переходят в глины. Мощность субформации составляет сотни метров.

В условиях гумидного климата образуется *параличская угленосная субформация* – песчаники, глины, угли с подчиненными прослоями известняков. При ослаблении сноса обломочного материала образуется *ракушняковая субформация* – известняки-ракушечники при подчиненном участии песчаников и глин.

При аридном климате образуется соленосная *субформация* – гипсы, ангидриты, каменная и калийная соли, иногда глины.

Верхняя молассовая формация представлена конгломератами, галечниками, гравелитами, песчаниками, алевролитами и глинами с подчиненными пресноводными или солоноватоводными раковинными известняками. Обломочные породы обычно полимиктового состава, иногда известковистые. Характерна крупная цикличность, неправильное наслоение, косая слоистость. Мощность составляет тысячи метров. Характер чередования – обычно пачками, иногда сплошными толщами мощностью сотни метров. Формируется в заключительную стадию геотектонического цикла у подножья хребтов, в подгорных и межгорных аллювиально-озерных равнинах, включая конусы выноса.

Нефтегазоносность отмечается реже, чем в нижнемолассовой формации, преобладающей является газоносность, приуроченная к *терригенной субформации* нижней части [4].

Характер развития бассейна приводил к возникновению угленосных толщ в гумидном климате и соленосных – в аридном. С последними может быть связано развитие красноцветных толщ, завершающих формационный ряд.

5.1.3. Нефтегазоносность платформенных формаций

Морская трансгрессивная терригенная формация. Основными породами являются песчаники, алевролиты кварцевые с глауконитом, глины серые и темно-серые с пиритом. Реже встречаются конгломераты, гравелиты, известняки, опоки. В условиях гумидного климата породы окрашены в серые и темно-серые тона, в условиях аридного климата имеют пеструю окраску. Породы формируются на ранней стадии тектонического цикла в мелком открытом море при влажном или сухом климате. Формация состоит из *песчано-глинистой и песчано-карбонатной субформаций*, которые часто бывают нефтегазоносными.

Карбонатная формация. Основными породами являются известняки и мергели, второстепенными – рифогенные известняки, битуминозные аргиллиты. Образуется в среднюю стадию тектонического цикла (при максимуме трансгрессии) в условиях обширного, открытого, относительно глубоководного моря при теплом влажном климате.

Битуминозная карбонатно-глинистая субформация, сложенная битуминозными мергелями и аргиллитами, характеризуется общими чертами с **формациями доманикового** типа. Сложена на 80 % глинами (аргиллитами) и содержит, %: карбонатное вещество до 10, кремнистое – до 15, пирита – до 5, кластического материала – до 5. Преобладающими глинистыми минералами являются смешанно-слоистые образования гидрослюдисто-монтмориллонитового состава, в качестве примеси присутствует хлорит. Карбонатное вещество имеет хемогенное происхождение, встречаются также прослойки биогенного кальцита. Для пород характерна тонкая седиментационная слоистость, свидетельствующая о спокойной гидродинамической обстановке осадконакопления, минеральные и органические компоненты в породах ориентированы параллельно друг другу.

Содержание органического вещества составляет до 10 %, а горючих сланцев – до 15 %. Органическое вещество обладает высокой степенью битуминизации. Содержание растворимого в хлороформе битумоида составляет 0,25–1,3 % [2].

Битуминозная карбонатно-глинистая субформация является нефтегенерирующей толщей, иногда в этой толще содержатся промышленные скопления нефти, приуроченные к коллекторам трещинного типа (мергелям, аргиллитам).

Рифогенная субформация связана с развитием береговых рифов и атоллов. *Береговые рифы* образуются в нескольких десятках метров от береговой линии морского бассейна. Распространены в виде узкой прерывистой полосы шириной до нескольких десятков метров. *Атоллы* –

коралловые острова овальных очертаний, образующиеся при погружении вулканических островов. Мощность составляет сотни метров.

Рифовые известняки отличаются куполовидной формой, отсутствием слоистости, чистым карбонатным составом, частым развитием органогенных структур с прижизненным положением органогенных остатков, наличием обломочных известняков вокруг рифовых массивов, большим количеством пор и каверн, развитием процессов перекристаллизации и доломитизации.

Рифогенная субформация нефтеносна не только в пределах рифовых, но и в окружающих массивы органогенно-обломочных известняках. В целом, эти комплексы содержат высокые резервуары, что обуславливает наличие высоких дебитов нефти из скважин.

Гипс-доломитовая субформация сложена известняками, доломитами, глинистыми доломитами, гипсами, ангидритами, известковыми глинами. Формируется в обширном мелком эпиконтинентальном море несколько повышенной солености в условиях жаркого сухого климата в среднюю стадию геотектонического цикла.

Морская регрессивная терригенная формация представлена преимущественно песчаниками и алевролитами кварцево-аркозовыми и полимиктовыми, глинами каолинового состава; второстепенными породами являются конгломераты, гравелиты, известняки-ракушечники, угли, конкреции пирита и сидерита. Формируется в позднюю стадию геотектонического цикла во внутриматериковых пресноводных водоемах, дельтах, речных поймах и руслах приморской низменности.

Песчано-глинистая угленосная субформация представлена конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами, глинами; в незначительном количестве присутствуют мергели. Главной особенностью субформации является высокое содержание органического вещества как в рассеянной, так и в концентрированной (угли и углистые глины) форме. Отложения неравномерно обогащены углефицированным растительным детритом и содержат прослой, линзы и пласты угля. В окраинных частях бассейна седиментации углистые пласты встречаются чаще, чем в центральных частях. Особенно многочисленны микролинзы угля мощностью менее 2 см и прослой, обогащенные растительным детритом.

В отложениях субформации, помимо пластов угля и углистых глин с содержанием органического углерода 20–50 % и более, распространены глины и глинистые алевролиты озерного и аллювиального генезиса с содержанием $C_{орг.}$ до 7 %. В прямой зависимости от количества и состава органического вещества, рассеянного в породах субформации, находятся количество и состав генерированных углеводородов, часть которых в дальнейшем образовала свободные скопления газа и нефти. Особенности

строения этой субформации обусловили ее преимущественную газоносность. Песчано-алевритовые и глинистые породы в разрезе субформаций перемежаются, образуя пласты мощностью до десятков метров. Отдельные пласты не выдержаны по площади, имеют линзовидный характер. Переслаивание преимущественно песчаных и глинистых пачек обусловило существование в разрезе нескольких природных резервуаров.

Характерной особенностью песчано-глинистой субформации является ее полифациальность, невыдержанность по простиранию и разрезу. В ее составе широким распространением пользуется прибрежные, лагунные, дельтовые, аллювиальные, озерные и болотные фации. В пределах прибрежных и лагунных зон формируется паралические угленосные отложения, на территориях озер и болот – лимнические образования. Условиями образования этой субформации являются: гумидный климат, обилие растительного материала, затрудненный сток и осадконакопление при активных нисходящих тектонических движениях.

Невыдержанность разрезов угленосной субформации, низкая сортировка обломочного материала, полимиктовый состав песчаников предопределяют, в основном, низкие коллекторские свойства песчаных пачек. Экранирующие свойства глин также обычно невысоки из-за небольшой мощности, расслоенности их проницаемыми прослоями, присутствия в большом количестве каолинита, линзовидных включений обломочного материала, образующих литологические окна. Эти черты строения являются причиной того, что эта субформация редко содержит крупные скопления углеводородов, несмотря на свои высокие продуцирующие свойства. В ее составе обычно обнаруживается большое количество средних и мелких нефтяных и газовых месторождений.

В условиях аридного климата формируется *лагунная соленосная субформация*. Она сложена песчаниками и алевритами кварцевыми косослоистыми; глинами и аргиллитами пестро и красноцветными; доломитами, гипсами и ангидритами; каменной и калийной солями.

Красноцветная формация является заключительной в развитии геотектонического цикла. Представлена ритмичным переслаиванием песчано-алевритовых и глинистых пород, сменяющих друг друга на небольшом расстоянии. В составе толщи отмечается малое количество органического вещества – не более 0,1 %. В то же время отношение Fe^{+3} к Fe^{+2} составляет величину более 3, что и придает породам красноцветную окраску. Большинство красноцветов с повышенной карбонатностью образовывались в аридном климате, а некарбонатные разности – в условиях гумидного климата.

5.2. Типы природных резервуаров и ловушек УВ

Нефтегазоносность является одним из важнейших свойств осадочных толщ. В их состав входят определенные литолого-стратиграфические комплексы, которые отличаются региональной нефтегазоносностью в пределах обширной территории. Основными факторами, определяющими образование региональных нефтегазоносных комплексов являются:

- 1) накопление органического вещества и вмещающих его осадков в субаквальной среде с анаэробной геохимической обстановкой на фоне относительно устойчивого прогибания бассейна седиментации;
- 2) отсутствие возможности попадания рассматриваемой толщи в зону активного водообмена и аэрации в последующие фазы развития восходящих движений;
- 3) наличие в комплексе пород, характеризующихся благоприятными коллекторскими свойствами;
- 4) наличие в комплексе толщи плохо проницаемых пород – покрышек для обеспечения сохранности залежей.

Таким образом, *региональный нефтегазоносный комплекс* – это природная система, состоящая из совокупности горных пород, условия накопления и дальнейшее преобразование которых характеризуются благоприятными геологическими, геохимическими, гидрогеологическими, тектоническими и другими факторами, обусловившими возникновение, развитие и завершение процессов регионального нефтегазообразования и нефтегазонакопления [2]. В целом региональный нефтегазоносный комплекс, состоит из трех частей:

- нефтегазопроизводящей толщи, генерирующей нефть или газ;
- нефтегазосодержащей толщи, представленной коллекторами, в которых содержатся скопления нефти и газа;
- перекрывающей ее слабопроницаемой толщи-покрышки, обеспечивающей сохранность скоплений углеводородов.

Две последних составляющих создают *природные резервуары* – естественные вместители для нефти, газа и воды, внутри которых эти флюиды могут циркулировать. С природными резервуарами генетически связаны *ловушки* нефти и газа. Основные принципы типизации и классификации природных резервуаров и ловушек УВ, характеристика генетических типов и методы прогнозирования детально изложены в книге А.А. Гусейнова и др. [34], а также в работах [23, 2, 16].

Форма природного резервуара обусловлена соотношением коллектора с вмещающими его плохо проницаемыми породами. По этому

принципу выделяются пластовые, массивные и литологически ограниченные природные резервуары (рис. 152, 153, 154).

Пластовый резервуар представляет собой коллектор, имеющий широкое площадное распространение (сотни и тысячи квадратных километров), характеризующийся небольшой мощностью (от долей до десятков метров) и ограниченный в кровле и подошве плохо проницаемыми породами. Движение флюидов по пласту – боковое по пласту.

Возможны 3 варианта строения пластового резервуара (рис. 152):

а) пласт – коллектор однородного состава и хорошо выдержан по площади и мощности;

б) пласт – коллектор, регионально выдержанный на больших площадях, выклинивается к сводам отдельных поднятий;

в) пласт – коллектор представлен несколькими прослоями, сообщающимися между собой, и имеющий неровную кровлю и подошву.

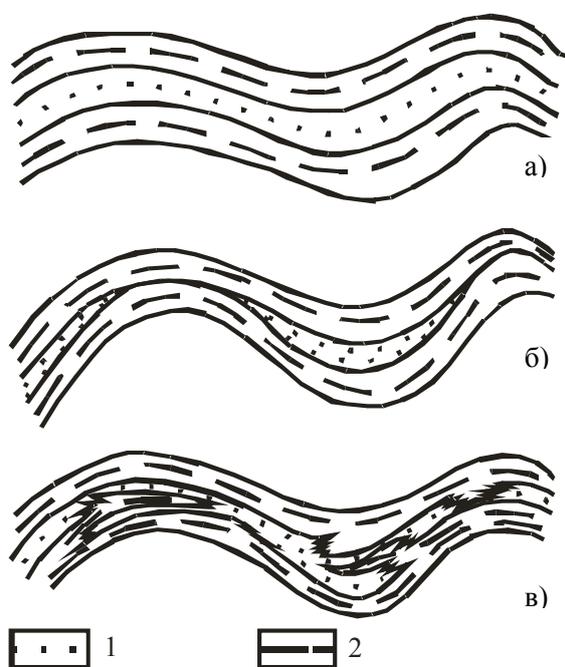


Рис. 152. Разновидности пластового резервуара:
1 – коллектор; 2 – экранирующая толща

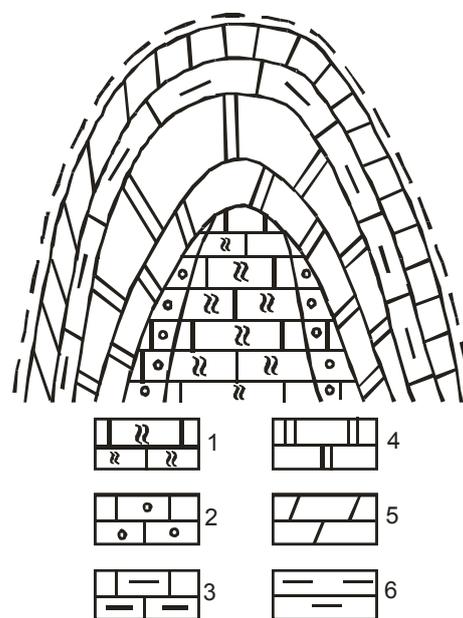


Рис. 153. Схема строения массивного резервуара.

Породы: 1 – рифовая постройка; 2 – известняки органогенно-обломочные; 3 – известняки глинистые; 4 – доломиты; 5 – мергели; 6 – аргиллиты

Массивный резервуар представляет собой мощную (несколько сот метров) толщу проницаемых пород, перекрытую сверху и ограниченную с боков плохо проницаемыми породами (рис. 153).

Массивный резервуар обычно приурочен к структурному, эрозийному или биогенному выступу. В толще пластов – коллекторов могут быть непроницаемые прослои, однако все пласты проницаемых пород

сообщаются, представляя единую гидродинамически связанную толщу. Коллекторы могут быть представлены терригенными, карбонатными, иногда изверженными породами. Часто возраст пластов, слагающих массивный природный резервуар, бывает различным. Весь резервуар может быть поделен на зоны с различной пористостью и проницаемостью.

Движение флюидов в массивных резервуарах – вертикальное и боковое, причём боковое движение флюидов в массивных резервуарах не происходит в таких больших масштабах, как в пластовых, и вполне соизмеримо с вертикальным.

Частым случаем массивного природного резервуара является ископаемые рифы, представляющие собой захороненные под мощной толщей молодых отложений рифовые постройки.

Природные резервуары, *литологически ограниченные*, практически со всех сторон окружены непроницаемыми породами. Примером такого природного резервуара является линза песчаников в глинах (рис. 154).

Кроме того, к ним относятся все участки повышенной пористости и проницаемости, которые могут возникать в различных породах по разным причинам (например, зоны дробления, выщелачивания и т.п.). Этот тип резервуара является замкнутой изолированной системой с ограниченной циркуляцией флюидов.

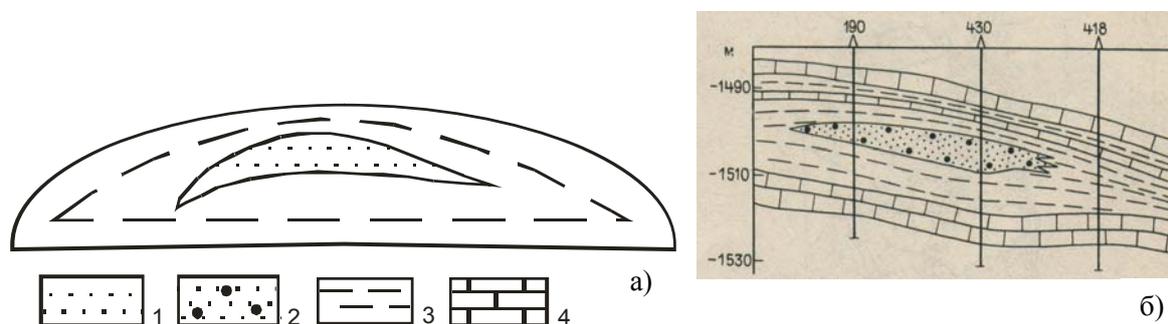


Рис. 154. Литологически ограниченный природный резервуар:

а – схема; б – разрез Покровского нефтяного месторождения (Волго-Уральская НГП) [34].

Породы: 1 – песчаники; 2 – нефтенасыщенные песчаники; 3 – глины; 4 – известняки

Форма, размер, пористость и проницаемость пород резервуара определяют его вместимость, т.е. энергетический запас. У пластовых резервуаров он наибольший, т.к. флюиды, создающие напор, подтекают с огромной площади.

Природные резервуары в пределах нефтегазоносных бассейнов различаются по степени непрерывности своего развития. По этому признаку выделяются следующие разновидности:

– *общепластовые* (региональные) – выдержанные по всей площади бассейна, чаще всего это пластовые резервуары (пласты горизонта Ю₁ Западно – Сибирской НГП);

– *зональные* – приуроченные к отдельным частям бассейна, т.е. определенным структурным или фациальным зонам (рифовые массивы Волго–Уральской НГП);

– *локальные* – сложенные коллекторами ограниченного развития в пределах структурных элементов (зоны трещиноватости в аргиллитах баженовской свиты Западно–Сибирской НГП).

Различным формациям часто свойственны различные по характеру природные резервуары. В мощных карбонатных толщах часто развиваются массивные резервуары в структурных выступах. К субформации рифов также приурочены массивные резервуары в биогенных или эрозионно-биогенных выступах. К терригенным (молассовым и другим) формациям чаще всего приурочены пластовые резервуары.

На облик резервуара оказывает влияние фациальная ландшафтная обстановка. В зонах развития песчаных кос, береговых валов (баров) в мелководной части моря или в области распространения дюн на берегу образуются резервуары линзовидной формы.

Песчаные бары иногда образуют вытянутые на сотни километров зоны, с которыми связаны десятки месторождений нефти и газа.

Среди других примеров влияния фациальных условий можно привести так называемые рукавообразные (шнурковые) залежи в аллювии погребенных речных долин.

Таким образом, литологический и палеогеографический факторы имеют первостепенное значение для образования природного резервуара.

Часть природного резервуара, в котором может образоваться скопление нефти или газа, называется *ловушкой*. Схематически образование ловушки происходит следующим образом [23].

Породы природного резервуара насыщены первичными седиментационными или внедрившимися инфильтрационными (атмосферными) водами. Нефть и природный газ по отношению к седиментационной воде являются более поздними образованиями. Оказавшись в свободном состоянии в природном резервуаре, заполненном водой, нефть или газ стремятся занять в нем самое высокое положение. Они перемещаются вверх, оттесняя воду, до тех пор пока достигнут кровли пласта–коллектора. Дальнейшее их продвижение по пласту–коллектору происходит только в том случае, если кровля пласта наклонена к горизонту. Тогда нефть и газы перемещаются вверх по наклонному пласту–коллектору. Если на их пути встречается препятствие (литологический экран или изменение наклона на обратное), то в этой части природного резервуара, перед препятствием, образуется скопление нефти или газа (рис. 155).

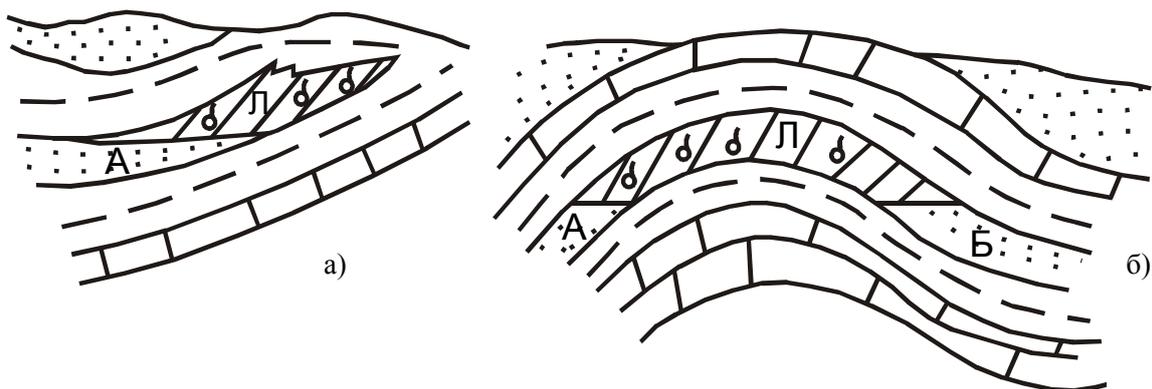


Рис. 155. Схема возможных перемещений и экранирования нефти (или газа) в природном резервуаре [23]

а – в случае литологического экрана; б – в антиклинально изогнутом пласте

Нефть (или газ) из точки А (или Б) может переместиться в точку Л, но не может переместиться из точки Л в точку А (или Б). В точке Л нефть (или газ) будет задерживаться (экранироваться), т.е. заполнит ловушку.

Примеры ловушек в пластовом, массивном и литологическом природных резервуарах показаны на рис. 156.

В пластовых и массивных резервуарах ловушками для нефти и газа являются сводовые изгибы пластов (Б, Г, Е) или верхние части рифовых массивов, имеющие сводообразную форму (Ж); литологически замкнутый (линзовидный) резервуар сам является ловушкой для нефти и газа (В).

По происхождению различают следующие ловушки (см. рис. 156):

структурные (антиклинальные) – образованные в результате изгиба слоев (Б, Г, Е);

стратиграфические (А) – сформированные в результате эрозии пластов-коллекторов во время перерыва в осадконакоплении (в эпоху вос-

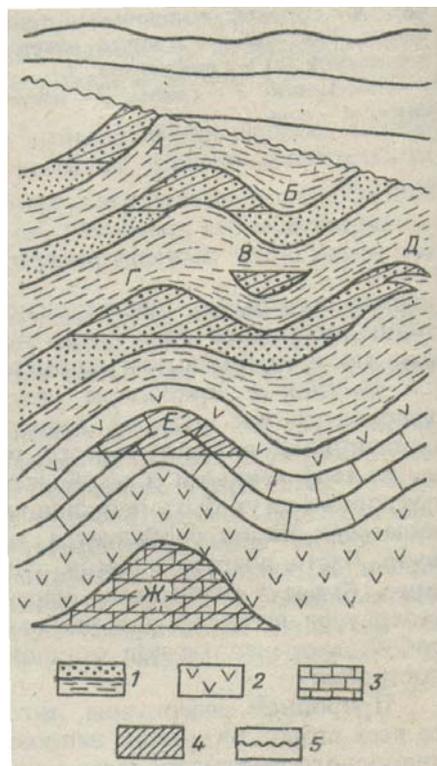


Рис. 156. Ловушки нефти и газа в пластовых (А, Б, Г), массивных (Е, Ж) и литологических (В, Д) природных резервуарах [23]

Породы: 1 – терригенные; 2 – хемогенные; 3 – карбонатные; 4 – ловушки; 5 – поверхность стратиграфического несогласия

ходящих движений) и перекрытия их затем непроницаемыми породами (в эпоху нисходящих движений); поверхность, разделяющая эти толщи, называется *поверхностью стратиграфического несогласия*;

литологические – образованные в результате замещения проницаемых пород непроницаемыми (В, Д);

рифогенные – сформированные в результате накопления скелетных остатков организмов – рифостроителей (кораллов, мшанок, водорослей) и последующего перекрытия рифового тела непроницаемыми породами (Ж).

Около 80 % залежей в мире связано с ловушками структурного класса, на долю ловушек иного происхождения (рифогенных, стратиграфических и литологических) приходится немного более 20 %.

5.3. Породы-коллекторы

5.3.1. Основные параметры коллекторов

Горные породы, обладающие способностью вмещать нефть, газ и воду и отдавать их в промышленных количествах при разработке, называются *коллекторами*. Большинство пород-коллекторов имеют осадочное происхождение. Коллекторами нефти и газа являются терригенные (песчаники, алевролиты и некоторые глинистые породы), карбонатные (известняки, доломиты), кремнистые (радиоляриты, спонголиты) породы. В редких случаях коллекторами могут служить изверженные и метаморфические породы. Характер пустотного пространства в породах определяется текстурными особенностями породы, размерами и формой минеральных зерен, составом цемента, способностью пород к трещиноватости.

Основными параметрами коллекторов является пористость и проницаемость.

Пористостью называется доля пустотного пространства в общем объеме породы. Величина пористости может быть выражена в процентах или долях единицы.

Различают общую, открытую и эффективную пористость. *Общая* (полная, абсолютная) пористость – это объем всех пор в породе. Соответственно, коэффициент общей пористости представляет собой отношение объема всех пор к объему образца породы.

При промышленной оценке залежей нефти и газа принимается во внимание *открытая* пористость – объем только тех пор, которые связаны, сообщаются между собой. Она характеризуется коэффициентом открытой пористости – отношением суммарного объема открытых пор к объему образца породы.

В нефтяной геологии наряду с понятиями общей и открытой пористости существует понятие эффективной пористости, которая определяется наличием таких пор, из которых нефть может быть извлечена при разработке. Неэффективными считаются субкапиллярные и изолированные поры. Коэффициент *эффективной* пористости нефтесодержащей породы равен отношению объема пор, через которые возможно движение нефти, воды или газа при определенных температуре и градиентах давления, к объему образца породы.

Другим важным параметром, характеризующим фильтрационные свойства пород-коллекторов, является *проницаемость* – свойство пород пропускать сквозь себя жидкости и газы.

Величина проницаемости горных пород обычно обуславливается линейным законом фильтрации Дарси: скорость фильтрации жидкости в пористой среде пропорциональна градиенту давления и обратно пропорциональна динамической вязкости жидкости.

Проницаемость выражается в долях квадратного метра. Она определяется в лабораторных условиях по образцам керна и по результатам исследования продуктивных горизонтов на нефтегазоносных площадях. Обычно проницаемость, измеренная параллельно слоистости, выше проницаемости, определенной перпендикулярно к напластованию.

Различают несколько видов проницаемости: абсолютную, фазовую (эффективную) и относительную [16].

Абсолютная проницаемость – проницаемость, измеренная в сухой породе при пропускании через неё сухого инертного газа (азота, гелия), часто она измеряется по воздуху.

Фазовая (эффективная) проницаемость – способность породы пропускать через себя один флюид в присутствии других. В природе не встречаются породы, не заполненные флюидами. Обычно поровое пространство содержит в различных количествах воду, газ и нефть (в залежах). Каждый из флюидов оказывает воздействие на фильтрацию других. Фазовая проницаемость для отдельных флюидов зависит от их количественного соотношения. Особенно это заметно при разработке месторождения. При откачке и уменьшении количества нефти в пласте ее фазовая проницаемость постепенно падает.

Относительная проницаемость – отношение величины эффективной проницаемости данного флюида к величине проницаемости при 100 % насыщении породы данным флюидом. Она непрерывно меняется при эксплуатации залежи, т.к. меняется соотношение флюидов. Относительная проницаемость породы для любого флюида возрастает с увеличением ее насыщенности этим флюидом.

Пластовые флюиды – нефть, газ, вода аккумулируются в пустотном пространстве породы-коллектора, представленном порами, кавернами и трещинами.

Поры – пространства между отдельными зернами, слагающими горную породу. Каверны – сравнительно крупные пустотные пространства, образовавшиеся в результате действия процессов выщелачивания. Трещины – разрывы сплошности горных пород, обусловленные в основном тектонической деятельностью.

По преобладающему виду пустот породы-коллекторы делятся на три основных типа – поровые, кавернозные и трещинные, а также четвертый тип – смешанного характера. Кроме того, среди пустот, имеющих характер пор, есть одна категория, отличающаяся по своему генезису тем, что возникновение этих пустот в породах определяется биогенными факторами. Это органогенные и рифовые известняки, радиоляриты и спонголиты. Пористость в них заложена изначально как в обломочных породах, но происхождение совершенно иное, т.к. это пустоты не между накопившимися зернами, а «построенные» организмами. Именно поэтому наряду с традиционными выделен тип биопустотных коллекторов.

Таким образом, по характеру пустотного пространства, способу его образования и структуре Ю.К. Бурлин [16, 4] выделяет коллекторы поровые, трещинные, кавернозные и биопустотные (рис. 157).

П о р о в ы м и (г р а н у л ь я р н ы м и) являются в основном песчано-алевритовые породы и некоторые разновидности карбонатных – оолитовые, обломочные известняки, а также остаточные породы (кора выветривания). Пустоты коллекторов представлены порами, размеры их не превышают 1 мм.

Величины пористости и проницаемости коллекторов порового типа определяются размерами составляющих породу фракций, их отсортированностью, формой обломочных частиц, степенью уплотнения породы, минералогическим составом, количеством, составом и типом цементирующего материала. Этот тип коллектора широко распространён в земной коре. Для слабо литифицированных разновидностей характерны высокая открытая пористость и проницаемость и относительно стабильная продуктивность.

Т р е щ и н н ы м и коллекторами могут быть осадочные породы, изверженные и метаморфические. Трещины определяют, главным образом, проницаемость этих образований.

В качестве трещинных коллекторов среди осадочных пород чаще всего выступают карбонатные, но бывают и песчано-алевритовые и даже глинистые, которые ранее могли являться и нефтепроизводящими.

Поровые

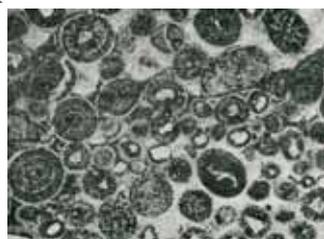


1)
кern



2)
шлиф, увел. 50

Песчаники



3)
шлиф, увел. 50
Оолитовый известняк



4)
шлиф, увел. 50
Остаточные поры
коры
выветривания

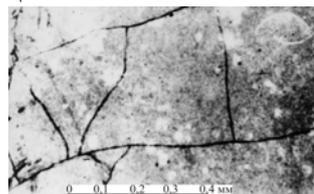
Трещинные



5)
кern. Известняки



6)



7)
шлиф

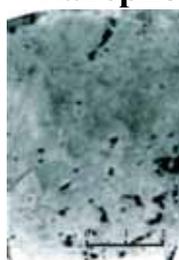


8)
кern
Аргиллиты

Кавернозные



9)
шлиф. Известняк с
пустотами
растворения



10)
кern
Доломиты

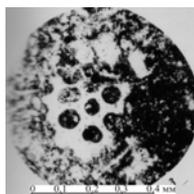


11)

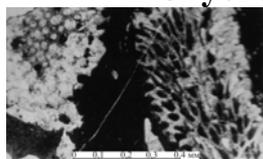


12)
шлиф.
Красное – каверна

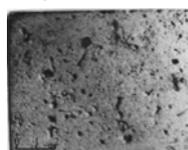
Биопустотные



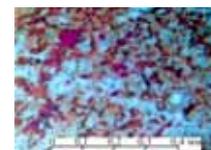
13)
шлиф. Известняк с
внутрираковинными
пустотами



14)
шлиф. Известняк с
пустотами в остатке
колонии кораллов



15)
кern



16)
шлиф.
Красное – пустоты
Спонголит

Рис. 157. Типы пород-коллекторов:

3 – по Ю.К. Бурлину, 1976 [16]; 4, 9, 10, 15 – по материалам А.Е. Ковешникова, 1985; остальные – авторская коллекция

Трещинный тип коллекторов имеет довольно широкое распространение. Полезная ёмкость этого типа складывается в основном из трещин и стилолитов самых разнообразных форм и размеров, которые возникают при физико-химических процессах на стадиях диагенеза и катагенеза, колебательных движениях, образовании складок и разрывных нарушений, процессах выветривания. Емкостные и фильтрационные свойства коллекторов данного типа обуславливаются не только структурой и составом породы, но также различным характером протекающих в них тектонических процессов. Характерными особенностями этих коллекторов, широко распространенными в природе, являются небольшая ёмкость и различная проницаемость. Обычно они слагают локальные участки.

К а в е р н о з н ы е коллекторы чаще всего связаны с зонами выщелачивания с образованием пустот (каверн) в карбонатных толщах. Размеры каверн превышают 1 мм. Пустотное пространство образуется также при метасоматическом замещении кальцита доломитом.

Б и о п у с т о т н ы е коллекторы связаны с органогенными карбонатными и кремнистыми породами, пустоты носят внутрискелетный и межскелетный характер.

По времени формирования все виды пустот могут быть **первичные**, образовавшиеся вместе с породой, и **вторичные**, образовавшиеся уже в готовой породе. Поры чаще бывают первичные, а каверны и трещины – вторичные. В карбонатных породах могут существовать еще реликтовые пустоты, например, пустоты раковин.

5.3.2. Формирование порового пространства в обломочных породах

Формирование коллекторских свойств осадочных пород представляет собой сложный процесс, протекающий на всех стадиях литогенеза. Коллекторские свойства породы определяются на первых стадиях составом исходного материала и условиями формирования отложений. К последним относятся: способ, длительность, протяженность переноса обломочного материала, тип водоема осаждения и его гидродинамика, его тектоническое положение и климат, физико-химическая характеристика среды осаждения и преобразования осадка, различные вторичные процессы в катагенезе. Сформировавшийся в результате всего этого состав пород и их структурные особенности и будут определять характер и качество коллекторов.

Минеральные ассоциации в породах определяются составом исходного материнского вещества, по В.П. Батурину [15] (табл. 34).

Состав минералов в осадках за счет разрушения различных пород,
по В.П. Батурину, 1947 [15]

Породы питающей провинции	Минералы образующихся осадков	
	Легкая фракция	Тяжёлая фракция
Граниты, гранодиориты	Кварц, полевые шпаты, (ортоклаз, микроклин), мусковит	Циркон, биотит сфен, апатит
Средние и основные	Обломки эффузивов, плагиоклазы	Пироксен, роговая обманка
Ультраосновные	Основные плагиоклазы, обломки пород	Пироксены, шпинель, хромит
Метаморфические	Кварц с волнистым и зональным погасанием мозаичного строения	Дистен, ставролит, гранат, силлиманит
Осадочные	Кварц (чаще окатанный), обломки пород	Циркон, рутил, гранат, турмалин

По составу различают мономинеральные, полимиктовые и переходные разности. Коллекторы, содержащие в своем составе большое количество обломков порфировых пород, глинистых сланцев, глин, обладают меньшими фильтрационными свойствами, чем мономинеральные (например, кварцевые) песчаники.

Внешний характер зерен, их типоморфные особенности имеют значение для коллекторских свойств пород. Например, наличие трещин спайности, зазубренный облик и коррозионная форма зерен, ступенчатая поверхность граней снижает фильтрационные свойства пород.

Когда перенос осуществляется на большие расстояния происходит дробление, окатывание, частичное растворение, рассортировка частиц по размеру и плотности, возникновение частиц иной формы. При многократном переотложении и перемыве материала неустойчивые минералы разрушаются, и отложения обогащаются зернами устойчивых минералов.

Процессы рассортировки во время переноса и осаждения оказывают большое влияние на коллекторские свойства будущей осадочной породы. У более крупнозернистых пород образуются и более крупные коры. Чем выше окатанность обломков, тем поры будут иметь более изометрическую форму, проще будет структура порового пространства.

Большое значение для формирования коллекторских свойств пород имеют такие литологические параметры, как средний диаметр зерен

(Md), коэффициент отсортированности (So), а также содержание первичного (глинистого, карбонатного, железистого и др.) цемента.

Таким образом, минеральные и структурные особенности породы сильно влияют на ее коллекторские свойства.

После завершения седиментации пористость образовавшегося песчаного осадка называется гипергенно–седиментационной, а по соотношению с обломочным материалом – межзерновой. Все последующие процессы диагенеза и катагенеза будут способствовать уменьшению, сокращению свободного порового пространства. Лишь некоторые процессы способствуют сохранению пористости и даже ее увеличению.

Процессами, наиболее существенно влияющими на коллекторские свойства терригенных пород, являются: уплотнение, цементация, растворение и разложение минералов, аутигенное минералообразование, регенерация, перекристаллизация, трещинообразование.

Уплотнение осуществляется под действием давления и микрохимических реакций между зернами и отжимаемыми поровыми растворами. На контакте зерен происходит частичное дробление и растворение зерен. Поровое пространство заполняется продуктами дробления. Образуются специфические структуры контакта: конформные – приспособления зерен друг к другу и инкорпорационные внедрения одного зерна в другое (рис. 158, а–в).

Развитие процессов вторичной **цементации** связано с поступлением в пористые породы все новых порций погребенных вод из глин по мере их уплотнения. Отжатая вода из глин с разнообразными растворенными солями почти полностью переходит в выше- и нижележащие пористые породы. Характер осаждающихся из растворов минералов целиком и полностью определяются химическим составом и концентрацией солей в иловых водах, а затем в пластовых водах.

Общая минерализация вод увеличивается с глубиной. В результате повышения концентрации (или снижения температуры и давления) в осадок начинают выпадать труднорастворимые соединения. Из наиболее массовых прежде всего идет выпадение карбонатов, они переходят в состав цемента. Вследствие процессов коррозии кальцит разъедает зерна полевых шпатов, обломков пород и даже кварца.

Кальцитовый цемент в гранулярных коллекторах нефти и газа распространен очень широко, хотя распределение его отмечается неравномерностью (от нескольких до 35 %). При этом отмечаются и разные типы цементации – поровый, порово-базальный и базальный. При образовании базального типа цемента порода становится непроницаемой (рис. 158, г, д).

Уплотнение



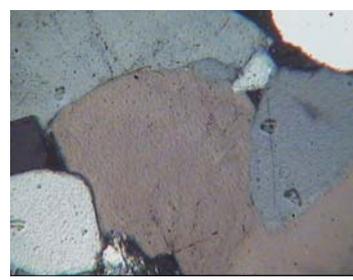
0 0,05 0,10 0,15 0,20 мм

а)



0 0,05 0,10 0,15 0,20 мм

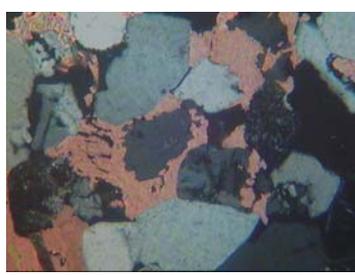
б)



0 0,05 0,10 0,15 0,20 мм

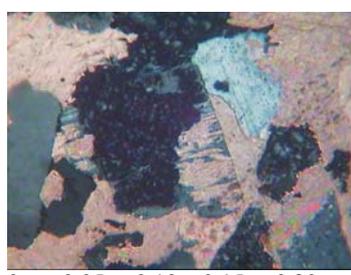
в)

Цементация



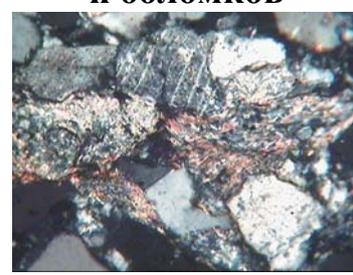
0 0,05 0,10 0,15 0,20 мм

г)



0 0,05 0,10 0,15 0,20 мм

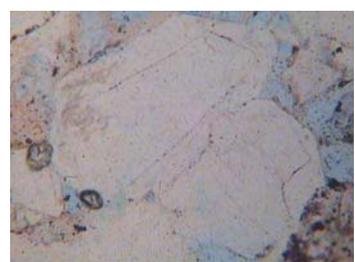
д)



0 0,05 0,10 0,15 0,20 мм

е)

Слюдизация цемента и обломков



0 0,05 0,10 0,15 0,20 мм

ж)



0 0,05 0,10 0,15 0,20 мм

з)



0 0,05 0,10 0,15 0,20 мм

и)

Регенерация

Рис. 158. Сокращение порового пространства в песчаниках за счет вторичных процессов.

Шлифы: а-е – 2 ник.; ж-и – 1 ник.

Юго-восток Западной Сибири, авторская коллекция

Состав глинистых минералов цемента оказывает существенное влияние на изменение порового пространства. Глинистые минералы различны по пластичности, наиболее пластичен монтмориллонит. Он способен разбухать и закупоривать поровое пространство. Примесь монтмориллорита сказывается очень сильно даже в малых количествах. При добавлении к чистому кварцевому песку 5 % монтмориллорита, величина проницаемости снижается в 7 раз. При добавлении 10 % монтмориллорита песок становится практически непроницаемым [16].

Продукты преобразования некоторых минералов являются еще одним источником материала для цемента. К таким минералам относятся пироксены, амфиболы, биотит, плагиоклаз. В областях интенсивного погружения и быстрого накопления осадка большой мощности происходит разложение этих минералов. При этом освобождаются Fe и Mn, которые входят потом в состав хлорита, а Ca и другие катионы образуют соли, способные участвовать в миграции.

Кроме того, процессы вторичного преобразования обломочных зерен в виде *замещения* их слюдистыми или глинистыми агрегатами (рис. 158, е), также приводит к ухудшению фильтрационно-ёмкостных свойств.

Регенерация зерен осуществляется следующим образом. В контактных точках при большом давлении происходит частичное растворение минерального вещества, а в соседних свободных участках растворившееся вещество будет осаждаться. Происходит перераспределение, микромиграция вещества; растворенные вещества, одинаковые по составу с зёрнами, наращивают их. Зёрна увеличиваются в размерах за счет каемок регенерации или приобретают кристаллографические очертания в свободном пустотном пространстве. В обоих случаях наблюдается сокращение пустотного пространства (рис. 158, ж–и).

В ряде случаев в коллекторах сохраняется первичное межзерновое пустотное пространство (рис. 159, а–в). Количество цемента в них незначительно, преобладают контактные и пленочный типы. Кроме того, наряду с уплотнением и снижением пористости пород на глубине иногда развиваются процессы, которые способствуют увеличению порового пространства. Вторичная пористость в терригенных породах формируется вследствие процессов растворения и перекристаллизации.

Растворение фиксируется в терригенных породах, которые содержат в цементе карбонаты. При погружении пород повышается температура и давление, концентрация растворенных в воде веществ, понижается рН, увеличивается содержание CO_2 . В связи с этим кальцит становится неустойчивым и растворяется. Легче всего выщелачивается кальцит порового типа, труднее – порово-базального.

Пористость межзерновая (первичная)



а)

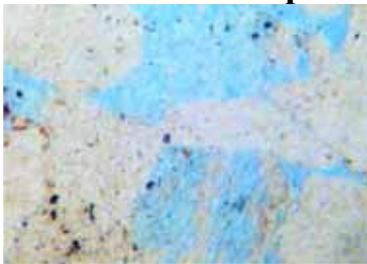


б)

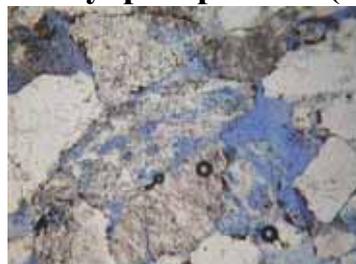


в)

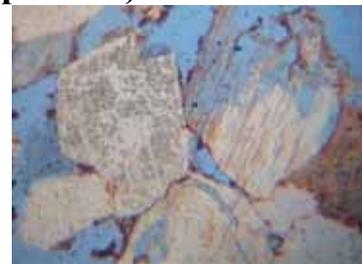
Пористость внутризерновая (вторичная)



г)

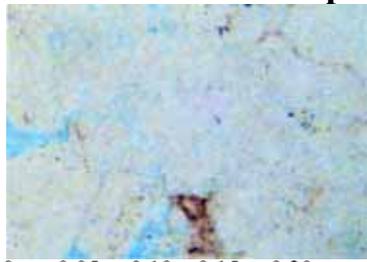


д)

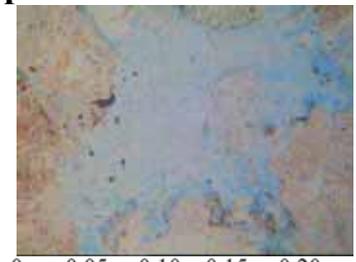


е)

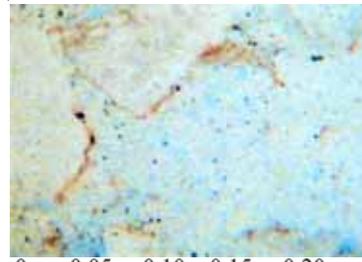
Микропористость в каолините цемента



ж)



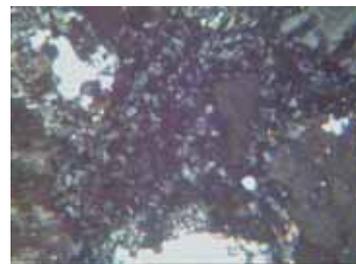
з)



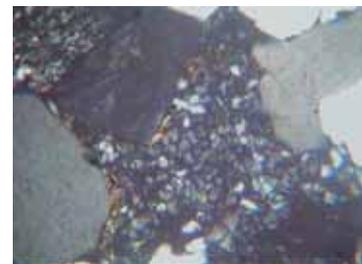
и)



к)



л)



м)

Рис. 159. Структура порового пространства в песчаниках.

Шлифы. а-и – 1 ник; к-м – 2 ник.

Юго-восток Западной Сибири, авторская коллекция

Связанная вода, обогащенная различными ионами и CO_2 , обладает повышенной растворяющей способностью. Агрессивные воды растворяют обломки по периферии, проникают в зерна полевых шпатов и слюд по двойниковым швам и трещинкам спайности, по контактам порфировых выделений и основной массы в обломках эффузивов и гранитоидов. В результате интенсивного растворения от некоторых зерен остаются только реликты, и образуется вторичная внутризерновая пористость (рис. 159, г–е).

Перекристаллизация заключается в превращении разбухающих глинистых минералов в неразбухающие. Подобная трансформация глинистых минералов представлена гидрослюдизацией монтмориллонита при наличии калия. Источником его (а также алюминия) служат калиевые полевые шпаты и слюды, если они подвергаются внутрислойному растворению под давлением в течение длительного геологического времени. Затем по гидрослюдам развивается каолинит, имеющий волокнистую структуру (рис. 159, ж).

При дальнейшем развитии процесса перекристаллизации в поровом пространстве образуется каолинит в виде агрегатов пластинчатых зерен с совершенной триклинной решеткой. Между индивидами каолинита формируются интерстициальные поры (рис. 159, з, и).

Таким образом, в результате процесса перекристаллизации глинистого цемента образуется дополнительный объем пустотного пространства за счет микропористости в каолините кристаллической структуры.

Породы-коллекторы подразделяются на промышленные нефтеносные, из которых возможно получение достаточных по величине притоков, и непромышленные, из которых получение таких притоков на данном этапе невозможно. Для газа в связи с его подвижностью категория промышленных коллекторов расширяется.

Основная масса терригенных коллекторов характеризуется межзерновым (поровым) пространством – это межзерновые или гранулярные коллекторы. Однако среди терригенных встречаются и коллекторы со смешанным характером пустотного пространства. Выделяются трещинно-поровые и кавернозно-поровые разности (в том случае, если часть зерен сравнительно легко растворяется).

В практических целях можно классифицировать коллекторы по емкостным и фильтрационным способностям. Для практического использования в настоящее время широко применяется классификация терригенных коллекторов, разработанная А.А. Ханиным [47]. Она составлена на основании зависимости между величинами полезной ёмкости (эффективной пористости) и проницаемости для отдельных групп коллекторов, вы-

деляемых по гранулометрическому составу (табл. 35). Было выделено 6 классов коллекторов (I, II, III, IV, V, VI) с проницаемостью, соответственно, свыше 1000 мД, от 1000 до 500, от 500 до 100, от 100 до 10, от 10 до 1 мД и менее. Каждому типу песчано-алевритовых пород в пределах того или иного класса соответствует своя величина эффективности пористости. Породы, относящиеся к VI классу с проницаемостью менее 1 мД, обычно в естественных условиях содержится 90 % и более остаточной воды и не являются коллекторами промышленного значения.

В рассмотренной классификации не учитывается минералогический состав пород, который в значительной степени определяет коллекторские свойства. Этот фактор был учтён в классификации А.И. Конюхова, приведенной в книге Ю.К. Бурлина [16]. В этой классификации, кроме минералогического состава, учитывались также гранулометрия и количество цемента (табл. 36).

Таблица 35

Классификация терригенных коллекторов, по А.А. Ханину, 1969 [47]

Класс коллектора	Название породы	Эффективная пористость, %	Проницаемость по газу, мД	Характеристика коллектора по проницаемости и ёмкости
I	Песчаник среднезернистый	> 16,5	> 1000	Очень высокая
	Песчаник мелкозернистый	> 20	То же	То же
	Алевролит крупнозернистый	> 23,5	«	«
	Алевролит мелкозернистый	> 29	«	«
II	Песчаник среднезернистый	15–16,5	500–1000	Высокая
	Песчаник мелкозернистый	18–20	То же	То же
III	Алевролит крупнозернистый	21,5–23,5	То же	То же
	Алевролит мелкозернистый	26,5–29	«	«
	Песчаник среднезернистый	11–15	100–500	Средняя
	Песчаник мелкозернистый	14–18	То же	То же
	Алевролит крупнозернистый	16,8–21,5	«	«
	Алевролит мелкозернистый	20,5–26,5	«	«
IV	Песчаник среднезернистый	5,8–11	10–100	Пониженная
	Песчаник мелкозернистый	8–14	То же	То же
	Алевролит крупнозернистый	10–16,8	«	«
	Алевролит мелкозернистый	12–20,5	«	«
V	Песчаник среднезернистый	0,5–5,8	1–10	Низкая
	Песчаник мелкозернистый	2–8	То же	То же
	Алевролит крупнозернистый	3,3–10	«	«
	Алевролит мелкозернистый	3,6–12	–	«
VI	Песчаник среднезернистый	< 0,5	< 1	Весьма низкая, обычно не имеет практического значения
	Песчаник мелкозернистый	< 2	То же	
	Алевролит крупнозернистый	< 3,3	«	
	Алевролит мелкозернистый	< 3,6	«	

Классификация терригенных коллекторов, по А.И. Конюхову, из [16]

Группы	Классы	Литологические разности
А. Классы высшей ёмкости. Пористость эффективная более 15 %. Мономинеральные и олигомиктовые пески, слабо сцементированные песчаники, алевролиты, хорошо отсортированные, с окатанными и полуокатанными зёрнами, с контактным и плечочным типами цемента	I класс, проницаемость более 1000 мД	Пески и слабо сцементированные среднернистые песчаники, хорошо отсортированные
	II класс, проницаемость от 1000 до 500 мД	Пески и слабо сцементированные мелкозернистые песчаники, хорошо отсортированные. Песчаные алевролиты
	III класс, проницаемость от 500 до 300 мД	Пески и слабо сцементированные алевролиты крупнозернистые
Б. Классы средней ёмкости. Пористость эффективная от 15 до 5 %. Олигомиктовые и полимиктовые песчаники и алевролиты среднесортированные с плечочным и поровым типами цемента	IV класс, проницаемость от 300 до 100 мД	Песчаники мелкозернистые, алевролиты крупнозернистые, содержащие карбонатный цемент до 10 %
	V класс, проницаемость от 100 до 50 мД	Алевролиты мелкозернистые среднесортированные, содержащие карбонатный цемент до 15 %
В. Классы малой ёмкости. Пористость эффективная 5 %. Полимиктовые песчаники и алевролиты, аркозы и граувакки, плохо отсортированные и окатанные, с базальным, базальнопоровым и регенерационным типами цемента, иногда сильно уплотнённые	VI класс, проницаемость от 50 до 25 мД	Песчаники глинисто-алевролитовые, супеси, алевролиты глинисто-песчаные, содержащие карбонатный цемент до 20 %
	VII класс, проницаемость от 25 до 10 мД	Алевролиты мелкозернистые, песчано-глинистые, содержащие карбонатный цемент до 25 %
	VIII класс, проницаемость от 10 до 1 мД	Алевролиты мелкозернистые сильно глинистые, хлидолиты, содержащие карбонатный цемент более 25 %. Туфопесчаники, туфоалевролиты, граувакки

5.3.3. Формирование пустот в карбонатных породах

Карбонатные породы как коллекторы нефти и газа обладают специфическими особенностями. В минеральном отношении все карбонаты довольно однообразны, но в структурно–текстурном отношении имеют гораздо больше разновидностей, чем терригенные породы.

Среди карбонатных пород различают три генетических типа: органические, хемогенные и обломочные. Преимущественное развитие того или иного типа связывается с биопродуктивностью моря, климатическими особенностями и характером бассейна.

В карбонатных породах отмечаются все виды пустот. В зависимости от времени образования они могут быть первичными (седиментационными и диагенетическими) и вторичными (постдиагенетическими).

В *органических* карбонатных породах к **первичным** относятся *внутрираковинные (внутриформенные)* пустоты, имеющие реликтовый характер (рис. 160, а), а также *межраковинные* пустоты. В рифах выделяются «ситчатые» известняки с пористостью до 60 %, сложенные кораллами, мшанками, иглокожими, и «губчатые» крупно–детритовые известняки с пористостью 40–45 % (рис. 160, б, в), часто кавернозные. Кроме того, отмечаются малопористые известняки с отдельными порами и кавернами. Все разновидности известняков выделяются внутри рифового массива. Ситчатые и губчатые группируются в зоны повышенной пористости. Образование её в этих зонах часто связано с выведением пород на поверхность и выветриванием. Дебиты скважин в разных частях рифа резко отличаются.

Обломочные и органично-обломочные известняки всегда сцементированы и обладают меньшими ёмкостными возможностями, по сравнению с биоморфными разновидностями. В обломочных и органично-обломочных известняках, образуются *межагрегатные и межраковинные* пустоты (рис. 160, г). Так же, как и в терригенных породах, на создание первичных пустот здесь влияет форма, размер минеральных зерен и агрегатов, характер упаковки, количество и тип цемента.

В *хемогенных* известняках по особенностям строения пустотного пространства выделяются три группы:

- в оолитовых известняках пустотное пространство развито *между оолитами*, а также оно образуется при *выщелачивании оолитов* (рис. 160, д);
- в кристаллических известняках встречается межзерновое пустотное пространство и формируются *каверны* при растворении;

- в пелитоморфных известняках отмечается повышенная *трещиноватость*. В этих известняках развито наибольшее количество *стилолитовых швов*. Образование стилолитов связано с неравномерным растворением под давлением. Глинистая корочка на поверхности стилолитовых швов представляет собой нерастворимый остаток породы. Часто горизонты развития стилолитов является наиболее продуктивными в разрезе [16]. Они наиболее трещиноваты, за счёт вымывания глинистых корочек могут образоваться пустоты (рис. 160, е).

Созданию **вторичной** пористости способствуют различные процессы: растворение (выщелачивание), перекристаллизация, метасоматоз (доломитизация), образования трещин.

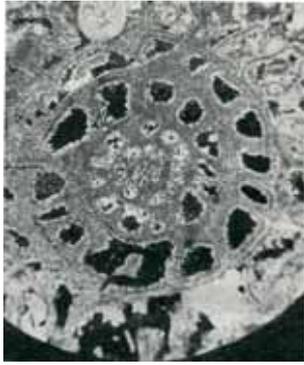
Ведущим процессом является *выщелачивание* с выносом вещества. С растворением связано *карстообразование* в относительно глубоких условиях. Под поверхностью размывов и несогласий в массивах карбонатных пород часто можно встретить закарстованные зоны, связанные с выщелачиванием.

Процесс растворения в известняках осуществляется в кислой среде. При изменении геохимической обстановки (повышения рН) в порах и трещинах откладывается вторичный кальцит. В результате неоднократного чередования этих процессов образуются коллекторы порово-трещинного типа. Многочисленные *трещины*, заполненные кальцитом разной генерации, пересекаясь, образуют сплошную сеть, создавая брекчиевидную текстуру (рис. 160, ж, з).

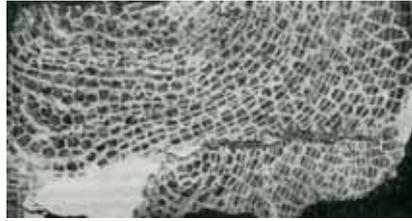
При *перекристаллизации* изменяется структура породы, а химический состав остается прежним. В целом перекристаллизация направлена в сторону укрупнения кристаллов, при этом происходит уменьшение порового пространства, но в разной степени в разных породах. Наибольшей вторичной пустотностью обладают неравномерно перекристаллизованные породы. Неравномерность роста кристаллизации приводит к образованию *микротрещин* (рис. 160, и).

При *метасоматозе* растворяются одни минералы, на их месте отлагаются другие. Примером метасоматоза является *доломитизация*. Различают доломитизацию диагенетическую и катагенетическую. Первая протекает в нелитифицированном осадке, в ходе ее объем вещества не изменяется, а сама порода нередко сохраняет первичные черты, пористость не возрастает.

Катагенетическая доломитизация протекает при воздействии на породу вод, обогащенных магнием и углекислотой. При замещении молекул кальцита на молекулу доломита происходит уменьшение объема, возникает вторичная пористость в виде каверн разного размера (рис. 160, к).



а) шлиф,
внутрираковинные
пустоты в раковине
фораминиферы



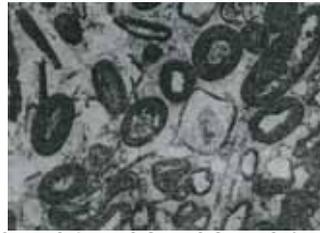
б) ситчатый коралловый
известняк рифа



в) пустоты
кораллового
известняка



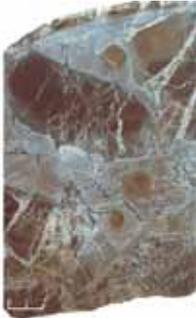
г) известняк органогенно-
обломочный с
межраковинными
пустотами



д) шлиф, оолитовый известняк

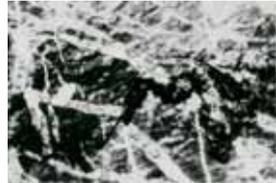


е) шлифы,
пелитоморфный
известняк со
стилолитами и
пустотами

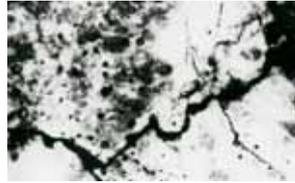


ж) керн

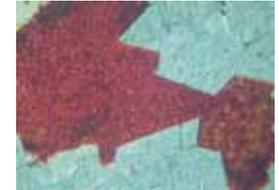
Брекчиевидная текстура в известняке
за счёт многочисленных прожилков
кальцита разной генерации



з) шлиф



и) шлиф, известняк с
неравномерной
перекристаллизацией
и трещинами



к) шлиф, каверна в
доломите
замещения

Рис. 160. Пустоты в карбонатных породах.

а, б, в – по Ю.К. Бурлину, 1976 [16]; д – по Н.В. Логвиненко и Э.И. Сергеевой, 1986 [69]; г, ж – по материалам А.Е. Ковешникова, 1985; е, з, и, к – юго-восток Западной Сибири, авторская коллекция

Таким образом, преобладающим видом пустотного пространства в карбонатных породах является пустоты, возникшие при постседиментационных процессах (табл. 37).

Таблица 37

Пустоты в карбонатных породах, по Ю.К. Бурлину, 1976 [16]

По времени образования	Характер пустот
Первичные	Пустоты внутрираковинные и межраковинные; поры в обломочных и оолитовых известняках; трещины диагенетические
Вторичные, возникшие при:	
катагенезе	Поры перекристаллизации; пустоты растворения (каверны, полости стилолитовых швов и пр.); трещины катагенетические, образующиеся при перекристаллизации, метасоматозе и т.п.
тектогенезе	Трещины тектонические
гипергенезе	Полости карста и пещеры, образовавшиеся при выветривании

Классификация карбонатных коллекторов по фильтрационно-ёмкостным свойствам разработана А.И. Конюховым (табл. 38). Однако она составлена без учёта трещиноватости пород, которая в значительной степени определяет их фильтрационные свойства.

В карбонатных породах ненарушенная матрица имеет характеристики, которые определяются прежде всего первичной структурой, кавернозность сильно изменяет эти характеристики, а трещиноватость создает как бы две наложенные друг на друга системы пустот. Учитывая сложность структуры пустотного пространства, К.И. Багринцевой была создана оценочно-генетическая классификация карбонатных коллекторов (табл. 39).

По Ю.К. Бурлину, А.И. Конюхову и Е.Е. Карньюшиной [4], в этой классификационной схеме все коллекторы подразделяются на три большие группы А, Б, В, внутри которых в свою очередь выделяются классы, характеризующиеся разными оценочными параметрами, литологическими и структурными особенностями. Группы А и Б представлены в основном коллекторами порового и каверново-порового типов, В – трещинного и смешанного. В породах группы А преобладают первичные пустоты, размеры которых увеличены в процессах последующего выщелачивания. В породах группы Б развиты седиментационные поровые каналы; меньшую роль играют пустоты выщелачивания. Строение пустотного пространства в породах группы А значительно проще, чем в группе Б, а наиболее сложно оно в группе В.

Таблица 38

Классификация карбонатных коллекторов, по А.И. Конюхову, из [16]

Группы	Классы	Литологические различия
Группа А Классы высшей ёмкости. Эффективная пористость более 15 %	I класс Проницаемость более 1000 мД, эффективная пористость более 25 %	Известняки биоморфные, скелетные (рифовые), крупнокавернозные
	II класс Проницаемость от 1000 до 500 мД, эффективная пористость от 25 % до 20 %	Известняки биоморфные, кавернозные
	III класс Проницаемость от 500 до 300 мД, эффективная пористость от 20 % до 15 %	Известняки кавернозные и органогенно-обломочные
Группа Б Классы средней ёмкости. Эффективная пористость от 15 % до 5 %	IV класс Проницаемость от 300 до 100 мД, эффективная пористость от 15 % до 10 %	Известняки крупнозернистые порово-кавернозные, крупнооолитовые
	V класс Проницаемость от 100 до 50 мД, эффективная пористость от 10 % до 5 %	Известняки и доломиты средне- и мелкозернистые порово-кавернозные, мелкооолитовые
Группа В Классы малой ёмкости. Эффективная пористость менее 5 %	VI класс проницаемость от 50 до 25 мД	Известняки оолитовые, мелкодетритусовые, биоморфные инкрустированные
	VII класс Проницаемость от 25 до 10 мД	
	VIII класс Проницаемость от 10 до 1 мД	

Таблица 39

Оценочно-генетическая классификация карбонатных пород-коллекторов, содержащих газ и нефть, по К.И. Багринцевой, 1976: [4]

Группа	Класс	Абсолютная проницаемость, мкм ²	Открытая пористость, %	Остаточная насыщенность, % от объёма пор		Относительная газопроницаемость	Потенциальный коэффициент газонасыщенности	Тип коллектора	Полезная ёмкость и фильтрационные свойства	Текстурно-структурная характеристика
				от нижний предел	до верхний предел					
А	I	1,0–0,5	20–35	5	10	1–0,9	0,95–0,9	Каверновопоровый и поровый	Высокие	Биоморфные, органогенно-детритовые, комковатые, слабо сцементированные (доля цемента до 10 %); рыхлая упаковка фрагментов; поры седиментационные, увеличенные выщелачиванием до каверн
	II	0,5–0,3	16–30	10	20	0,95–0,9	0,95–0,8			
	III	0,3–0,1	12–28	12	22	0,95–0,8	0,88–0,78	Поровый и трещиннопоровый	Средние	Органогенно-детритовые, слабо перекристаллизованные, сцементированные, (доля цемента 10–20%); поры седиментационные и реликтовые
	IV	0,1–0,05	12–25	16	30	0,9–0,65	0,84–0,7			
Б	V	0,05–0,01	12–25	20	38	0,75–0,5	0,8–0,62			Органогенно-стужково-детритовые, плотно сцементированные и сильно перекристаллизованные; упаковка фрагментов плотная; пустоты реликто-седиментационные, выщелачивания, перекристаллизации
	VI	0,01–0,001	8–20	35	55	0,55–0,3	0,65–0,45	Порово-трещинный и трещинный	Низкие	Пелитоморфно-микрозернистые, стужковые и стужково-детритовые, сильно перекристаллизованные с плохо различимыми форменными элементами; пустоты выщелачивания (единичные), возможно реликтово-седиментационные
В	VII	Параметры матрицы		–	–	–	Близок к I			
		Параметры трещин		60	100	0,2	0,4 и менее			
		Параметры матрицы		–	–	–	Близок к I			
		Параметры трещин		–	–	–	Близок к I			

Здесь преобладают мелкие извилистые плохо сообщающиеся каналы. Коллекторы I и II классов в группе А обладают унаследованными в своей основе высокими фильтрационными и емкостными параметрами. В III, IV и V классы попадают породы обломочно-органогенные в биохомогенные с низкими первичными коллекторскими свойствами. Вторичное минералообразование, перекристаллизация, доломитизация, раздоломичивание, особенно сопровождающиеся выщелачиванием и выносом материала, улучшают их свойства. В VI и VII классах выделены породы таких хомогенных и биохомогенных разновидностей, петрофизические характеристики которых никогда не достигают высоких значений. Но здесь в большей степени, чем в породах высших классов, проявляется другой фактор – трещиноватость. Тип пустот поровый (для матрицы) и трещинный (в целом для коллектора). Матрица тоже, конечно, может содержать микротрещины. Поэтому даются отдельно параметры матрицы, которые в основном низки, особенно проницаемость, и отдельно параметры трещин, проницаемость по которым значительно выше.

Таким образом, емкостно-фильтрационные свойства *терригенных* пород-коллекторов определяются, прежде всего, условиями седиментации. В *карбонатных* породах пустотное пространство формируется преимущественно вторичными процессами.

5.3.4. Коллекторы в глинистых, кремнистых и магматических породах

Условия формирования этих специфических коллекторов детально описаны в работе Ю.К. Бурлина, А.И. Конюхова и Е.Е. Карнюшиной [4]. В данном разделе приводятся краткие сведения из этой книги.

Глинистые коллекторы связаны с глубокой перестройкой глинистых пород, их минеральных и органических составных частей.

В настоящее время наиболее характерным глинистым коллектором является баженовская свита (Западная Сибирь). Она представлена пачкой тёмноцветных глинистых пород толщиной до 50 м. Породы, в различной степени карбонатные, содержат примесь мелкоалевритового материала. В том или ином количестве в породах содержатся кремневые скелеты радиолярий. От подстилающих и перекрывающих пород отложения баженовской свиты отличаются повышенным содержанием (10–18 %) ОВ (на Салымской площади до 23 %), которое является здесь не примесью, а породообразующей частью. Для пород характерны высокие значения естественной радиоактивности (десятки, сотни микрорентген в час) и удельного электрического сопротивления (на Салымской площади до 4500 Ом*м). Глины обладают пониженной плотностью (2,23–2,4 г/см³) и пористостью 5,8–10 %, в то время как в глинах, перекрывающих толщ, те же свойства

характеризуются параметрами 2,6–2,7 г/см³ и 4–4,2 %. Баженовской свите свойственна высокая естественная радиоактивность, что связывается с высоким содержанием урана и хорошо коррелируется с уровнем содержания ОВ. Основной глинистый минерал баженовской свиты – иллит и смешаннослойные типа иллит-сметтит. Примесь кремнезема и его преобразование в диагенезе и катагенезе создают некоторый жесткий каркас, который, по-видимому, способствует меньшей уплотненности глины. Породы баженовской свиты, из которых получена нефть на Салымском месторождении, залегают на глубинах 2600–2800 м при пластовой температуре 120–128 °С, пластовое (или точнее поровое давление) превышает гидростатическое на 14–20 МПа. Тектурные особенности коллекторов определяются присутствием ОВ, которое способствует образованию микрослоистых и линзовидных микроструктур. Органическое вещество не только определяет текстурную неоднородность на микроуровне, но и, сорбируясь на поверхности минеральных блоков, гидрофобизирует их поверхность, что ведет к улучшению продвижения флюидов по породе.

Выдвигаются различные причины возникновения пустот в глинистых породах. Все они так или иначе связаны с разуплотнением глин и преобразованием находящегося в них глинистого вещества. При повышенном содержании ОВ, когда само оно является породообразующим, изменение его в катагенезе приводит к дифференциации, отделению более легких и подвижных продуктов и частичному их перемещению по ослабленным зонам между блоками и по другим путям. На месте остаются более тяжелые смолисто-асфальтеновые фракции, покрывающие в виде пленок поверхности микроструктурных элементов. За счет этого механизма в породе может появиться поровое пространство. Возникающие газообразные продукты повышают внутрипоровое давление, расширяют пустоты, могут придавать им более совершенную сфероподобную форму. Многими авторами высказывается предположение, что определенную роль играют подтоки флюидов (в частности, растворов с газами) по разломам из более глубоких горизонтов. Эти потоки способствуют созданию зон АВПД и увеличению температуры, что, в свою очередь, усиливает преобразование ОВ. Тектонические условия, наличие разломов являются существенными факторами формирования коллекторов. Дифференциальные движения блоков по разломам вызывают раскрытие полостей в ослабленных зонах между текстурными элементами. Поэтому лучшие при токи нефти получают из глинистых коллекторов в зонах разломов.

Другой возможный механизм формирования пустот предложен Ф.Г. Гурами также на примере баженовских глин. При осаждении глинистого материала вместе с ним выпадают и раковинки планктонных организмов, в том числе карбонатные. Они образуют в породах тонкие микролинзочки. Когда начинается преобразование ОВ, выделяющийся СО₂ способствует

растворению этого карбонатного материала, на месте микролинзочки образуется ослабленный шов. При росте внутривещного давления в этом ослабленном шве происходит микрогидродрозрыв, образуются щелевидные пустоты параллельно слоистости, которые затем соединяются между собой другими трещинами литологического происхождения. Послойное образование трещин определяет анизотропию фильтрационных свойств.

Кроме рассмотренных факторов, отмечается также трансформация глинистых минералов и связанная с ней дегидратация. Это также способствует разуплотнению породы и формированию пустот. Важно подчеркнуть тесную связь возникновения пустот в глинистых породах и нефтеобразования. Нефть, образовавшаяся в этих же породах, проникая через них, раздвигает ослабленные зоны между текстурными неоднородностями и микротрещины. Здесь формируются скопления.

Таким образом, текстурная неоднородность, примесь алевритового материала, включения карбонатного (скелетов планктонных организмов) и глинистого материала приводят к возникновению ослабленных зон. Возникновение пустот в этих зонах происходит под влиянием возникающих продуктов преобразования ОВ, содержащихся в породах, а также флюидов, поступивших извне (подток с больших глубин). Вероятность возникновения пустот повышается в приразломных зонах.

Кремнистые коллекторы образуются, благодаря деятельности кремнеотражающих организмов. Их отмирание и захоронение материала способствует повышению содержания ОВ (более 20 %) в образующихся осадках. Особенными чертами этих кремнистых отложений является то, что они, как и глины баженовской свиты, объединяют в себе свойства нефтематеринских и нефтесодержащих пород. Косвенное влияние на расцвет организмов с кремневым скелетом оказывает вулканизм.

Возникновение разных типов кремнистых пород из первично органических кремнистых осадков связано с постседиментационным перераспределением кремнезема, изменением его минеральной формы и перестройкой структуры осадка, а затем и породы. Раскристаллизация кремнезема приводит к формированию глобулярной структуры с простым строением пор. Пористость в породе достигает 40–44 %. Сингенетично образующиеся нефтяные УВ заполняют поровое пространство. Развитие трансформации кремнезема приводит к возникновению кварца и халцедона с неупорядоченной структурой. Дальнейшая перекристаллизация ведет к образованию халцедон-кварцевых пород (кремней), в которых развивается интенсивная микротрещиноватость.

В **вулканогенных и глубинных магматических** породах коллекторские свойства возникают в основном в результате вторичных преобразований. Они могут затронуть любые разности пород, но в наилучшей

степени повышенная ёмкость формируется у образований среднего и кислого состава. Изменённые кислые интрузивные породы (граниты, гранодиориты) могут представлять собой практически грубозернистые песчаники или гравелиты и являются хорошими коллекторами. Эффузивные породы в районах активной гидротермальной деятельности изменены локально, но отдельные участки преобразованы очень сильно. Особенно интенсивно происходит изменение под воздействием кислых гидротерм. Тёмноцветные минералы и плагиоклазы могут быть выщелочены полностью, за счет чего образуются высокопористые разности.

Особый тип представляют коллекторы, связанные с катаклазированными, сильно трещиноватыми зонами внутри интрузивных и эффузивных пород.

Таким образом, коллекторами могут являться очень многие группы пород, помимо основных – обломочных и карбонатных. На втором месте после этих двух основных стоят глинистые, затем кремнистые.

Предположительно все коллекторы можно разделить на следующие категории. В обломочных и карбонатных породах ёмкостно-фильтрационные свойства закладываются изначально, далее они могут снижаться, может образовываться также вторичная пустотность, наследуя первичные текстурно-структурные особенности пород. К другой категории относятся коллекторы в глинистых и кремнистых (в том числе туфогенно-кремнистых) породах. Существенной особенностью образования коллекторских свойств в них является то, что они часто высокобитуминозны и процессы нефтеобразования способствуют формированию коллекторских свойств.

Третья категория коллекторов объединяет другие виды "нетрадиционных" коллекторов (в магматических, метаморфических породах), формирование ёмкостных и фильтрационных свойств в которых связано с внешним влиянием (выветривание, катаклазирование, выщелачивание гидротермами и др.). Коллекторы здесь возникают в отдельных часто изолированных участках. Выделение коллекторов связано, таким образом, с анализом влияния всех геологических факторов.

5.4. Породы–флюидоупоры

Сохранение скоплений нефти и газа в породах–коллекторах невозможно, если они не будут перекрыты непроницаемыми для флюидов (нефти, газа и воды) породами–флюидоупорами (покрышками, экранами). Характеристика пород–флюидоупоров даётся, в основном, по работам Ю.К. Бурлина и др. [16, 4].

Изолирующая способность пород–экранов, перекрывающих залежь в природном резервуаре, обеспечивается их низкой эффузионной и диффузионной проницаемостью для нефти и газа при перепадах давления, возникшего в ходе формирования залежи и измеряемого десятками и первыми сотнями атмосфер. Скорость фильтрации (пропускная способность) через надзалежные покрышки много меньше скорости накопления УВ. Эта скорость также недостаточна для рассеивания образовавшихся скоплений УВ на протяжении многих десятков и даже сотен миллионов лет при неизменной или слабо меняющейся общегеологической (тектонической, гидрогеологической) обстановке.

Лучшими покрышками считаются соленосные толщи, но наиболее распространены в этом качестве глины. Кроме указанных, флюидоупорами могут служить и другие разновидности осадочных и даже магматических пород. Если экранирующие свойства глинистых и соляных пород объясняются до определенных пределов давления и температуры их повышенной *пластичностью*, то другие типы пород обладают изолирующей способностью вследствие своей *плотности* (прочности, крепости) и рассматриваются как плотностные покрышки (флюидоупоры).

Существующие попытки классификации покрышек сводятся к разделению их по характеру распространения, мощности, наличию или отсутствию нарушений сплошности, однородности сложения, плотности, проницаемости, минеральному составу (табл. 40).

Таблица 40

Классификация покрышек, по Э.А. Бакирову, 1990 [23]

Группа покрышек	Признаки подразделения
По площади распространения	
Региональные	Распространены в пределах нефтегазоносной провинции или большей ее части
Субрегиональные	Распространены в пределах нефтегазоносной области или большей ее части
Зональные	Распространены в пределах зоны или района нефтегазоаккумуляции
Локальные	Распространены в пределах отдельных месторождений
По литологическому составу	
Однородные	Состоят из пород одного литологического состава (глинистые, карбонатные, галогенные)
Неоднородные (смешанные)	Состоят из пород различного литологического состава, не имеющих четко выраженной слоистости (песчано–глинистые, глинисто–карбонатные, терригенно-галогенные)
Неоднородные (расслоенные)	Состоят из чередования прослоев различных литологических разновидностей пород

Различают региональные, зональные и локальные покрывки. Региональные покрывки имеют широкое площадное распространение, характеризуются значительной мощностью и литологической выдержанностью. Они обычно выдерживаются в пределах отдельных нефтегазоносных областей и провинций. При определенных условиях региональные нефтегазоупоры обуславливают общие закономерности распределения скоплений нефти и газа в разрезе. Зональные покрывки бывают выдержаны как минимум в пределах одной зоны нефтегазонакопления. Локальные покрывки имеют ограниченное распространение, часто занимают площадь одного или нескольких месторождений. Они обуславливают сохранность отдельных залежей и характер их распределения в разрезе месторождения.

Экранирующие свойства *глин* зависят от их состава, мощности и выдержанности, песчанистости или алевроитистости, вторичных изменений, трещиноватости. Большое значение также имеют находящиеся в глинах вода и ОВ.

Изначальные свойства глин и характер их вторичных изменений во многом определяются теми примесями (терригенными, карбонатными, кремнистыми), которые в них присутствуют. Большое влияние на экранирующие (фильтрующие) свойства глин оказывают их текстурные особенности, связанные с генезисом и минеральным составом. Глины с высокоупорядоченной слоистой текстурой, которая образуется вследствие однообразной ориентировки чешуек, будут вести себя иначе, чем глины с петельчатой, узловатой, спутанно-волокнутой, хлопьевидной или иными текстурами.

Свойства глинистых пород складываются на первых этапах литогенеза, главным образом в диагенезе, после того как из глинистых илов удаляется большая часть седиментационной и рыхло связанной воды. Уже в раннем диагенезе глинистые илы теряют способность течь (достигают предела текучести), однако сохраняют свою пластичность вплоть до удаления прочно связанной воды. П л а с т и ч н о с т ь – важнейшее качество глин, обеспечивающее способность к перестройке структуры под влиянием приложенной нагрузки без нарушения сплошности сложенного глинами пласта. Она исключает механическое разрушение при прорыве нефти и газа под избыточным давлением (до определенного предела). Однако при росте давлений в течение достаточно продолжительного времени предел пластичности может быть пройден, глина становится ломкой и хрупкой и теряет свои экранирующие свойства. Между этими пределами – текучести и пластичности – можно выделить много градаций изменения свойств глин как флюидоупоров.

При погружении под слой более молодых отложений с возрастанием геостатического давления изменяются многие физические харак-

теристики глинистых пород. Происходит их уплотнение, что отчетливо фиксируется по увеличению плотности и уменьшению пористости. Одновременно происходит сокращение сечений поровых каналов.

Темп и степень изменения свойств глин зависят от её минералогического состава. Различная степень уплотняемости отличающихся по составу глин объясняется особенностями строения их кристаллических решеток и в связи с этим разной степенью водонасыщенности. Гидро-слиудистые глины характеризуются более крупным сечением пор и быстрее уплотняются с глубиной; теряя пластичность, они превращаются в ариллиты. У глин каолинового состава наблюдается наибольшая диффузионная и фильтрационная проницаемость, а у глин монтмориллонитового состава – наименьшая. Следовательно, наилучшими экранящими свойствами обладают толщи, содержащие большее количество монтмориллонитовых частиц.

На изменение плотности и других свойств глин оказывают влияние содержащиеся в них примеси. Уплотнение глин, содержащих более 20 % карбонатов, до глубины 3000 м происходит более интенсивно, по сравнению с некарбонатными разностями. Это объясняется тем, что в последних имеется большое количество связанной воды, которая оказывает противодействие уплотнению.

Размеры поровых каналов и их распределение имеют большое значение для экранящих свойств глинистых пород. К удовлетворительным и хорошим покрышкам относятся глины с размером пор не более 2 мкм. Наличие более крупных пор, количество которых не превышает даже нескольких процентов, резко ухудшает экранящие свойства пород, повышая их проницаемость. Образование крупных (для глин) каналов связано с повышенным содержанием алевритовой и песчаной примеси.

Экраняющие свойства глин в значительной степени определяются количеством содержащейся в них воды, формой ее связи с частицами породы. При уплотнении глин вода отжимается. Прежде всего выделяется поровая влага. Затем наступает вторая стадия дегидратации – выделение связанной воды. Она начинается с глубины 1,2 км или несколько больше и продолжается до глубин 3–4 км. Наблюдения над глинистыми минералами в природных условиях катагенеза свидетельствуют о влиянии температуры на темп их перестройки (и дегидратации). По-видимому, в областях с высоким геотермическим градиентом этот процесс ускоряется. В течение второй стадии удаляющаяся вода противодействует фильтрации каких-либо веществ через породу и таким образом улучшает свойства пород как покрышек.

Если уход воды затруднен (в мощных глинистых толщах, где нет песчаных и других пористых прослоев), в поровом пространстве глин

может возникнуть аномально высокое давление. До определенных пределов наличие этого давления будет способствовать повышению экраняющих свойств. Однако потом может наступить момент, когда чрезмерно возросшее давление вызовет образование гидроразрывов, в результате чего будет развиваться микротрещиноватость.

Вопрос о минимальной мощности глинистой покрышки не имеет однозначного решения. Величина эта зависит от состава и структурно-текстурных особенностей глин, а также от глубин, на которых образуются скопления УВ, их гидродинамического режима и т. д. Принято, что пятиметровый слой глины достаточен для того, чтобы удержать самостоятельную залежь. Можно считать установленным, что при однородном составе высота залежи находится в прямой зависимости от мощности глинистой покрышки, т. е. чем более мощная покрышка, тем полнее ловушка заполнена УВ, залежь является более крупной.

Эффективность глинистой покрышки различна в отношении нефти и газа. Покрышка, способная удерживать нефть, может пропускать газ. Дело в том, что сечение поровых каналов в глине, недоступных для нефтяных УВ, может оказаться вполне достаточным для диффузии молекул метана, особенно если она происходит в течение длительного геологического времени. Именно поэтому залежи газа под глинами распространены больше всего в молодых мезозойско-кайнозойских отложениях, тогда как в древних палеозойских толщах под глинистыми покрышками содержится лишь незначительная доля общих запасов газа палеозоя (12 %). Основные запасы газа в палеозое сосредоточены под соляными покрышками.

Соли, гипсы и ангидриты являются, по-видимому, наилучшими покрышками, хотя и сквозь их толщу проходит медленный, но постоянный поток УВ. Более пластичные покрышки каменной соли являются лучшими по качеству, чем ангидриты и гипсы. С увеличением глубины возрастает пластичность солей и сульфатных пород, в связи с чем улучшаются и их экраняющие свойства. Для повышения качества флюидоупоров это в целом благоприятно, например, ангидриты после уплотнения становятся более непроницаемыми. Выделение большого количества воды (при переходе гипса в ангидрит) приводит к возникновению зон аномально повышенных давлений ниже эвапоритов. Соли часто в пределах одного нефтеносного района разделяют горизонты, содержащие нефти различного состава, что свидетельствует об их высокой эффективности как экраняющих разделов.

Покрышки, относящиеся к разряду плотностных, образуются обычно толщами однородных монолитных, лишенных трещин тонкокристаллических, *известняков, реже доломитов, мергелей, аргиллитов*. Карбонатные покрышки характерны для нефтяных залежей платформенных областей, для условий пологого залегания пород.

Карбонатные покрышки часто ассоциируются с карбонатными же коллекторами, границы между ними имеют весьма сложную поверхность. Для карбонатных покрышек характерно быстрое приобретение ими изолирующей способности (в связи с быстрой литификацией и кристаллизацией карбонатного осадка). Для плотностных покрышек большое значение имеет мощность, увеличивающая в целом крепость пород.

Плотностные покрышки теряют свою герметичность на больших глубинах за счет появления трещин механического образования.

КОНТРОЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ

1. Дайте определение понятию «формация».
2. Назовите основные признаки осадочной формации.
3. На каких стадиях формируются нефтегазоносные формации геосинклинальной структурной зоны?
4. Опишите характер распространения и содержания органического вещества в породах битуминозной субформации переходной структурной зоны.
5. Опишите строение рифогенной субформации переходной структурной зоны.
6. К каким субформациям приурочены нефтегазоносные комплексы переходной структурной зоны?
7. В чём особенности строения карбонатных субформаций платформенной структурной зоны?
8. Опишите строение рифогенных субформаций платформенной структурной зоны.
9. Опишите условия терригенных субформаций платформенной структурной зоны.
10. Опишите характер распространения и содержания органического вещества в породах битуминозной субформации платформенной структурной зоны.
11. Дайте определения понятиям: «региональный нефтегазоносный комплекс», «природный резервуар».
12. Дайте определения понятиям: «порода – коллектор», «порода – флюидоупор».
13. Назовите основные типы природных резервуаров.
14. Особенности строения природных резервуаров.
15. Условия формирования пластовых резервуаров.
16. Разновидности пластовых резервуаров.
17. Какими факторами обусловлена неоднородность коллектора в пластовых резервуарах?

18. Назовите основные факторы, которые определяют ёмкость и продуктивность пластовых резервуаров.
19. Особенности строения массивных резервуаров.
20. Условия формирования массивных резервуаров.
21. Какими факторами обусловлена неоднородность коллектора в массивных резервуарах?
22. Назовите основные факторы, которыми определяют ёмкость и продуктивность массивных резервуаров.
23. Особенности строения литологически ограниченных резервуаров.
24. Условия формирования литологически ограниченных резервуаров.
25. Назовите основные факторы, которые определяют ёмкость и продуктивность литологически ограниченных резервуаров.
26. Назовите разновидности природных резервуаров по степени непрерывности своего развития.
27. Что такое ловушки углеводородов?
28. Назовите основные типы ловушек углеводородов.
29. Приведите классификацию пород–коллекторов по структуре пустотного пространства.
30. Опишите основные факторы формирования гранулярных коллекторов.
31. Опишите основные факторы формирования трещинных коллекторов.
32. Опишите основные факторы формирования кавернозных коллекторов.
33. Опишите основные факторы формирования биопустотных коллекторов.
34. Виды пористости и способы её определения.
35. Виды проницаемости.
36. Генезис, структура и величина пустотного пространства в обломочных породах.
37. Какие факторы определяют величину пустотного пространства в обломочных породах?
38. Оцените степень влияния катагенетических процессов на коллекторские свойства обломочных пород.
39. Какие факторы способствуют формированию вторичной пористости в терригенных породах?
40. Как происходит формирование пустот в органогенных карбонатных породах?
41. Какие факторы способствуют образованию первичного пустотного пространства в известняках?
42. Как происходит формирование пустот в хемогенных известняках?

43. Опишите процессы, способствующие формированию вторичных пустот в карбонатных породах.
44. Генетические и морфологические типы пустотного пространства в карбонатных породах.
45. Какие факторы способствуют формированию пустотного пространства в обломочных известняках?
46. Способы образования пустотного пространства в глинистых породах.
47. Какие факторы способствуют возникновению пустотного пространства в глинистых породах?
48. В чём принципиальное отличие глинистых коллекторов от песчано-алевритовых?
49. В каких условиях формируются кремнистые породы–коллекторы?
50. Влияние процессов катагенеза на строение пустотного пространства в кремнистых коллекторах.
51. Причины формирования пустот в магматических породах.
52. Назовите основные свойства пород–флюидоупоров.
53. Какие факторы определяют экранирующие свойства пород – флюидоупоров?
54. В каких условиях глинистые породы–флюидоупоры могут превращаться в породы–коллекторы?
55. Охарактеризуйте зависимость между составом глин и их экранирующими свойствами.
56. Оцените влияние катагенетических и метагенетических процессов на экранирующие свойства глинистых пород.
57. Оцените влияние катагенетических и метагенетических процессов на экранирующие свойства соляных пород.
58. Как характеризуются породы–флюидоупоры по широте распространения?

СЛОВАРЬ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ТЕРМИНОВ

Абиссаль – батиметрическая область в океане, расположенная на глубинах более 2000 м.

Абразия – процесс механического разрушения волнами и течениями морских берегов.

Абсорбция – разновидность сорбции, когда одни вещества поглощаются всем объемом другого вещества без химического взаимодействия.

Автохтонный – не испытавший относительного перемещения после своего образования (останец горных пород; битумоид, не потерявший связи с материнским для него рассеянным органическим веществом).

Аккумуляция – накопление осадков или осадочных пород на поверхности Земли.

Актуализма метод – метод научного познания геологической истории Земли, реконструкции процессов и обстановок прошлого путем использования закономерностей, выявленных при изучении современных геологических процессов.

Алеврит – рыхлая обломочная горная порода, состоящая из обломков минеральных зёрен 0,1–0,01 мм.

Алевролит – мелкообломочная осадочная горная порода, состоящая из сцементированных обломков минеральных зёрен размером 0,1–0,01 мм.

Аллотигенный – образовавшийся раньше осадочной породы, принесенный в нее извне. Относится к минералам, обломкам пород, фауне и т.д., принесенным из областей сноса или переотложенным в результате перемыва осадков на дне бассейна.

Аллохтонный – испытавший относительное перемещение после своего образования (оползень; битумоид, потерявший связь с материнским для него рассеянным органическим веществом РОВ).

Аллювий – отложения, формирующиеся постоянными водными потоками в речных долинах.

Аммоноидеи – обширный вымерший надотряд наружнораковинных головоногих моллюсков с известковой раковиной, свёрнутой в спираль, разделённую перегородками на камеры. Морские подвижные животные.

Анаэробный – термин, применяемый в отношении организмов, развивающихся в отсутствие свободного кислорода, а также в отношении обстановок, процессов и др. явлений, связанных с ними.

Ангидрит – минерал, CaSO_4 ; осадочная горная порода, состоящая из минерала ангидрита.

Аргиллит – глинистая осадочная порода, не размокающая в воде; образуется за счёт уплотнения глин под давлением.

Аридный климат – сухой климат, при котором величина испарения превышает количество выпавших в течение года осадков.

Археоциаты – тип одиночных и колониальных животных, обладающих монолитным известковым скелетом кубковидной, дисковидной формы. Вели прикрепленный образ жизни, часто являлись рифостроителями.

Атолл – коралловая постройка вокруг острова вулканического происхождения.

Аутигенный – компонент осадочной породы, образовавшийся на месте.

Базальные отложения – отложения, залегающие в основании какого-либо мощного осадочного комплекса и фиксирующие начало нового этапа осадконакопления.

Базальный цемент – скрепляющий обломки так, что они не соприкасаются.

Базис эрозии – уровень, на котором скорость водного потока становится равной нулю и прекращаются все виды эрозии.

Банка – морская отмель, скопление раковин в ископаемом состоянии.

Бар – крупная песчаная гряда, образовавшаяся в результате поперечного перемещения донных насосов в сторону берега водоема.

Бар вдольбереговой – песчаный вал, расположенный на некотором расстоянии от берега и выступающий из – под воды во время отлива.

Бар устьевой – изогнутый в форме полумесяца аккумулятивный вал в устье реки, выпуклая сторона которого обращена к морю.

Бархан – серповидный песчаный холм с пологим (до 15°) наветренным и крутым (до 36°) подветренным склоном.

Барьерный риф – подводная скала, протягивающаяся параллельно берегу и отделенная от него лагуной. Образуется колониями кораллов, мшанок и др. беспозвоночных организмов.

Батраль – батиметрическая область с глубинами 200 – 2000м, к которой приурочены континентальный склон и его подножие.

Белемнитиды (белемниты) – вымерший отряд внутрираковинных головоногих моллюсков; морские подвижные животные.

Бентос – организмы, населяющие дно водоема и придонный слой воды.

Береговой риф – примыкающая к берегу подводная скала, сложенная скелетами кораллов, мшанок, водорослей и др. беспозвоночных животных.

Биогенные породы – породы, сложенные главным образом остатками организмов (животных и растений): известняки, силициты, угли.

Биогерм – известковый нарост на дне водоема, образованный прикрепленными организмами (подводный холм, выступ).

Биостром– органогенная постройка в виде пласта или линзы на дне бассейна.

Биоценоз – прижизненное скопление организмов, обитающих вместе на определённом участке дна бассейна.

Битуминозные горные породы – содержащие в порах, трещинах и др. пустотах битумы.

Битумы – обобщённое название бескислородных углеводородов – нефтяные газы, нефть, озокерит, асфальт.

Биотурбация – интенсивное воздействие роющих организмов, нарушающих первичную текстуру.

Бобовины – сферические образования минералов размером 1–10 мм, не обладающие концентрической слоистостью.

Боковая эрозия – размыв и разрушение бортов долины водным потоком.

Боксит – основная руда на Al, возникшая при выветривании или осадочным путём и состоящая из гидроксидов Al (гиббсита, бёмита, диаспора) с примесью гидроксидов Fe, глинистых минералов и кварца.

Болота – переувлажнённые участки поверхности Земли, образуются за счёт атмосферных осадков и повышения уровня грунтовых вод (верховые) или при зарастании озёр стариц (низинные).

Брахиоподы – тип одиночных двустороннесимметричных морских животных, ведущий донный прикрепленный образ жизни.

Брекчия – раздробленная на остроугольные обломки и сцементированная горная порода.

Брюхоногие моллюски (гастроподы) – одиночные животные обычно с асимметричным телом и спирально-башенковидной раковиной, обитатели морей, пресных и солоноватых вод и суши.

Бурый железняк – общее наименование всех руд, состоящих из водных оксидов Fe.

Вулканогенно-обломочные породы – вулканические туфы с примесью обломочного материала.

Выветривание – процесс, протекающий на поверхности Земли и приводящий к разрушению горных пород механическим (физическим) или химическим путём.

Галечник – рыхлая горная порода, состоящая преимущественно из галек – окатанных обломков горных пород (10–100 мм).

Гейзерит – пористая белая порода, состоящая из опала, выпавшего из воды гейзеров и др. горячих источников.

Генезис – происхождение горных пород, минералов, полезных ископаемых, подземных вод и др. образований, возникших в определенных условиях при воздействии геологических процессов.

Генерация минералов – минералы или группы минералов, образующиеся в разные стадии процесса. Одни и те же минералы различных генераций отличаются составом и формой.

Гидрослюды – минералы, слюды, обогащённые ОН, H₂O: гидробитит, гидромусковит и др.; обычные компоненты глин; терригенные и аутигенные минералы морских и континентальных отложений.

Гипергенез – разрушение материнских пород на поверхности Земли под воздействием воздуха, воды, льда, изменения температуры и др. физических и химических явлений, а так же жизнедеятельности организмов.

ГИС (геофизические исследования скважин) – совокупность геофизических методов исследования и некоторых операций в скважинах, бурящихся с целью поиска и разведки месторождений нефти и газа. Включают в себя:

- 1) различные методы каротажа;
- 2) методы контроля технического состояния скважины;
- 3) методы контроля разработки месторождений нефти и газа.

Глауконит – глинистый минерал, относящийся к смешанослоистым гидрослюдисто-монтмориллонитовым образованиям. Характерная черта состава – присутствие в значительном количестве железа, как двух-, так и трехвалентного. Встречается в осадках морей нормальной солености.

Глины – тонкодисперсные осадочные горные породы с частицами размером менее 0,01 мм, содержащие различные глинистые минералы.

Головоногие моллюски – одиночные, активно плавающие крупные морские животные с двустороннесимметричным телом.

Градационная слоистость – чередование слоев обломочного материала, при котором отдельные слои не разделяются четкими поверхностями раздела, но различаются размером, формой, составом или окраской минеральных и органических частиц.

Гравелит – цементированный гравий.

Гравий – рыхлая горная порода, сложенная окатанными обломками 1–10 мм.

Граувакки – песчаники с высоким содержанием обломков пород (более 25 %, изредка почти до 100 %), представленных преимущественно эффузивами среднего и основного состава.

Губки – тип низших многоклеточных животных; прикрепленные одиночные и колониальные организмы.

Гумидный климат – влажный климат, при котором количество выпавших осадков во много раз превышает испарение.

Двустворчатые моллюски – одиночные, двусторонне-симметричные животные; морские животные, но обитают и в солоноватоводных водах.

Дезинтеграция – распадение целого на части.

Дельта – область отложения осадков, выносимых рекой, расположенная в ее устье при впадении реки в море или озеро.

Делювий – тип отложений, возникающих в результате накопления смытых со склонов дождевыми и талыми снеговыми водами рыхлых продуктов выветривания.

Дендриты – древовидные агрегаты кристаллов, образующиеся в результате быстрой кристаллизации минералов в тонких трещинах или в вязкой среде.

Денудация – совокупность процессов разрушения горных пород и переноса продуктов разрушения.

Детрит – обломочный материал, состоящий из углефицированных обрывков растений, фрагментов раковин, скелетных частей животных.

Диагенез – преобразование осадка в осадочную горную породу в процессе уплотнения и физико – химического уравнивания среды.

Доломит – 1) минерал $\text{CaMg}[\text{CO}_3]_2$; 2) осадочная порода, состоящая из минерала доломита, обычно с примесью кальцита.

Донная эрозия – размыв и разрушение дна русла водного потока, приводящие к его углублению.

Джеспилиты – слоистые кварцевые железосодержащие породы.

Дюны – песчаные холмы, возникающие в результате деятельности ветра на песчаных берегах морей, рек, озер.

Железная шляпа – скопление оксидных и гидроксидных минералов Fe с примесью гидроксидов Mn и сульфатов, возникшее в результате окисления сульфидных руд.

Залив – не обособленный участок моря, ограниченный выступом берега, косой или подводным валом.

Известковый туф – пористая горная порода, состоящая из CaCO_3 и возникшая путём отложения вещества из холодных углекислых источников.

Изогипсы – линии одинаковой высоты относительно современного уровня моря.

Изопахиты – линии на картах и планах, соединяющие точки с одинаковой мощностью отложений.

Ихнофосилии – следы жизнедеятельности древних вымерших организмов.

Каверны – пустоты в горных породах размером более 1 мм, возникающие главным образом в результате растворения горных пород.

Каогуляция – процесс слипания коллоидных частиц в более крупные, способные самостоятельно перемещаться в растворе под влиянием силы тяжести.

Каолинит $\text{Al}_4\text{Si}_4\text{D}_{10}(\text{OH})_8$ – минерал, в осадочных породах аллотигенный (образуется в корках выветривания жаркого и влажного климата) и аутигенный (типичен для угленосных отложений, где при разложении ОВ выделяется большое количество CO_2 , создающего кислую среду, необходимую для образования каолинита).

Каротаж – геофизические исследования скважины, проводимые с целью выявления в геологическом разрезе полезных ископаемых (нефти, газа, угля, различных руд и т.д.), корреляции разрезов скважин и решения др. геологических задач.

Карстовые пустоты – сообщающиеся полости в горных породах, возникшие в результате их растворения подземными водами; часто развиваются по трещинам в горных породах и в прослоях наиболее пористых пород. Их размеры колеблются от первых см до десятков м.

Катагенез – длительная стадия вторичных изменений осадочной породы при увеличении глубины ее погружения и пластовой температуры, происходящее без привноса вещества из внешних источников.

Керн – цилиндрический столбик горной породы или полезного ископаемого, получаемый при бурении скважины и поднимаемый наверх для изучения с помощью бурового снаряда.

Кишечнополостные – тип примитивных многоклеточных организмов, обладающих радиальной симметрией тела.

Коллекторы – горные породы, обладающие способностью вмещать нефть, газ и воду и отдавать их при разработке.

Коллоид – раствор коллоидный – высокодисперсные системы, в которых, в отличие от истинных растворов, сохраняются поверхности раздела между веществом и средой.

Коллювий – продукты выветривания, смещенные вниз по склону под влиянием силы тяжести.

Конкреции – стяжения минералов, образованные в результате осаждения из водного раствора внутри вмещающей породы и отличающиеся от нее по составу.

Коралловые полипы – наиболее высокоорганизованные кишечноротовые, исключительно морские, одиночные или колониальные.

Красноцветные породы – осадочные породы красного цвета, что обусловлено присутствием оксидных минералов железа; имеют континентальное происхождение в условиях засушливого климата.

Кристалл – твёрдое тело из закономерно расположенных атомов и ионов, способное принимать облик многогранника.

Конгломерат – обломочная осадочная порода, сложенная более чем на половину сцементированными гальками.

Кора выветривания – образования в верхней части земной коры, переработанные в условиях влажного жаркого климата процессами выветривания, главным образом химического.

Корреляция – отождествление в сравниваемых геологических разрезах разновозрастных стратиграфических подразделений по их палеонтологическим и физическим характеристикам.

Корразия – разрушение поверхности вещества песчинками, переносимыми по ветру.

Коррозия – разрушение поверхности вещества в результате растворения, окисления и др.

Коса – узкий намывной песчаный вал, выступающий над уровнем моря и причленённый одним концом к берегу.

Лагуна – мелководный бассейн, вытянутый вдоль морского побережья и отдельный от открытого моря песчаными отмелями (баррами) или барьерными островами.

Латерит – богатые глинозёмом железистые породы кирпично-красного цвета – продукты выветривания алюмосиликатных горных пород в жарком влажном климате.

Лейкоксен – землистый агрегат вторичных минералов титана и гидроксидов железа. В осадочных породах аллотигенный и аутигенный.

Лиман – затопленное морем устье реки, часто отделенное от моря косой или пересыпью.

Литификация – термин широкого использования, под которым понимают все процессы, в результате которых несцементированный осадок превращается в осадочную породу с высокой и стабильной плотностью (происходит окаменение осадка).

Литогенез – совокупность процессов образования и изменения осадочных пород.

Литораль – прибрежная полоса морского дна, осушающаяся во время отлива.

Меандры – изгибы, образованные рекой.

Мергель – осадочная порода, переходная от известняков и доломитов к глинистым породам.

Метагенез – стадия глубокого минералогического и структурного изменения осадочных пород, происходящая под влиянием повышенной температуры в условиях повышенного давления в присутствии минерализованных растворов.

Метаморфизм – преобразование пород под действием высокой температуры и (или) высокого давления, заключающееся в полной или частичной смене первичных минералов новыми – метаморфическими, - обладающими, как правило, большей плотностью.

Метасоматоз – процессы преобразования горных пород, протекающие под воздействием пневматолито–гидротермальных растворов, которые приносят одни компоненты и выносят другие.

Минерал – природное тело, однородное по химическому составу и физическим свойствам, образующееся в результате физико–химических процессов в земной коре.

Молассы – ассоциация грубообломочных вулканогенно–осадочных пород, накапливающаяся в орогенный этап геосинклинального развития у подножия хребтов, образуются в краевых и передовых прогибах.

Моллюски – обширный тип беспозвоночных животных; большинство моллюсков имеет известковую раковину и ведёт водный образ жизни; делятся на 10 классов.

Монацит – минерал, (Сl, La) [PO₄]. Образуется в кислых и щелочных изверженных породах. В осадочных породах аллотигенный акцессорий.

Монтмориллонит – глинистый минерал CaMg₃OH[Si₄O₁₀]×nH₂O образуется в корах выветривания основных изверженных пород, а также в процессе подводного изменения вулканических пеплов.

Морена – материал, принесенный ледником и оставшийся на месте после его таяния.

Морские ежи – класс иглокожих, подвижные морские животные, тело которых заключено в известковый панцирь, состоящий из сросшихся многочисленных табличек и покрытый известковыми подвижными иглами.

Морские лилии – класс иглокожих, ведущих прикрепленный образ жизни, морские животные.

Мутьевой поток – кратковременный подводный поток взвешенных в воде илистых частиц, срывающихся со склонов морского дна под действием силы тяжести во время землетрясений или штормов.

Мшанки – тип колониальных морских животных, ведущих прикрепленный образ жизни.

Нектон – водные животные, обладающие способностью активного передвижения в водной среде.

Неритовая область – область шельфа между литоралью и континентальным склоном, где накапливаются мелководные морские осадки.

Нефть – горючая маслянистая жидкость, состоящая из углеводородов метанового, нафтенового и ароматического рядов с примесью сернистых, азотистых и кислородных соединений.

Нивальный климат – характерный для арктических и высокогорных областей, где осадки выпадают преимущественно в виде снега; часть из них накапливается в виде льда.

Озёра – водоёмы в природных впадинах, не имеющие связи с морем.

Окатанность – степень сглаженности обломочных зёрен, приобретаемая ими за счёт столкновения с др. твёрдыми частицами во время переноса водой или ветром.

Оолиты – округлые, эллипсоидальные концентрически – слоистые образования размерами 0,1–2 мм. Образуются хемогенным путем во взвешенном состоянии в условиях подвижных мелких вод, преимущественно морских, иногда озерных и речных.

Опока – кремнистая микропористая осадочная порода, сложенная более, чем наполовину хемогенным опалом.

Осадочные породы – образовавшиеся в поверхностной части земной коры в результате различных экзогенных процессов.

Парагенез – парагенетическая ассоциация – совместное нахождение, являющееся результатом определенной последовательности образования, связанной с развитием единого процесса.

Песчаник – осадочная порода, представляющая собой сцементированный песок с размерами зёрен 0,1–1,0 мм.

Пирит – минерал, FeS_2 . Встречается в рассеянном состоянии или в виде конкреций. Образуется в восстановительной среде при достаточном количестве в водах ионов $[\text{SO}_4]^{-2}$ или $[\text{S}]^{-2}$.

Планктон – организмы, пассивно передвигаемые в воде волнами и течениями и не обладающие способностью активного движения.

Поток суспензионный – гравитационное движение (течение) суспензии (воды, насыщенной взвесью) по дну водоема.

Природный резервуар – естественноеместилище для нефти, газа и воды, внутри которого они могут циркулировать.

Пролювий – рыхлые образования, возникающие в результате переноса и отложения временными потоками продуктов выветривания горных пород.

Простейшие – тип одноклеточных микроскопических животных.

Псевдоморфозы – минеральные индивиды, обладающие внешней кристаллографической формой, чуждой слагающему их веществу. Образуются путем заполнения полостей, оставшихся при выщелачивании минералов, или путем химического замещения ранее существовавших минералов с сохранением их внешней формы.

Радиолярии – микроскопические одноклеточные морские планктонные организмы с кремневым скелетом.

Радиолярит – кремнистая порода, сложенная более чем на 50 % скелетами радиолярий.

Размыв – процесс разрушения горных пород и последующего удаления образовавшихся продуктов водными потоками, течениями, ледниками и др., совершаемый в наземных или подводных условиях.

Рапа – соляной раствор в соляных природных и искусственных водоемах.

Регрессия – отступление моря с суши.

Регенерация – обрастание и разрастание кластических зёрен кварца и полевых шпатов преимущественно в песчаниках; каймы разрастания обычно отличаются в шлифе своей чистотой.

Репер – характерный пласт или характерное изменение физических свойств пород, фиксируемое на каротажных диаграммах, электро- и сейсмопрофилях и т.п., позволяющее сопоставлять геологические разрезы или проследивать какие-либо геофизические границы.

Риф – карбонатный массив, сложенный остатками организмов в прижизненном положении и продуктами их разрушения, возвышавшийся в период своего формирования над дном и достигающий уровня моря.

Сапропель – органно-минеральные осадки озерных водоемов.

Седиментогенез – мобилизация веществ в областях сноса, их перемещение в водной или воздушной среде, окончательное осаждение терригенных, хемогенных и органогенных компонентов.

Седиментологическая модель фации – смена палеогидродинамических уровней в характерной для данной фации последовательности.

Сидерит – минерал, $FeCO_3$. В осадочных породах аутигенный встречается в виде конкреций или в рассеянном состоянии, чаще всего в терригенных континентальных отложениях. Образуется в основном на стадии диагенеза при восстановлении соединений трехвалентного железа.

Слоистость – текстура осадочных горных пород, выражающаяся в чередовании обособленных друг от друга слоев.

Спикулы – мельчайшие игловидные известковые или кремневые скелетные образования различной формы у губок.

Спонголит – кремнистая порода, сложенная в основном спикулами кремневых губок.

Стилолиты – выступы на границе двух слоёв, входящие друг в друга, имеют форму шипов, цилиндров или призм, часто встречаются в известняках, доломитах, мергелях и солях.

Структура осадочных пород – строение, определяемое размером, формой, ориентировкой частиц и степенью кристалличности вещества.

Субаквальные осадки – отложенные в водной среде.

Субаэральные осадки – отложенные в воздушной среде.

Субформация – часть тела формации, характеризующаяся своеобразием литологических свойств и структуры, обусловленным спецификой палеотектонических и палеогеографических условий образования.

Текстура – взаимное расположение частиц, слагающих породу.

Трансгрессия – наступание моря на сушу (перемещение береговой линии в сторону суши).

Трилобиты – класс морских палеозойских членистоногих.

Турбидиты – отложения турбидитных (суспензионных, мутьевых) потоков.

Фациальный анализ – способы реконструкции физико-географических обстановок для прошлых периодов в истории Земли.

Фация – обстановка осадконакопления, современная или древняя, овеществленная в осадке или породе.

Флиш – ритмично–слоистая серия (формация), мощностью до тысяч метров, состоящая из много раз повторяющихся ритмов, представляющих собой набор слоев разных пород, сменяющих друг друга в строго определенной последовательности.

Флюидоупор – толща пород, которая перекрывает, подстилает или иным способом ограничивает коллектор, обеспечивая существование в нем гидродинамической системы и сохранность залежи.

Формация – крупные естественно обособленные комплексы осадочных пород, связанных общностью условий образования и возникающих на определенных стадиях развития основных структурных элементов земной коры.

Хлориты – минералы, слоистые силикаты переменного состава. Выделяются хлориты магнезиальные, магнезиально–железистые и железистые (лептохлориты).

Цемент обломочных пород – минеральное вещество, заполняющее пространство между обломочными зёрнами и скрепляющее их между собой.

Цикл седиментационный – определенная последовательность в смене обстановок осадконакопления, повторяющаяся в тех или иных вариациях в ходе развития акватории или территории.

Циклит – породно–слоевая ассоциация, главным свойством которой является связь элементов во времени и пространстве, т.е. целостная во времени слоевая система.

Циркон – минерал, $ZrSiO_4$ образуется преимущественно в кислых и щелочных изверженных породах. В осадочных породах аллотигенный аксессуарий.

Шельф – относительно выровненная подводная окраина континентов глубиной до 200 м.

Эвапориты – химические осадки, выпадающие на дно бассейнов в аридных зонах вследствие повышения концентрации солей при испарении воды.

Электрометрическая модель фации – отрезок кривой ПС, отражающей литофизические свойства пород, обусловленные характерной последовательностью смены палеогидродинамических уровней среды седиментации во времени.

Элювий – комплекс продуктов разрушения горных пород, образовавшихся на поверхности Земли под действием атмосферных агентов, почвенных и грунтовых вод, жизнедеятельности организмов и сохранившихся на месте своего образования.

Эрозия – размыв горных пород и удаление продуктов размыва движущейся водой.

Эстуарий – однорукавный устьевой участок реки, глубоко вдающийся в пределы суши в виде узкого залива. Образуется при совместном воздействии на берег абразии и приливно–отливных течений

Яшма – кремнистая осадочная порода, окрашенная в различные цвета оксидами Fe и Mn.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Основная

1. Алексеев В.П. Литология: Учебное пособие. – Екатеринбург: Изд-во УГГА, 2001. – 249 с.
2. Бакиров А.А., Мальцева А.К. Литолого–фациальный и формационный анализ при поисках и разведке скоплений нефти и газа: Учебное пособие для вузов. – М.: Недра, 1985. – 159 с.
3. Безбородов Р.С. Краткий курс литологии. – М.: Изд-во УДН, 1989. – 313 с.
4. Бурлин Ю.К., Конюхов А.И., Карнюшина Е.Е. Литология нефтегазоносных толщ. – М.: Недра, 1991. – 286 с.
5. Вылцан И.А. Фации и формации осадочных пород: Учебное пособие. Изд. 2-е, перераб. и доп. – Томск: Изд-во Томский госуд. ун–та, 2002. – 484 с.
6. Ежова А.В. Литология: Учебное пособие. – Томск: Изд-во ТПУ, 2005. – 353 с.
7. Крашенинников Г.Ф. Учение о фациях. – М.: Высшая школа, 1971. – 368 с.
8. Логвиненко Н.В. Петрография осадочных пород (с основами методики исследования): Учебник для студентов геол. спец. вузов. – М.: Высшая школа, 1984. – 416 с.
9. Петтиджон Ф.Дж. Осадочные породы: Пер. с англ. – Недра, 1981. – 751 с.
10. Прошляков Б.К., Кузнецов В.Г. Литология: Учеб. для вузов. – М.: Недра, 1991. – 444 с.
11. Прошляков Б.К., Кузнецов В.Г. Литология и литолого–фациальный анализ. – М.: Недра, 1981. – 284 с.
12. Справочник по литологии /Под ред. Н.Б. Вассоевича, В.И. Марченко. – М.: Недра, 1983. – 509 с.
13. Фролов В.Т. Литология: Учебное пособие. – М.: Изд-во МГУ. – кн.1, 1992. – 336 с; кн.2, 1993. – 432 с; кн.3, 1995. – 352 с.
14. Япаскурт О.В., Карпова Е.В., Ростовцева Ю.В. Литология. Краткий курс (избранные лекции): Учебное пособие. – М.: Изд-во МГУ, 2004. – 228 с.

Дополнительная

15. Батурин В.П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. – М.: Изд-во АН СССР, 1947. – 330 с.

16. Бурлин Ю.К. Природные резервуары нефти и газа: Учебное пособие. – М.: Изд-во МГУ, 1976. – 136 с.
17. Бетехтин А.Г. Курс минералогии. – М.: Госгеолтехиздат, 1961. – 540 с.
18. Бондарев В.П. Геология. Лабораторный практикум: М.: Форум: ИНФРА-М, 2002. – 190 с.
19. Ботвинкина Л.Н. Слоистость осадочных пород. – М.: Изд-во АН СССР, 1962. – 543 с.
20. Ботвинкина Л.Н., Алексеев В.П. Цикличность осадочных толщ и методика ее изучения. – Свердловск: Изд-во Урал.ун-та, 1991. – 336 с.
21. Вакуленко Л.Г., Ян П.А. Юрские ихнофаии Западно-Сибирской плиты и их значение для реконструкции обстановок осадконакопления / Новости палеонтологии и стратиграфии, 2001. – Вып. 4. – Прил. к журн. «Геология и геофизика»: – Т. 42. – с.83–93.
22. Гаврилов В.П. Общая и историческая геология и геология СССР: Учеб. для вузов. – М.: Недра, 1989. – 495 с.
23. Геология нефти и газа: Учебник для вузов /Э.А. Бакиров, В.И. Ермолкин, В.И. Ларин и др. – М.: Недра, 1990. – 240 с.
24. Горбачев А.М. Общая геология: Учебник для техникумов. – М.: Высшая школа, 1973. – 320 с.
25. Давиташвили Л.Ш. Краткий курс палеонтологии. – М.: Госгеолтехиздат, 1958. – 544 с.
26. Ежова А.В., Тен Т.Г. Литология нефтегазоносных толщ: Учебное пособие. – Томск: Изд-во ТПУ, 2002. – 112 с.
27. Карогодин Ю.Н. Введение в нефтяную литологию / Тр. ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР.– Новосибирск: Наука, 1990. –№ 735. – 239 с.
28. Конибир Ч.Э.Б. Палеоморфология нефтегазоносных песчаных тел. – М.: Недра, 1979. – 256 с.
29. Кузнецов В.Г. Литология карбонатных пород-коллекторов: Учебное пособие. – М.: МИНГ, 1986. – 80 с.
30. Кузьменко Е.Е. Историческая геология и геология СССР: Учебник для техникумов. – М.: Недра, 1980. – 280 с.
31. Лапинская Т.А., Прошляков Б.К. Основы петрографии. – М.: Недра, 1981. – 232 с.
32. Лидер М.Р. Седиментология. – М.: Мир, 1986. – 439 с.
33. Марковский Н.И. Палеогеографические основы поисков нефти и газа. – М.: Недра, 1973. – 304 с.
34. Методика прогнозирования и поисков литологических, стратиграфических и комбинированных ловушек нефти и газа / А.А. Гусейнов, Б.М. Гейман, Н.С. Шик, Г.В. Сурцуков. – М.: Недра, 1988. – 270 с.

35. Мильничук В.С., Арабаджи М.С. Общая геология: Учебник для вузов. М.: Недра, 1989. – 333 с.
36. Муромцев В.С. Электрометрическая геология песчаных тел – литологических ловушек нефти и газа. – Л.: Недра, 1984. – 260 с.
37. Основы палеонтологии /Под ред. Ю.А. Орлова – М.: Недра, 1962-1964.
38. Подобина В.М., Родыгин С.А. Историческая геология: Учебное пособие. – Томск: Изд-во ЗАО «Науч-техн. лит-ры», 2000. – 264 с.
39. Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. – М.: Мир, 1976. – 536 с.
40. Рейнек Г.-Э., Сингх И.Б. Обстановки терригенного осадконакопления. – М.: Недра, 1981. – 439 с.
41. Рухин Л.Б. Основы литологии. – М.: Недра, 1969. – 779 с.
42. Сахибгареев Р.С. Вторичные изменения коллекторов в процессе формирования и разрушения нефтяных залежей. – Л.: Недра, 1989. – 260 с.
43. Седиментология / Р.Градзинский, А. Костецкая, А. Радомский и др. – М.: Недра, 1980. – 640 с.
44. Селли Р.Ч. Древние обстановки осадконакопления. – М.: Недра, 1989. – 294 с.
45. Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. – М.: Госгеолтехиздат, 1963. – 535 с.
46. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики: Учебник – 2-е изд., испр. и доп. – М.: КДУ, 2005. – 560 с.
47. Ханин А.А. Породы-коллекторы нефти и газа и их изучение. – М.: Недра, 1969. – 368 с.
48. Циттель К. Основы палеонтологии (палеозоология). Ч. 1. Беспозвоночные. – Ленинград, Москва, Грозный, Новосибирск: Гос. науч.-техн. горно-геол.-нефт. изд-во, 1934. – 1060 с.
49. Шванов В.Н. Песчаные породы и методы их изучения. – Л.: Недра, 1969. – 248 с.
50. Швецов М.С. Петрография осадочных пород. – М.: Госгеолтехиздат, 1958. – 416 с.

Учебно-методическая

51. Алексеев В.П. Литолого-фациальный анализ: Учебно-методич. пособие к практическим занятиям и самостоятельной работе по дисциплине «Литология». – Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 2003. – 147 с.
52. Атлас литогенетических типов угленосных отложений Алдан-Чульманского района Южно-Якутского каменноугольного бассейна / А.В. Александров, В.М. Желинский, В.Н. Коробицына и др. – М.: Наука, 1970. – 226 с.

53. Атлас литогенетических типов угленосных отложений среднего карбона Донецкого бассейна / Л.Н. Ботвинкина, Ю.А. Жемчужников, П.П. Тимофеев и др. – М.: Изд-во АН СССР, 1956. – 368 с.
54. Атлас породообразующих организмов (известковых и кремневых). Составитель В.П. Маслов. – М.: Наука, 1973. – 267 с.
55. Атлас текстур и структур осадочных горных пород. Ч.1. Обломочные и глинистые породы / Е.В. Дмитриева, Г.И. Ершова, Е.И. Орешкова и др. /Под ред. А.В. Хабакова. – М.: Госгеолтехиздат, 1962. – 578 с.
56. Атлас текстур и структур осадочных горных пород. Ч.3. Кремнистые породы. /Научные редакторы А.И. Жамойда, А.В. Хабаков. – М.: Недра, 1973. – 340 с.
57. Бодылевский В.И. Малый атлас руководящих ископаемых. – Л.: Недра, 1984. – 263 с.
58. Ботвинкина Л.Н. Методическое руководство по изучению слоистости. – М.: Наука, 1965. – 259 с.
59. Геологический словарь / Коллектив авторов: В 2 т. – М.: Недра, 1978. Т.1.– 486 с. – Т.2. – 456 с.
60. Горная энциклопедия / Гл.ред. Е.А Козловский. – М.: Сов. энциклопедия, 1984–1985. – Т.1. – 560 с. – Т.2. – 575 с. – Т.3. – 592 с. – Т.4. – 623 с. – Т.5. – 541 с.
61. Друщиц В.В., Якубовская Т.А. Палеоботанический атлас. – М.: Изд-во МГУ, 1961. – 180 с.
62. Ежова А.В. Литология: Иллюстративный материал (стенды) для выполнения лабораторных и самостоятельных работ студентами специальностей 130304 «Геология нефти и газа» и 130503 «Разработка и эксплуатация нефтяных и газовых месторождений» очного обучения и заочного обучения. – Томск: изд-во ТПУ, 2005. – 28 с.
63. Ежова А.В. Литология: Рабочая тетрадь для студентов специальностей 080500 и 090600 очного и заочного обучения. – Томск: Изд-во ТПУ, 2002. – 42 с.
64. Ежова А.В. Литология. Руководство для выполнения лабораторных и самостоятельных работ для студентов специальностей 130304 «Геология нефти и газа» и 130503 «Разработка и эксплуатация нефтяных и газовых месторождений» очного и заочного обучения. – Томск: Изд-во ТПУ, 2004. – 55 с.
65. Ежова А.В. Литология: Учебные коллекции пород для выполнения лабораторных и самостоятельных работ студентами специальностей 130304 «Геология нефти и газа» и 130503 «Разработка и эксплуатация нефтяных и газовых месторождений» очного и заочного обучения. – Томск: Изд-во ТПУ, 2005. – 78 с.

66. Ежова А.В., Тен Е.Г. Практическая литология: Учебное пособие. – 2-е изд., перераб. и доп. – Томск: Изд-во ТПУ, 2002. – 112 с.
67. Краткий геологический словарь для школьников / Под ред. Г.И. Немкова. – М.: Недра, 1989. – 176 с.
68. Кузнецов В.Г. Фации и методы фациального анализа: Учебное пособие. – М.: МИНХиГП, 1973. – 113 с.
69. Логвиненко Н.В., Сергеева Э.И. Методы определения осадочных пород: Учебное пособие для вузов. – Л.: Недра, 1986. – 240 с.
70. Мейен С.В. Основы палеоботаники. Справочное пособие. – М.: Недра, 1987. – 403 с.
71. Методы палеогеографических реконструкций (при поисках залежей нефти и газа) / В.А. Гроссгейм, О.В. Бескровная, И.Л. Геращенко и др. – Л.: Недра, 1984. – 271 с.
72. Палеонтология и палеоэкология: Словарь–справочник / Под ред. В.П. Макридина и И.С. Барского. – М.: Недра, 1995. – 494 с.
73. Преображенский И.А., Саркисян С.Г. Минералы осадочных пород. – М.: Гостоптехиздат, 1954. – 365 с.
74. Словарь по геологии нефти и газа. – Л.: Недра, 1988. – 679 с.
75. Современные и ископаемые рифы. Термины и определения: Справочник / И.Т. Журавлева, В.Н. Космынин, В.Г. Кузнецов и др. – М.: Недра, 1990. – 184 с.
76. Фролов В.Т. Руководство к лабораторным занятиям по петрографии осадочных пород. – М.: Изд-во МГУ, 1964. – 311 с.
77. Хворова И.В. Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы. – М.: Изд-во АН СССР, 1958. – 170 с.
78. Черников О.А. Литологические исследования в нефтепромысловой геологии. – М.: Недра, 1981. – 236 с.
79. Шуман В. Мир камня. Т.1. Горные породы и минералы: Пер. с нем. – М.: Мир, 1986. – 215 с.

Научно-познавательная

80. Бауэр Э. Чудеса Земли: Научно-популярная лит-ра / Пер. Л. Жданова. – М.: Дет. лит., 1978. – 127.
81. В краю кедровом. Томская область: Фотоальбом / Под ред. Р.М. Романова. – М.: Изд-во «Планета», 1988. – 240 с.
82. Гаврилюк А.А., Ярошенко В.А. Памир: фотоальбом. – М.: Изд-во «Планета», 1987. – 480 с.
83. Драгоценные камни. – СПб: ООО «Издательский дом «Кристалл», 2002. – 96 с.

84. Киенко Ю.П., Коваль А.Д. Планета Земля из космоса: фотоальбом. – М.: Изд-во «Планета», 1987. – 200 с.
85. Кочетова Н.И., Куликова О.А. Они должны жить. Моллюски, кольчатые черви: Альбом. – М.: Агропромиздат, 1988. – 64 с.
86. Малхасян Э.Г. Геология в фотографиях. – Ереван: Изд-во АН Арм.ССР, 1970. – 79 с.
87. Мир географии: География и географы. Природная среда / Редкол.: Рычагов Г.И. и др. – М.: Мысль, 1984. – 367 с.
88. Новый иллюстрированный энциклопедический словарь / Ред.кол.: В.И. Бородулин, А.П. Горкин, А.А. Гусев и др. – М.: Большая Российская энцикл., 2000. – 912 с.
89. Планета Земля / Вед.ред. Е. Ананьева, отв.ред. С. Миронова. – М.: Аванта⁺, 2004. – 96 с.
90. Сто великих чудес природы. – М.: Вече, 2005. – 112 с.
91. Универсальная энциклопедия для юношества. Земля / Сост. А.М. Берлянт. – М.: Изд. дош. «Совр. педагогика», 2001. – 672 с.
92. Ферсман А.Е. Занимательная минералогия. – Свердловское книжн. изд-во, 1954. – 220 с.
93. Энциклопедия для детей. Т.4. Геология / Гл.ред. М.Д. Аксенова. – М.: Аванта⁺, 2002. – 688 с.
94. Yippenrejter W. Kamtschatka. – Veb F.A. Brockhaus verlag. – Leipzig, 1985. – 85 p.
95. Lange H. – Island. – Veb F.A. Brockhaus verlag. – Leipzig, 1985. – 192 p.
96. Nastreche sveta: Fotografovali // P. Breier, I. Fiala, A. Halas, – Bratislava, 1983. – 110 p.
97. Visions of the Soviet land. – Leningrad: Aurora Art Publishers, 1988. – 117 p.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	3
ВВЕДЕНИЕ	5
ЧАСТЬ 1. ОСНОВЫ ЛИТОГЕНЕЗА	7
1.1. Общие сведения о процессах осадко- и породообразования.....	7
1.2. Стадия гипергенеза	9
1.3. Стадия седиментогенеза.....	19
1.3.1. Осадкообразование в областях с гумидным климатом.....	19
1.3.2. Осадкообразование в областях аридного климата.....	25
1.3.3. Осадкообразование в областях нивального климата..	28
1.4. Осадочная дифференциация вещества.....	30
1.5. Стадия диагенеза.....	31
1.6. Стадия катагенеза.....	37
1.7. Стадия метагенеза.....	43
Контрольные вопросы.....	44
ЧАСТЬ 2. ПЕТРОГРАФИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД	46
2.1. Классификация осадочных пород.....	46
2.2. Текстуры осадочных пород.....	47
2.2.1. Седиментационные текстуры.....	48
2.2.2. Постседиментационные (вторичные) текстуры.....	55
2.3. Структуры осадочных пород.....	59
2.4. Описание осадочных пород.....	66
2.4.1. Обломочные и вулканогенно–осадочные породы	66
2.4.2. Глинистые породы.....	77
2.4.3. Глиноземистые (алюминистые) породы.....	83
2.4.4. Железистые породы.....	85
2.4.5. Марганцевые породы.....	88
2.4.6. Фосфатные породы.....	90
2.4.7. Кремнистые породы (силициты).....	92
2.4.8. Карбонатные породы.....	95
2.4.9. Соляные породы.....	102
Контрольные вопросы.....	105
ЧАСТЬ 3. ОСНОВЫ ФАЦИАЛЬНОГО АНАЛИЗА	108
3.1. Определение понятий «фацация», «литогенетический тип», «фациальный анализ».....	108
3.2. Литофациальный анализ.....	110

3.2.1.	Генетическое значение состава пород.....	110
3.2.2.	Генетическое значение текстуры пород.....	111
3.2.3.	Генетическое значение структуры пород.....	115
3.3.	Биофациальный анализ.....	118
3.3.1.	Сохранность остатков организмов и следов их жизнедеятельности.....	118
3.3.2.	Условия существования современных и ископаемых организмов.....	121
3.3.3.	Генетическое значение фауны.....	122
3.3.4.	Генетическое значение остатков флоры.....	153
3.4.	Седиментологические и электрометрические модели фаций.....	161
3.5.	Геометрия тел осадочных пород.....	164
3.5.1.	Песчаные тела.....	165
3.5.2.	Карбонатные тела.....	170
3.5.3.	Соляные купола.....	173
	Контрольные вопросы.....	173
	ЧАСТЬ 4. УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ.....	175
4.1.	Тектоника и осадконакопление.....	175
4.2.	Континентальная обстановка осадконакопления.....	178
4.2.1.	Элювиальная фация.....	179
4.2.2.	Коллювиальная и делювиальная фации.....	181
4.2.3.	Проллювиальная фация.....	182
4.2.4.	Аллювиальный комплекс фаций.....	185
4.2.5.	Лимнические (озерно–болотные) фации.....	207
4.2.6.	Ледниковая фация.....	209
4.2.7.	Эоловая фация.....	211
4.3.	Морская обстановка осадконакопления.....	213
4.3.1.	Прибрежно–морской комплекс фаций.....	215
4.3.2.	Шельфовые фации.....	238
4.3.3.	Глубоководные фации.....	251
4.4.	Переходная обстановка осадконакопления.....	252
4.4.1.	Дельтовый комплекс фаций.....	252
4.4.2.	Лагунные и лиманные фации.....	264
	Контрольные вопросы.....	266
	ЧАСТЬ 5. ЛИТОЛОГИЯ ПРИРОДНЫХ РЕЗЕРВУАРОВ.....	269
5.1.	Осадочные формации и нефтегазоносность.....	269
5.1.1.	Нефтегазоносность геосинклинальных формаций....	272
5.1.2.	Нефтегазоносность формаций переходных зон.....	274

5.1.3.	Нефтегазоносность платформенных формаций.....	277
5.2.	Типы природных резервуаров и ловушек УВ.....	280
5.3.	Породы–коллекторы.....	285
5.3.1.	Основные параметры коллекторов.....	285
5.3.2.	Формирование порового пространства в обломочных породах.....	289
5.3.3.	Формирование пустот в карбонатных породах.....	298
5.3.4.	Коллекторы в глинистых, кремнистых и магматических породах.....	304
5.4.	Породы–флюидоупоры.....	307
	Контрольные вопросы.....	312
	СЛОВАРЬ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ТЕРМИНОВ.....	315
	СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	327

Учебное издание

ЕЖОВА Александра Викторовна

ЛИТОЛОГИЯ

Учебник

Редактор *С.П. Барей*
Компьютерная верстка *Д.В. Сотникова*
Дизайн обложки *О.Ю. Аршинова*

Подписано к печати 15.07.2009 г. Формат 60x84/8. Бумага «Снегурочка».
Печать XEROX. Усл. печ. л. 19,54. Уч.-изд. л. 17,67.
Заказ 731-09. Тираж 100 экз.



Томский политехнический университет
Система менеджмента качества
Томского политехнического университета сертифицирована
NATIONAL QUALITY ASSURANCE по стандарту ISO 9001:2008



ИЗДАТЕЛЬСТВО  ТПУ. 634050, г. Томск, пр. Ленина, 30
Тел./факс: 8(3822)56-35-35, www.tpu.ru