

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ АВТОНОМНОЕ
ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
«СЕВЕРО-КАВКАЗСКИЙ ФЕДЕРАЛЬНЫЙ УНИВЕРСИТЕТ»

З. В. Стерленко, К. В. Уманжинова

ЛИТОЛОГИЯ

УЧЕБНОЕ ПОСОБИЕ

Специальность 21.05.02 – Прикладная геология
Специализация «Геология нефти и газа»

Ставрополь
2016

УДК 550.8 (075.8)
ББК 26.31 я73
С 79

Печатается по решению
редакционно-издательского совета
Северо-Кавказского
федерального университета

Стерленко З. В., Уманжинова К. В.

С 79 **Литология:** учебное пособие. – Ставрополь: Изд-во СКФУ, 2016. – 219 с.

Пособие представляет курс лекций, составленный в соответствии с ФГОС ВО, рабочим учебным планом и программой дисциплины, который знакомит с особенностями литологического состава, структурами и текстурами основных генетических типов осадочных горных пород, фациями и формациями.

Предназначено для студентов, обучающихся по специальности 21.05.02 – Прикладная геология.

УДК 550.8 (075.8)
ББК 26.31 я73

Рецензенты:

канд. техн. наук, доцент **Ю. К. Димитриади**,
канд. техн. наук, доцент **В. А. Васильев**

© ФГАОУ ВО «Северо-Кавказский
федеральный университет», 2016

СОДЕРЖАНИЕ

| | |
|---|-----|
| Предисловие | 4 |
| 1. Общие сведения об осадочных горных породах | 5 |
| 2. Стадии осадочного породообразования. Обстановки осадконакопления | 20 |
| 3. Осадочная дифференциация вещества. Основные условия образования осадочных пород | 30 |
| 4. Вторичные изменения осадочных пород | 45 |
| 5. Основные типы осадочных горных пород | 59 |
| 6. Осадочные фации. Континентальная обстановка осадконакопления | 76 |
| 7. Морская обстановка осадконакопления | 109 |
| 8. Переходная обстановка осадконакопления | 138 |
| 9. Осадочные фации, благоприятные для формирования нефте- и газоматеринских отложений, пород-коллекторов, флюидоупоров и накопления органического вещества | 151 |
| 10. Основные методы фациального анализа | 159 |
| 11. Фации и тектоника | 164 |
| 12. Осадочные формации | 169 |
| 13. Осадочные формации и нефтегазоносность | 174 |
| 14. Литология природных резервуаров. Породы-коллекторы | 184 |
| 15. Литология природных резервуаров. Породы-флюидоупоры | 191 |
| 16. Формирование пустотного пространства пород-коллекторов | 196 |
| 17. Характер изменения пород-коллекторов и флюидоупоров на больших глубинах | 209 |
| Литература | 218 |

ПРЕДИСЛОВИЕ

Целью освоения дисциплины является формирование набора компетенций будущего специалиста в области обучения, воспитания и развития, соответствующих целям ОП ВО специальности 21.05.02 – Прикладная геология.

Для освоения дисциплины поставлены следующие задачи:

- освоение общей и частных классификаций и номенклатуры осадочных пород;
- освоение основных этапов формирования и преобразования осадочных пород, типы литогенеза и характерные для них типы пород;
- освоение характеристик основных (континентальных, морских и переходных от морских к континентальным) фаций;
- освоение умения определять и производить описание состава, структуры и текстуры горных пород макроскопически и с помощью микроскопа, производить простейшие литологические исследования пород, обобщать аналитические данные.

Дисциплина относится к профессиональному циклу СЗ (базовой части) СЗ.Б.13. Ее изучение происходит в 4, 5 семестрах.

Компетенции обучающегося, формируемые в результате освоения дисциплины:

- **ПСК-3.1** – осуществлять поиски и разведку месторождений нефти, газа, газового конденсата;
- **ПСК-3.4** – выделять породы-коллекторы и флюидоупоры во вскрытых скважинами разрезах, на сейсмопрофилях, картировать природные резервуары и ловушки нефти и газа.

КУРС ЛЕКЦИЙ

1. Общие сведения об осадочных горных породах

План

1. Состав и строение осадочных пород.
2. Принципы и схемы классификации осадочных пород.
3. Главные составные части осадочных пород.

Состав и строение осадочных пород

Осадочные горные породы – основной объект исследования литологии. Под осадочной горной породой понимают геологическое тело, состоящее из минеральных или органических образований, а также их сообществ, сформировавшееся из отложившегося на поверхности суши или на дне водоема осадка, и существующее в термобарических условиях, характерных для приповерхностной части земной коры.

Осадочные породы широко распространены на планете. Они покрывают около 75 % суши, а на территории бывшего СССР – до 80 %. Вместе с тем осадочные горные породы составляют лишь незначительную часть массы Земли и даже в самой верхней части земной коры до глубины 16 км они составляют лишь около 5 % массы (по Ф. Кларку). Сейсмические исследования последних лет позволяют считать, что в наиболее погруженных осадочных бассейнах мощность осадочных толщ достигает 20–23 км. Наряду с этим в некоторых районах мощность осадочных образований составляет единицы метров и менее. В целом же мощность осадочной оболочки планеты ничтожно мала по сравнению с размером Земли (радиус Земли на экваторе 6 378,1 км). Ниже осадочных пород, как правило, залегают метаморфические, в значительной своей части являющиеся продуктом преобразования более древних осадочных пород. Реже осадочные породы залегают непосредственно на коре выветривания магматических пород.

Исходным материалом для образования осадочных пород служат продукты механического разрушения и химического разложения более древних пород (магматических, метаморфических, осадочных),

жизнедеятельности организмов, вулканической деятельности, а также атмосферные газы, вода с растворенными в ней веществами и космические образования (космическая и метеоритная пыль, метеориты).

Движущие силы процесса породообразования – экзогенные (атмосфера, гидросфера, тепло химических реакций, протекающих на поверхности Земли, деятельность организмов и др.), эндогенные (в основном тектонические) и космические (солнечная радиация, силы тяготения Солнца и Луны и др.) виды энергии.

Процесс породообразования, или литогенез, представляет собой комплекс механических, физических, химических и биологических превращений, совершающихся на различных стадиях. Продолжительность процесса породообразования зависит от состава осадочного материала и может достигать сотен тысяч лет. Наступающая после образования породы стадия жизни или бытия может продолжаться сотни миллионов лет. Завершается эта стадия разрушением осадочной породы в случае выхода на поверхность, или превращением ее в метаморфическую в случае глубокого погружения.

Осадочные породы отличаются от магматических и метаморфических минеральным составом, строением, меньшими прочностью и плотностью, наличием органических остатков. Значительный объем в осадочных породах часто составляют пустоты различного размера, заполненные жидкостями или газами.

По химическому составу осадочные породы сходны с магматическими и метаморфическими – в тех и других преобладают кислород, кремний, алюминий. Это свидетельствует о едином источнике материи.

Повышенное содержания углерода в ОГП по сравнению с магматическими связано с поступлением его из атмосферы вследствие образования известняков, доломитов, каменных углей и других органических образований. Повышенное содержание водорода определяется их большой водонасыщенностью. Большая доля кислорода в осадочных породах также определяется поступлением его из атмосферы в осадок вследствие процессов окисления, а также и за счет обводненности осадочных пород. Резко пониженное содержание натрия в осадочных породах, по сравнению с магматическими, объясняется тем, что при разрушении магматических пород значительные количества элемента переходят в растворенное состояние и концентрируются в водах Мирового океана.

Осадочные породы существенно отличаются от магматических и метаморфических по минеральному составу. В осадочных образованиях ведущая роль принадлежит минералам, устойчивым в обстановке земной поверхности (кварц, халцедон, мусковит). Малоустойчивые на поверхности минералы – силикаты из групп пироксенов, амфиболов, оливин, плагиоклаз (особенно основные и средние) в осадочных породах или отсутствуют вообще или же встречаются в виде аксессуарных образований.

В составе осадочных пород вместо неустойчивых минералов появляются вновь образованные (аутигенные), устойчивые на поверхности, глинистые, карбонатные, сульфатные, фосфатные и другие минералы, а также органическое вещество – продукт жизнедеятельности животных и растительных организмов. Таким образом, формирование осадочных пород сопровождается изменением минерального состава материнских пород.

Осадочные породы представляют собой гигантскую кладовую различных полезных ископаемых. Стоимость сырья, добываемого из осадочных образований, в настоящее время оценивается в 75–80 % от общей стоимости полезных ископаемых, извлекаемых из недр. Из осадочных пород получают практически все топливо (нефть, газ, уголь, горючие сланцы, битумы), значительную часть руд черных металлов (железо, марганец) и алюминия, радиоактивное сырье, различные соли (каменная, калийные, сульфаты и другие). С осадочными породами связаны россыпные месторождения золота, титана, олова и других металлов. Осадочные породы – основной источник строительного материала (гравий, песок, глина, известняк, мергель и др.) для зданий, транспортных артерий, гидросооружений и т. д. Развитие промышленности и сельского хозяйства вызывает необходимость увеличения добычи полезных ископаемых и одновременно стимулирует развитие науки об осадочных породах.

С литологических позиций осадочная оболочка планеты недостаточно изучена. Необходимо помнить, что лишь 29,2 % поверхности составляет суша, а 70,8 % литосферы находятся под толщей морских и океанических вод. Кроме того, следует иметь в виду, что в пределах суши наши знания распространяются на осадочные породы, залегающие на глубине 4–5 км и лишь в некоторых регионах до 7–9 км.

Представления о составе, строении, генезисе глубокозалегающих осадочных толщ, а также об осадочных образованиях, залегающих под гидросферой, базируются пока на данных геофизических исследований и теоретических расчетах.

Состав осадочных пород довольно подробно характеризуется приводимой ниже таблицей, составленной Н. В. Логвиненко.

Таблица 1.1

Состав осадочных горных пород (по Н. В. Логвиненко)

| Состав пород | Генезис пород | | | |
|-------------------------------------|---------------|------------|---------------|-----------|
| | Обломочный | Химический | Хемобиогенный | Биогенный |
| Конгломераты, песчаники, алевролиты | + | - | - | - |
| Глинистые | + | + | - | - |
| Алюминиевые | + | + | - | - |
| Железистые | + | + | + | - |
| Марганцевые | - | + | + | - |
| Фосфатные | - | + | + | + |
| Кремнистые | - | + | + | + |
| Известняки и доломиты | + | + | + | + |
| Сульфатные, хлоридные и др. соли | - | + | - | - |
| Каустобиолиты | - | - | - | + |

Примечание. «Плюс» – характерные для пород данного генезиса разновидности, «минус» – нехарактерные.

Строение осадочных пород характеризуется текстурой и структурой.

Текстура породы формируется с этапа накопления осадка. Возникшие в процессе осадконакопления первичные текстуры отражают состояние среды в момент накопления осадочного материала и результаты ее взаимодействия с осадком. Они могут трансформироваться в постседиментационные стадии. Вторичные текстуры возникают в уже сформировавшейся горной породе при процессах катагенеза, гипергенеза и метагенеза.

Текстуры в значительной степени определяют многие физические свойства пород, в том числе неодинаковые в разных направлениях прочность, сжимаемость, фильтрационную способность и т. д. Изучают текстуры, в основном, визуально – в обнажениях, штуфах, образцах керна, иногда и под микроскопом.

Различают текстуры поверхности слоя и внутрислойные.

Текстуры поверхности слоя возникают на поверхности осадка при кратковременном изменении состояния среды осадконакопления, при выпадении осадков и жизнедеятельности организмов. К ним относятся знаки ряби, трещины усыхания, отпечатки капель дождя, града, пузырьков газа, следы жизнедеятельности животных.

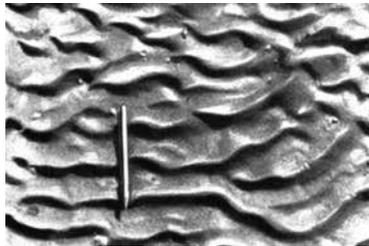


Рис. 1.1. Знаки ряби

Знаки ряби представляют собой систему параллельных валиков на поверхности осадка, перпендикулярных направлению водного или воздушного потоков. Они образуются на поверхности песчаных, алевроитовых, глинисто-известковых и доломитовых осадков.



Рис. 1.2. Трещины усыхания

Трещины усыхания образуются в глинистом или известковом осадке, накопившемся в водной среде при последующем высыхании его на воздухе.

Отпечатки капель дождя и града представляют собой округлые углубления с бортиками по периферии. Образуются они преимущественно на поверхности глинистых осадков.

Следы выделения газов напоминают отпечатки капель дождя. Диаметр их достигает нескольких сантиметров. Вниз от этих следов иногда идут ка налы, похожие на ходы червей. Следы выделения газов сохраняются на поверхности песчано-глинистых и глинисто-алевритовых отложений.

Следы жизнедеятельности животных сохраняются на влажных, преимущественно известковых или глинистых осадках в виде отпечатков лап, ног и т. п. Они часто сохраняются и после преобразования осадка в породу.

Знаки, связанные с деформацией поверхности осадка. В результате деятельности водных потоков, морских течений, волновых движений, перемещения различных предметов, растворения кристаллов, жизнедеятельности животных и растительных организмов на поверхности осадка возникают желоба, углубления, борозды, царапины и другие образования. После перекрытия их тонкозернистыми (песчаными, алевритовыми, глинистыми, известковыми и др.) отложениями на нижней поверхности нового пласта образуются слепки (барельефные знаки), сохраняющиеся после литификации осадка.

Барельефные знаки, возникшие на нижней (реже верхней) поверхности пласта, называют гиероглифы (иное написание слова «иероглифы»), что в переводе означает священные письмена, поскольку природа многих из них долгое время оставалась неизвестной).

Внутрислоевые текстуры. Наиболее распространены слоистые и массивные, реже встречаются текстуры, связанные с жизнедеятельностью организмов, с оползновыми и другими явлениями.

Массивная текстура характеризуется беспорядочным расположением в породе ее составных частей. Благодаря этому порода имеет одинаковые физические свойства в различных направлениях.

Слоистые текстуры обусловлены чередованием слоев нескольких разновидностей осадочных пород. Слоистость может быть вызвана резким изменением размера обломочных частиц или вещественного состава

пород, одинаковой ориентировкой осадочного материала и др. На основании особенностей расположения осадочного материала в породах выделяют горизонтальную и косую слоистость.

Горизонтальная слоистость – типичная текстура осадочных пород. Она проявляется в том, что элементарные слои ориентированы параллельно друг другу и плоскостям наслоения. Такая слоистость образуется при смене обстановок осадконакопления в условиях медленного, равномерного движения или в состоянии относительного покоя среды.

Косая слоистость менее распространена, чем горизонтальная. Она встречается преимущественно в песчаниках, алевритовых и карбонатных породах. Возникает этот тип слоистости в водной и воздушной средах.

Текстуры подводного оползания могут сформироваться в различных незатвердевших осадках, но наиболее характерны они для тонкого переслаивания песчаных, алевритовых, глинистых или известковых отложений.

Текстуры биогенные, возникшие в результате жизнедеятельности организмов, широко развиты в современных и ископаемых отложениях. Обычно такие текстуры возникают в глинистых, известковых, алевритовых и песчаных осадках при деятельном участии червей, илоедов, ракообразных, иглокожих, моллюсков, некоторых водорослей и других организмов.

Среди внутрислоевых текстур есть постдиагенетические, возникшие в уже сформировавшихся породах. Наиболее распространены из них стилолитовые и фунтиковые.

Стилолитовая текстура в сечении, перпендикулярном к наслоению, представляется пилообразными швами, рассекающими породу и ориентированными преимущественно параллельно наслоению, хотя встречаются вертикальные и диагональные.

Стилолитовые текстуры характерны для карбонатных пород, но иногда встречаются и в обломочных. Большинство исследователей считают, что они возникли вследствие избирательного растворения пород под давлением, а нерастворимые компоненты сконцентрировались в полости шва.

Фунтиковая текстура в некотором роде напоминает стилолитовую. Это одна из редких форм сочленения подстилающих и перекрывающих слоев. На одной из контактирующих поверхностей имеются выступы конической формы, а на второй в соответствующих местах – углубления такой же формы («фунтики»). Они характерны для мергелей, глинистых известняков и глин. Считают, что фунтиковые текстуры возникают при перекристаллизации и уменьшении объема породы.

Элементы структуры породы формируются на протяжении всех этапов образования и жизни породы. Наиболее чувствительны к изменению структуры хемогенная и биогенная составляющие пород. Структура отражается на свойствах породы.

Структуры осадочных пород (исключая грубообломочные и крупнозернистые хемогенные) выявляются преимущественно под микроскопом. Структуры обломочных пород определяются главным образом размером и отчасти формой слагающих их частиц.

Таблица 1.2

Классификация структур обломочных пород

| | Наименование структур | Размер преобладающих обломков, мм |
|-------------|------------------------------------|---------------------------------------|
| Псефитовая | Галечная (окатанные обломки) | 10–100 |
| | Щебеночная (остроугольные обломки) | 10–100 |
| | Гравийная (окатанные обломки) | 1–10 |
| | Дресвяная (остроугольные обломки) | 1–10 |
| Псаммитовая | Псаммитовая крупнозернистая | 0,5–1 |
| | Псаммитовая среднезернистая | 0,25–0,5 |
| | Псаммитовая мелкозернистая | 0,1–0,25 |
| | Алевропсаммитовая | 0,1–1,0 с заметной примесью < 0,1 мм |
| Алевритовая | Псаммоалевритовая | 0,01–0,1 с заметной примесью > 0,1 мм |
| | Алевритовая крупнозернистая | 0,05–0,1 |
| | Алевритовая среднезернистая | 0,025–0,01 |
| | Алевритовая мелкозернистая | 0,01–0,05 |
| Пелитовая | Алевропелитовая | < 0,01 с примесью > 0,01 |
| | Пелитовая | < 0,01 |

Для хемогенных пород характерно кристаллически-зернистое строение. Единой классификации их структур не существует. Одна из наиболее распространенных схем, применяемая в нефтегазовой геологии, разработана также с учетом размера и формы кристаллов и их агрегатов. Для дифференциации структур по величине агрегатов могут быть введены дополнительные градации. Оолитовые и сферолитовые структуры подразделяются на мелкооолитовые (сферолитовые) при размере оолитов мельче 0,5мм и крупнооолитовые (сферолитовые) при размере 0,5–1мм. Подобным же образом разделяют бобовые и пизолитовые структуры; границей между мелко- и крупнобобовой (мелко- и крупнопизолитовой) принята величина 5 мм.

Таблица 1.3

Классификация структур хемогенных пород

| Критерий выделения структур | Структура | Краткая характеристика |
|-----------------------------|---|---|
| Размер зерен | Крупнозернистая Среднезернистая Мелкозернистая Тонкозернистая Микрозернистая (пелитоморфная) Разнозернистая (гетеробластовая) Профиробластовая | Преобладают зерна величиной, мм; > 0,5 0,5–0,1 0,1–0,05 0,05–0,01 < 0,01 В массовом количестве имеются зерна различных размеров. На фоне однородной мелкозернистой массы выделяют более крупные зерна |
| Форма зерен и их агрегатов | <ul style="list-style-type: none"> • Волокнистая ориентированная • Волокнистая беспорядочная • Листовая • Оолитовая • Сферолитовая • Пизолитовая • Бобовая | <ul style="list-style-type: none"> • Зерна удлиненной формы, однонаправлено ориентированные • Зерна удлиненной формы, беспорядочно расположенные • Зерна листовые, беспорядочно расположенные • В массовом количестве присутствуют оолиты, диаметр зерен обычно 0,1–1,0 мм • Внешне неотличима от оолитовой, но в разрезе сферолита видно радиальное строение • В массовом количестве присутствуют пизолиты – округлые образования концентрического строения, диаметр зерен 1 мм • Внешне подобна пизолитовой, но бобовины имеют однородное неконцентрическое строение |

| Критерий выделения структур | Структура | Краткая характеристика |
|-----------------------------|-----------|--|
| Степень кристаллизации | Аморфная | Образована аморфной бесцветной или слабо окрашенной массой, угасающей в шлифах под микроскопом при скрещенных поляроидах |

Структуры пород, в составе которых большое участие принимают остатки организмов (свыше 20–30 % объема породы), определяются степенью сохранности этих остатков и их количеством. Выделяются следующие структуры: биоморфная – в случае хорошей сохранности скелетных остатков организмов; детритовая – порода почти полностью состоит из скелетных обломков размером крупнее 0,1 мм (обычно более 1 мм); биогенно-шламовая – скелетные остатки находятся в раздробленном состоянии (обломки мельче 0,1 мм).

Принципы и схемы классификации осадочных пород

Знание состава и строения осадочных горных пород, умение их систематизировать являются одними из необходимых условий для успешного использования литологии при изучении и освоении недр Земли.

Классификации осадочных пород по значимости и масштабам разделяются на общие и частные.

Общие классификации охватывают все осадочные породы, при этом последние объединяются в классы и подклассы по составу, генезису и некоторым другим признакам.

Частные классификации составлены применительно к классам пород. Они предназначены для определения точного положения породы внутри класса или подкласса и базируются на характерных признаках, свойственных данному классу пород. Например, для обломочных пород главные классификационные признаки – структура обломочной части и количественные соотношения между составными частями; для карбонатных пород ведущие признаки при классификации – химико-минералогический состав и структура.

Общепризнанных классификаций осадочных горных пород нет, что связано с целым рядом трудностей, в частности с полигенетичностью основных составных частей (табл. 2.1.1). Например, кальцит –

основная составная часть известняков – может быть хемогенным, биогенным и обломочным. Затрудняют создание классификации и некоторые устоявшиеся представления о количественных соотношениях отдельных компонентов пород. Например, к фосфатам относят такие породы, в которых фосфатные минералы составляют менее половины (25–35 %), то же относится и к ряду других пород.

Классификации были предложены: Ж. Лаппараном (1923 г.), Л. В. Пустоваловым (1940 г.), Твенхофелом (1950 г.), Н. М. Страховым (1960 г.), М. С. Швецовым (1934, 1968 гг.), Р. С. Безбородовым (1968 г.), С. В. Тихомировым (1978 г.). В настоящее время широкое распространение получила сравнительно простая схема классификации осадочных горных пород, в основу которой положена классификация М. С. Швецова.

Обломочные: грубообломочные (обломки крупнее 1 мм); песчаные (обломки 0,1–0,1 мм); алевроитовые (обломки 0,01–0,1 мм); пелитовые (обломки мельче 0,01мм); вулканогенно-осадочные.

Глинистые: полиминеральные; гидрослюдистые; каолинистые; монтмориллонитовые.

Хемогенные и биогенные: алюмининовые; железистые; марганцовые; кремнистые; фосфатные; карбонатные; сульфатные; галоидные.

Каустобиолиты: каменные угли; нефти; озокериты; асфальты; горючие сланцы.

Рассматриваемая классификация базируется на различиях генезиса основных составных частей пород. Класс обломочных пород выделен на основании того, что их главная составная часть – продукты механического разрушения – обломки горных пород и минералов. Глинистые породы выделены в самостоятельный класс, вследствие специфики генезиса их составных частей – химического разложения алюмосиликатов, сопровождающегося образованием глинистых минералов, переотложения глинистых минералов, освободившихся при выветривании глинистых толщ и тончайшего механического раздробления химически стойких минералов. Хемогенные и биогенные породы объединены в один класс. Основанием для этого послужило то, что и те и другие могут иметь одинаковый химический и минеральный состав, при этом хемогенная и биогенная (минеральная) части часто находятся совместно и в случае тонкого раздробления биоген-

ная часть неотличима от химической. К классу каустобиолитов относятся биогенные породы, состоящие из продуктов преобразования органического вещества.

Каждый из выделенных классов пород занимает в стратифере неравнозначное положение. Наиболее распространены глинистые породы (55–60 %); класс обломочных пород и класс хемогенных и биогенных пород (по 20–25 %), всего не более 2 % приходится на каустобиолиты.

Осадочные породы могут состоять на нескольких составных частях. Для отнесения породы к тому или другому классу (или подклассу) основанием служат количественные соотношения между этими частями. К обломочным относят породы на 50 % и более состоящие из обломочного материала; соответственно в класс хемогенных и биогенных пород включены породы, содержащие более 50 % химических и биогенных компонентов; глинистые породы состоят на 50 % и более из глинистых минералов и пелитовой части. Класс каустобиолитов (изучается в специальном курсе «Геология и геохимия нефти и газа») представляют породы, практически целиком состоящие из продуктов преобразования органического вещества. Имея в виду поликомпонентность, близкие по составу породы могут оказаться в различных классах. Например, песчаники известковые и известняки песчаные.

Название пород определяется по преобладающему компоненту. Если породу составляют два компонента, присутствующие примерно в равных количествах, применяют двойное название, например, песчаноглинистая порода, известково-алевритовая порода и т. д. Возможно совместное присутствие в породе трех и более компонентов. В этом случае ее называют по наименованию преобладающих частиц (не менее 50 %), а названия остальных компонентов используют в качестве уточняющего прилагательного, например песчаник глинисто-алевритовый. Это означает, что в песчанике присутствует значительное количество глинистого и алевритового материала, при этом последний преобладает. В тех случаях, когда три компонента и более находятся примерно в равных количественных соотношениях, осадочное образование называют хлидолитом или паттумом.

Главные составные части осадочных пород

Осадочные породы состоят из различных по составу и происхождению частей – компонентов.

Аллотигенные компоненты, принесенные из других областей – источников питания (обломочный или терригенный материал, поступающий с суши, частично продукты перемыва осадков дна бассейна.) Основную массу обломочных и некоторых глинистых пород слагают аллотигенные минералы. В виде примеси они входят в состав других пород.

В осадках и осадочных породах встречаются главным образом наиболее устойчивые минералы. Среди них на первом месте находятся кварц, каолинит, гидрослюда, лимонит, затем полевые шпаты, слюды, обломки горных пород.

Аллотигенный характер минералов определяется по окатанности или угловатости зерен и обломков, что имеет большое значение для суждения о характере материнских пород, способе и дальности переноса обломочного материала.

Аллотигенные минералы в осадочных породах образуют определенные ассоциации, состав которых отражает состав пород питающей провинции или источника сноса обломочного материала. В связи с многообразным воздействием различных факторов зоны осадкообразования на исходный материал возникают различные типы осадка с определенным составом аллотигенных минералов.

Аутигенные компоненты, возникающие на месте в осадке или породе (*in situ*) на разных стадиях образования, изменения или разрушения осадочных пород.

Среди аутигенных минералов наибольшее значение имеют глинистые минералы, карбонаты, сульфаты, соли, затем следуют хлориты, окислы и гидроокислы железа, марганца, алюминия, минералы кремнезема, фосфаты и др.

Аутигенные минералы слагают основную массу карбонатных, фосфатных, глиноземистых, железистых, марганцевых, часть глинистых, цемент обломочных пород, солей и конкреции.

Аутигенный характер минералов определяется по целому ряду признаков: идиоморфности кристаллов в порах и пустотах, неправильной и гипидиоморфной форме зерен и мельчайшим размерам,

сферолитовому и оолитовому строению, наличию коллоидных и метакolloидных структур, выполнению и выстиланию пор и пустот, перемежаемости с другими аутигенными минералами и др.

Многие аутигенные минералы могут быть индикаторами среды образования.

Минералами-индикаторами рН являются гидроокислы железа (рН > 2,3–3,0), карбонаты (рН более 7,4).

Минералами-показателями Eh служат пирит (резко восстановительная обстановка), шамозит (нейтральная), глауконит (слабоокислительные до нейтральных условия среды), окислы и гидроокислы железа и марганца (окислительные условия среды) и др.

Минералами – показателями солености являются карбонаты (доломит осаждается при соленостях от 4 до 15 %), сульфаты – свыше 12–15 %, галит – около 25–27 %, калийно-магнезиальные соли – около 30–32 %.

Аутигенные минералы образуют закономерные ассоциации (парагенезисы). Различаются парагенетические ряды совместного осаждения минералов (седиментогенез) и парагенетические ряды превращений минералов (катагенез, метагенез и выветривание).

Органические остатки. В осадках и осадочных породах присутствуют органические остатки, или следы жизнедеятельности организмов. Содержание органических остатков в породах биогенного происхождения достигает 50–70 % от всего состава породы, а в ряде случаев они целиком сложены ими (ископаемые угли, некоторые известняки, диатомиты и др.).

Вулканогенный материал. В значительной части современных осадков и древних осадочных пород в том или ином количестве присутствует вулканогенный, или пирокластический, материал. Пирокластический материал представлен обломками вулканического стекла и различных минералов. В отличие от обломочных минералов он попадает в осадок, не подвергаясь выветриванию и обработке во время переноса и отложения. Иногда он отлагается на больших площадях более или менее выдержанным слоем и поэтому может служить хорошим корреляционным признаком. При значительном содержании пирокластического материала возникают породы переходного типа – эффузивно-осадочные.

Космогенный материал. Космогенный материал не играет существенной роли в осадочных породах, хотя метеоритное вещество и космическая пыль постоянно поступают на поверхность Земли. Однако количество его настолько мало (5000–7000 г в год), что это не сказывается на составе осадков.

Вывод

Осадочная горная порода – геологическое тело, состоящее из минеральных или органических образований, а также их сообществ, сформировавшееся из отложившегося на поверхности суши или на дне водоема осадка, и существующее в термобарических условиях, характерных для приповерхностной части земной коры.

Классификация осадочных горных пород: обломочные, глинистые, хемогенные и биогенные, каустобиолиты.

Аллотигенные компоненты, принесенные из других областей – источников питания (обломочный или терригенный материал, поступающий с суши, частично продукты перемыва осадков дна бассейна.)

Аутигенные компоненты, возникающие на месте в осадке или породе (*in situ*) на разных стадиях образования, изменения или разрушения осадочных пород.

Вопросы для самопроверки

1. Дайте определение осадочной горной породы.
2. Что служит исходным материалом для образования осадочных пород?
3. Каковы минеральный и химический состав осадочных пород?
4. Объясните сущность и значение классификации осадочных пород.
5. Перечислите виды классификаций осадочных пород.
6. Дайте понятие структуры и текстуры осадочных пород.
7. Приведите примеры текстур поверхности слоя и внутрислоевых.
8. Расскажите о классификации структур обломочных и хемогенных пород.
9. Назовите главные составные части пород.

2. Стадии осадочного породообразования. Обстановки осадконакопления

План

1. Стадия седиментогенеза.
2. Стадия диагенеза.

Стадия седиментогенеза

Седиментогенез – одна из главнейших стадий в формировании горной породы. Он осуществляется в 3 этапа, последовательно сменяющих друг друга: образование осадочного материала (гипергенез); перенос (транспортировка) (мотогенез) осадочного материала; накопление осадка (седиментогенез).

Образование осадочного материала осуществляется в различных физико-географических условиях. Источниками и местами его формирования являются литосфера, гидросфера, атмосфера, глубинные недра планеты и космическое пространство.

Образование осадочного материала в литосфере происходит вследствие выветривания – механического раздробления и химического разложения пород различного состава и генезиса. Кроме того, на поверхности Земли осадочный материал образуется за счет продуктов жизнедеятельности растительных и, в меньшей степени, животных организмов. Процессы выветривания горных пород и минералов происходят на суше и на дне водных бассейнов. При этом на суше выветривание протекает интенсивнее, чем под водой.

Механическое раздробление осуществляется под действием ветра, речных вод, временных потоков, морских течений, волновых ударов, атмосферных осадков, ледников, силы тяжести, расклинивающего действия корней растений, колебаний температуры. Продукты механического раздробления в виде обломков различной формы и размера, а также коллоидные частицы представляют собой уже готовый осадочный материал.

Химическое разложение происходит главным образом под действием природных вод, свободного кислорода, углекислого газа, органических и неорганических кислот. Растворяющая способность

определяется степенью диссоциации, окислительно-восстановительным потенциалом, составом растворенных в ней солей и газов, температурой и давлением.

В воде свободный кислород окисляет минеральные и органические соединения. В случае его отсутствия (в сероводородной среде) эти соединения восстанавливаются. Свободный кислород способствует окислению органических веществ и минеральных образований, существующих в воздушной среде.

Углекислый газ и его производные (HCO_3^- , CO_3^{2-} , H_2CO_3) способствуют разложению минералов и горных пород. Взаимодействуя с магматическими и метаморфическими породами, углекислота разлагает алюмосиликаты с образованием более простых соединений – глинистых минералов, окислов железа, окислов алюминия и т. д., являющихся осадочным материалом. Приповерхностная часть литосферы – место бурного развития растительных и животных организмов. Продукты их жизнедеятельности являются важной составной частью осадков.

Важную роль в формировании осадочного материала играют газы, составляющие атмосферу. Углекислота, кислород и азот – одни из главных компонентов мощных толщ известняков, доломитов, каменных углей, рассеянного органического вещества.

Гидросфера играет огромную роль в образовании осадочного материала. В 1 км³ воды современного мирового океана содержится около 35 млн т растворенных веществ и от 350 до 500 т взвешенных частиц. Весь этот материал поступал в гидросферу за счет сноса с суши, разрушения рифов, морских берегов, островов, образования подводных каньонов, в результате гальмиролиза, вулканической деятельности, жизнедеятельности организмов, а также вследствие поступления из космического пространства.

Под гальмиролизом (по Л. В. Пустовалову) следует понимать всю совокупность химических процессов, совершающихся под влиянием морских факторов и приводящих к изменению минеральных тел, находящихся в море как во взвешенном состоянии, так и на дне бассейна. Движущие силы гальмиролиза – состав и соленость вод, температура, давление, газовый режим.

Растворенные и газообразные вещества переходят в твердую фазу и образуют осадочный материал в результате химических реакций и жизнедеятельности животных и растительных организмов как в толще воды, так и в осадке. Химическое взаимодействие между отдельными компонентами контролируется величинами pH и Eh среды, температурой, составом и количеством растворенных газов, давлением. В результате жизнедеятельности организмов из воды извлекается целый ряд компонентов с образованием твердой фаз. Например, радиолярии, губки, диатомовые водоросли строят свои скелеты из кремнезема; моллюски, кораллы, фораминиферы, иглокожие и др. синтезируют для своих скелетов карбонаты.

Осадочный материал из недр Земли поступает главным образом в результате вулканической деятельности в виде твердой, жидкой и газообразной фаз. Твердая фаза представлена вулканическими бомбами, лапиллями, вулканическим пеплом и пемзой. Бомбы и лапилли отлагаются поблизости от вулкана (на склонах, у подножия). Мелкие частицы разносятся ветром на значительные расстояния – десятки и сотни км, а пылеватые (мельче 0,01 мм) могут быть рассеяны на поверхности всей планеты. При подводных извержениях области разноса твердых частиц обычно меньше. Среди твердых продуктов вулканической деятельности наибольшее значение как осадочный материал имеет вулканический пепел.

За одно извержение из недр выбрасываются значительные количества кластического материала – от долей до ста и более кубических километров. Вулканические газы выделяются при извержении в огромных количествах. При взаимодействии их газов с горными породами, органическим веществом (лесами, сельскохозяйственными угодьями и т. д.) образуется новый осадочный материал. Большая же часть газов поступает в атмосферу.

Космическое пространство поставляет на Землю осадочный материал в виде метеоритов, метеоритной и космической пыли. Наибольшее значение имеет космическая пыль. Ежегодно на Землю, по оценке различных ученых, поступают от 5 тыс. т до 1 млрд т космической пыли.

Образовавшийся в различных обстановках осадочный материал в большинстве случаев не остается на месте. Под действием внешних сил он перемещается и накапливается в понижениях рельефа суши

или на дне водоемов. Транспортировка осадочного материала осуществляется в водной, воздушной и твердой (ледники) средах. Во всех случаях решающую роль играет сила тяжести – именно она обуславливает перемещение ледников, рек, регламентирует дальность переноса атмосферой. Некоторую работу по переносу осадочного материала осуществляют и живые организмы.

Вода – один из основных агентов переноса осадочного материала; реки, временные потоки морские и океанические течения несут огромное количество обломочных, коллоидных, органогенных компонентов и растворенных веществ. Величина переносимых обломочных частиц и органогенных остатков в значительной мере определяется скоростью перемещения водных потоков и плотностью материалов. Перемещение частиц, в зависимости от их формы, размера и плотности, осуществляется во взвешенном состоянии, скачкообразно (путем сальтации) и перекачиванием.

Скорость и режим течения (турбулентный, ламинарный) водных потоков в значительной мере определяют размер и способ перемещения обломков. Помимо обломочного материала вода переносит большое количество веществ в коллоидном и растворенном состоянии, а также биогенных фрагментов. Огромную работу по транспортировке осадочного материала совершают временные потоки, образующиеся на суше при обильном выпадении осадков и при бурном таянии снегов (особенно мощные в горных районах – сели), морские и океанические постоянные течения, приливно-отливные и прибрежные течения. Атмосфера играет важную роль в процессе переноса осадочного материала. Ее транспортирующая способность определяется скоростью движения воздушной массы.

Максимальный размер обломочных частиц, переносимых ветром, по-видимому, не превышает 20 мм. Расстояние, на которое перемещается осадочный материал с помощью атмосферы, определяется прежде всего размером частиц, постоянством скорости и направления воздушного потока. Лед выполняет большую транспортирующую работу. Различают льды материковые и морские. Материковые льды способны перемещаться вниз по падению каменного ложа. В процессе перемещения лед увлекает за собой обломки пород самого различного размера – от пелитовых частиц до крупных глыб.

В конечном итоге ледник тает, и от него остаются лишь принесенные им обломки, неотсортированные, мало или совсем неокатанные. Они могут транспортироваться дальше тальми водами или накапливаться с образованием конечной морены. Ледники, сползающие с материков и островов в моря (айсберги), также могут нести различный осадочный материал, который по мере таяния льда освобождается и оседает на дно морей и океанов.

Действие силы тяжести играет огромную роль в транспортировке осадочного материала. Эта сила проявляет себя самостоятельно и при переносе осадочных частиц водой, атмосферой ледниками. Эффективно сила тяжести проявляется в горных районах, в морях и океанах. Именно с ней связано возникновение турбидных (мутевых) потоков.

Растительные и животные организмы не имеют большого значения при транспортировке осадочного материала. В заключение необходимо отметить, что роль упомянутых сил природы в транспортировке осадочного материала в различных географических условиях неодинакова. Во влажных районах с растительным покровом (на равнинах и в горах) перенос осадочного материала в основном осуществляется водными потоками. В областях развития пустынь основную работу в процессе транспортировки выполняет атмосфера. В высокогорных районах и полярных областях перенос обломков осуществляется движущимися ледниками и под действием силы тяжести (в горной местности). Течения и волнения осуществляют перемещение основной части осадочного материала в морских и океанических бассейнах. В тектонически активных областях в пределах континентального склона перенос осадочных частиц осуществляется, в значительной мере, турбидными потоками.

Осадочный материал, растворенные и газообразные вещества, находящиеся в состоянии неустойчивого равновесия, при взаимодействии с окружающей средой, между собой и при участии организмов могут перейти в осадок. Места его накопления – водные бассейны и поверхность суши, однако значение первых несравненно выше. Общий облик осадка и его физико-химические признаки определяются, с одной стороны, качеством и количеством поступающего осадочного материала, с другой – физико-географической обстановкой и

свойствами среды, в которой происходит седиментогенез. В водной среде отложение осадочного материала в значительной мере определяется размером и плотностью частиц. Крупные частицы – при прочих равных свойствах – имеют значительно большую скорость осаждения, чем мелкие. Вследствие этого в водных бассейнах крупные зерна накапливаются ближе к области сноса, мелкие же могут путешествовать длительное время. Определенное влияние на скорость осаждения частиц оказывает вязкость водной среды, возрастающая с понижением температуры, повышением солености и концентрации коллоидных частиц.

Возможность осаждения коллоидного материала наступает после его коагуляции, происходящей при взаимодействии частиц с противоположными зарядами, повышении концентрации коллоидных систем под влиянием радиоактивного и рентгеновского облучений, а также вследствие изменения свойств среды. Растворенные и газообразные вещества, прежде чем перейти в осадок под влиянием жизнедеятельности организмов и физико-химических факторов выделяется в твердую фазу.

Осаждение переносимых атмосферой частиц происходит при уменьшении скорости ветра. Накопление материала, переносимого ледниками и льдами, происходит на суше (в виде морен, флювиогляциальных и других отложений), в прибрежных частях морей, а часть обломков рассеивается в осадках открытых морей и океанов.

Наибольшая скорость накопления осадочного материала наблюдается при обвалах, осыпях, в дельтах крупных рек.

Стадия диагенеза

Осадок, сформировавшийся в стадию седиментогенеза, представляет собой неравновесную в физико-химическом отношении систему, состоящую из твердой и жидкой, твердой и газовой или всех трех фаз совместно. Значительную часть осадка составляют жидкая или газообразная фазы.

Характерная особенность осадка, образовавшегося в водной среде, – обилие микроорганизмов. В осадках водных бассейнов (современных и послерифейских) почти всегда присутствует органическое вещество. Его количество определяется прежде всего физико-геогра-

фическими условиями. Распределение органического вещества контролируется волнениями, течениями, что отражается в ассоциациях Сорг с определенными типами осадочных пород. Намечается такая картина – в осадках бассейнов гумидной зоны содержание органического вещества выше, чем в осадках аридной. В осадках центральных частей крупных водоемов (океанов, море) органического вещества меньше, чем в периферийных. Максимальные количества органического вещества приурочены к тонкодисперсным глинистым осадкам, а в алевритовых и тем более в песчаных образованиях содержание его значительно ниже.

В морских осадках Н. М. Страхов (1960) выделяет окислительную и восстановительную зоны.

Образовавшийся на поверхности суши или на дне в водоема осадок обычно представляет собой неравновесную систему. Отсутствие физико-химического и биохимического равновесия – движущая сила процесса диагенеза. В результате действия между составными частями осадка и окружающей средой при участии внешних факторов возникает более или менее равновесная система, в которой составные части приспособились для совместного существования.

В стадию диагенеза в осадках происходят следующие основные процессы:

- уплотнение осадка под действием веса вышележащих осадочных образований;
- дегидратация или гидратация осадка;
- переработка осадка илоедом и бактериями; образование устойчивых минеральных модификаций за счет неустойчивых;
- растворение и разложение неустойчивых составных частей осадка; минеральное новообразование; кристаллизация и перекристаллизация.

Уплотнение осадка. Только что накопившийся осадок имеет низкую плотность. У глинистых илов она может составлять всего 1,2–1,3 г/см³, у песчаных и алевритовых осадков – 1,5–1,7. К концу стадии диагенеза вследствие перегруппировки частиц, отжатия воды и других процессов плотность глинистых осадков возрастает до 1,6–1,8 г/см³, песчаников – до 1,7–1,9.

Дегидратация или гидратация осадка. Осадки, возникшие в водной среде, содержат огромное количество воды (до 75–85 %). В процессе их уплотнения вода отжимается и обычно перемещается в вышележащие слои. К концу стадии диагенеза из осадка удаляется до 50 % исходного количества воды.

Переработка осадка организмами имеет место и в континентальных, и в морских условиях. Интенсивнее всего перерабатываются тонкодисперсные осадки (пелитовые, карбонатные, фосфатные и др.) водоемов с повышенным содержанием органического вещества.

Образование устойчивых минеральных модификаций за счет неустойчивых в данной физико-химической обстановке – характерный для диагенеза процесс. Как отмечал Л. В. Пустовалов, в зоне осадкообразования, в условиях избытка экзогенной энергии, сплошь и рядом возникают малоустойчивые модификации минералов, обладающие тем или иным запасом энергии. При захоронении осадка они отдают эту энергию окружающей среде, а сами образуют более устойчивые разновидности (модификации). Пример таких превращений: переход арагонита – в кальцит, опала – в халцедон.

Растворение и разложение неустойчивых составных частей осадка в значительной своей части определяются физико-химическими и биохимическими параметрами и свойствами среды – pH и Eh среды, растворенных в воде солей и газов, их концентрация, состав атмосферы (а он в течение геологического времени существенно изменился), давление, температура, жизнедеятельность организмов и т. д. Многообразие этих свойств определяет в од ном сочетании устойчивость данного компонента, в другом – его химическую активность и подвижность.

Минеральные новообразования. Новые минералы могут возникать в результате реакций между неустойчивыми (в конкретной физико-химической обстановке) минеральными и органическими частями осадка, а также с находящимися в нем жидкой или газообразной фазами, или же при взаимодействии между последними.

Широко известно диагнетическое образование доломита в результате химических реакций между известковым илом и ионами магния, находящимися в морской воде, пропитывающей осадок.

Диagenетическими минеральными новообразованиями являются конкреции марказита, сидерита, фосфорита, кремнистые и глинистые минералы. В обломочных, органогенных и оолитовых карбонатных образованиях диagenетические минералы не редко выполняют роль цемента.

Кристаллизация и перекристаллизация составных частей осадка характерна для хемогенных и коллоидных образований, а также для органических минеральных остатков. Образование конкреций (кремнистых, фосфатных и др.), исходный материал для которых в большей части коллоиды, обычно сопровождается кристаллизацией вещества, уменьшением его удельной поверхности, адсорбционной способности, что в конечном итоге придает системе большую устойчивость.

Кристаллические образования (кальцит, доломит, сульфаты, галоиды и др.) в стадии диagenеза могут перекристаллизовываться. Наиболее интенсивно должны перекристаллизовываться тонкозернистые, однородные (лишенные посторонних примесей) осадки.

В стадии диagenеза осадок может быть вовлечен во все или в часть перечисленных процессов в зависимости от его состава и физико-химических свойств среды. Наиболее полным комплексом диagenетических преобразований выделяются глинистые и известковые илы морских и пресноводных водоемов, расположенных в областях гумидного климата. Кроме соответствующих свойств осадка и окружающей среды, на течение процессов диagenеза оказывают влияние и некоторые внешние факторы. Среди них температура, давление, продолжительность их воздействия, скорость накопления осадка и его аэрируемость. Они способны ускорять, замедлять или даже практически останавливать течение диagenетических процессов.

Стадия диagenеза завершается превращением осадка в осадочную горную породу. Следует заметить, что не всегда по внешним признакам можно отличить породу от осадка. Например, современный песок-осадок и ископаемый песок-порода по внешним признакам могут быть одинаковы. В связи с этим принято считать, что стадия диagenеза заканчивается с прекращением жизнедеятельности организмов и достижением физико-химического равновесия в осадке. Продолжительность стадии диagenеза колеблется в широких пределах, в зависимости от скорости достижения равновесия в осадке и может составлять десятки и даже сотни тысяч лет. Мощность зоны диagenеза осадка также зависит от скорости наступления равновесия

между осадочными компонентами. В изначально равновесных системах (например, чистых кварцевых песках) она может составлять единицы метров. Напротив, в многокомпонентных осадках мощность зоны диагенеза может достигать 100 м и более. Стадия диагенеза может прерваться вследствие выхода осадка на поверхность под влиянием внешних сил и тогда он, не превратившись в породу, может вовлечься в новый цикл седиментогенеза.

Вывод

Седиментогенез – одна из главнейших стадий в формировании горной породы. Он осуществляется в 3 этапа, последовательно сменяющих друг друга: образование осадочного материала (гипергенез); перенос (транспортировка) (мотогенез) осадочного материала; накопление осадка (седиментогенез).

Выветривание – механическое раздробление и химическое разложение пород различного состава и генезиса.

В стадии диагенеза в осадках происходят следующие основные процессы: уплотнение осадка под действием веса вышележащих осадочных образований; дегидратация или гидратация осадка; переработка осадка илоедами и бактериями; образование устойчивых минеральных модификаций за счет неустойчивых; растворение и разложение неустойчивых составных частей осадка; минеральное новообразование; кристаллизация и перекристаллизация.

Вопросы для самопроверки

1. Что такое седиментогенез и каковы его этапы?
2. Перечислите основные формы переноса осадочного материала.
3. Объясните механизм осадконакопления в реках.
4. Каковы главные факторы осадконакопления в водных бассейнах?
5. Объясните роль органического мира в образовании осадков.
6. Какие типы осадков образуются при различных способах седиментации?
7. Что такое диагенез?
8. Каковы факторы и продолжительность диагенеза?
9. Перечислите основные физико-химические процессы, которые происходят в диагенезе.

3. Осадочная дифференциация вещества. Основные условия образования осадочных пород

План

1. Механическая дифференциация.
2. Химическая дифференциация.
3. Биогенная дифференциация.
4. Физико-химическая дифференциация.
5. Влияние климата на литогенез.
6. Влияние тектоники на литогенез.

Механическая дифференциация

Механическая дифференциация – один из наиболее ярко проявляющихся способов рассортировки осадочного материала. Рассортировка осадочного материала при прочих равных условиях регламентируется свойствами самих осадочных частиц, и прежде всего их размером, плотностью, формой.

В общем случае раньше всего при транспортировке отделяются и накапливаются близ области образования осадочного материала наиболее крупные обломочные фрагменты. Наибольшей транспортабельностью обладают обломки таблитчатой формы, поэтому в водном потоке, во взвешенном состоянии вместе с пелитовыми и алевритовыми частицами нередко встречаются таблички слюды более крупного размера.

Имея в виду, что обломочные породообразующие минералы осадочных пород имеют относительно небольшой диапазон колебаний плотности (2,55–2,75 г/см³) и изометричную или близкую к ней форму, ведущим признакам при рассортировке частиц следует считать их размер.

Отклонения от нее могут иметь место при наличии:

- поднятий и впадин в бассейне осадконакопления. На поднятиях, где волнения более интенсивно взмучивают осадок, накапливается более крупный осадочный материал (песок), на склонах поднятия осаждаются слабо отсортированный материал (песок, алеврит, глина);
- прибрежных морских течений, селевых потоков.

Химическая дифференциация

Химическая дифференциация – совокупность химических процессов, происходящих в гидросфере, вызывающих последовательный переход растворенных веществ в твердую фазу и осаждение возникших продуктов в бассейне седиментации. Этот вид дифференциации грандиозен по масштабам – он происходил прежде и осуществляется сейчас в континентальных водоемах, морях и океанах, покрывающих более 2/3 поверхности нашей планеты.

Основные продукты химической дифференциации: простые окислы, соли угольной, серной и соляной кислот.

Выделение растворенных веществ в твердую фазу происходит под влиянием внешних факторов. Существенное значение в процессе дифференциации имеют также солевой состав вод, концентрация отдельных компонентов и их химические свойства.

В зависимости от обстановок осадкообразования различаются два вида химической дифференциации.

1. При постоянстве состава и солёности бассейновых вод в течение длительного времени (открытые моря, океаны) осадки различного состава откладываются одновременно, но на разном удалении от береговой линии на разных глубинах. Для морского гумидного литогенеза характерна, например, такая последовательность выпадения веществ в осадок (в направлении удаления от берега): окислы алюминия, окислы железа, окислы марганца.

2. При постепенном изменении солёности вод бассейнов (эпиконтинентальные моря, озера, лагуны и др.) происходит дифференциация не в пространстве, а во времени (снизу вверх по разрезу). В эпиконтинентальных водоемах аридной зоны, например, по мере возрастания минерализации вод намечается такой порядок осаждения: кальцит, доломит, гипс, галит, сильвин, карналлит, бишофит. Следует, однако, заметить, что вследствие специфики солевого состава вод и количественных соотношений между ионами в ряде случаев наблюдаются отклонения от этой схемы, заключающиеся в появлении новых химических соединений (астраханит, эпсомит и др. – в заливе Кара-Богаз-Гол до отделения его плотиной от Каспийского моря) или наоборот в отсутствии некоторых упомянутых. Смена од-

ного слоя другим обычно постепенная, о чем свидетельствует тонкое переслаивание или совместное нахождение в пограничной зоне хемогенных минералов, характерных для соседствующих слоев.

Биогенная дифференциация

Заключается в избирательном превращении растворенных и газообразных компонентов в минеральные скелетные образования или органические ткани в результате жизнедеятельности организмов. Этот вид дифференциации происходит на суше и в водной среде. После отмирания животных или растительных организмов их остатки (раковины, неполностью разложившиеся органические ткани и др.) переходят в осадок, распределяясь по дну бассейна седиментации в соответствии с влиянием факторов механической дифференциации.

Благодаря дифференциации этого типа, накапливаются огромные толщи органогенных известняков, создаются рифовые постройки, накапливается органическое вещество – материал для образования каустобиолитов нефтяного и угольного ряда. Особенно велика роль биогенной дифференциации в накоплении соединений, составные части которых в воде не находятся в состоянии насыщения. В современную эпоху, например, не могли бы выпадать в осадок без участия организмов кремнезем, фосфаты и другие осадочные образования.

Физико-химическая дифференциация

Дифференциация присуща коллоидному материалу. Она осуществляется в водной среде под действием физико-химических сил, вызывающих укрупнение частиц вследствие коагуляции коллоидных растворов и явлений сорбции. Распределение выпавшего в осадок коллоидного материала в бассейне осадконакопления контролируется факторами механической дифференциации.

В зависимости от качества (обломочный, коллоидный, растворенный и т. д.) и количества материала, климатических условий, свойств и состояния среды в каждом конкретном случае могут иметь место или один из видов осадочной дифференциации, или несколько, протекающих одновременно и перекрывающих друг друга. В первом случае возникает более или менее чистый осадок, во втором – он мо-

жет оказаться поликомпонентным, состоящим из продуктов механической, химической и других видов дифференциации. Иллюстрацией сказанному служит существование песчаников известковых, мергелей, горючих сланцев и многих других пород.

Кроме этого, смешивание (интеграция) осадочного материала происходит на путях миграции, например в случае, когда в речную артерию вносят свои воды притоки, а также в конечном водоеме стока, куда поставляется материал различными источниками сноса, в том числе и при участии атмосферы. Такого рода интеграция способствует образованию терригенных осадков полиминерального состава и коагуляции коллоидов.

Таким образом, седиментогенез представляет собой весьма сложный природный процесс, охватывающий значительную часть поверхности Земли. Происходящие при этом дифференциация и интеграция являются одними из основных его движущих сил, причинами многообразия осадочных пород. Постоянное противоборство этих двух противоположностей суть проявление одного из основных законов материалистической диалектики – единства и борьбы противоположностей.

Влияние климата на литогенез

Климат планеты определяется множеством факторов. Это интенсивность солнечной радиации, положение участков поверхности относительно Солнца, прозрачность и состав атмосферы, гипсометрическое положение суши и дна Мирового океана, соотношение площадей суши и моря, излучение внутреннего тепла планеты, направление ветров, направление и температура морских течений и т. д. Из приведенного перечня следует, что часть факторов, определяющих климат, имеет тектоническую природу и, следовательно, наблюдается определенная подчиненность климата тектогенезу. Будучи последствием взаимодействий разнообразных факторов и природных явлений климат существенно влияет на седиментогенез в целом и на облик будущей породы.

Исходя из основных климатических признаков выделяют три типа климата: нивальный гумидный и аридный.

Нивальный климат присущ областям с низкой температурой (среднегодовая ниже -10°C). Большую часть года вода находится в виде льда и снега. В теплое время года снег и лед не успевают растаять, поэтому происходит их постепенное накопление. Типичный представитель такого климата – арктический.

Гумидный климат – влажный, причем, по крайней мере, в течение теплой части года вода находится в жидкой фазе. К гумидному климатическому типу относятся тропический, субтропический, умеренный и холодный влажные климаты. Для этой группы климатов характерно обильное развитие растительности.

Аридный климат характеризуется сухостью воздуха, сильным прогревом поверхности суши в течение всего года или в отдельные его периоды. Количество атмосферных осадков обычно невелико (менее 150–200 мм/год). Флора представлена разреженными, засухоустойчивыми формами или отсутствует вообще. К аридному типу относятся климаты пустынь, полупустынь и сухих степей.

Отдавая климату предпочтение перед другими факторами в части формирования основных признаков осадочных пород, Н. М. Страхов выделил три климатических типа литогенеза: ледовый (нивный), гумидный, аридный, а четвертый – аклиматический, вулканогенно-осадочный.

Ледовый (нивный) тип литогенеза характеризуется нахождением воды преимущественно в твердой фазе (лед), и именно в таком состоянии она проявляет свою активность. Низкая температура вызывает существенное замедление химических процессов и подавляет жизнедеятельность организмов. В связи с этим роль осадочного материала химического и органического происхождения при ледовом литогенезе весьма незначительна или не проявляется вообще. Основная часть осадочного материала, согласно представлениям Н. Н. Страхова (1960 г.), поставляется в первую очередь механическим (морозным) выветриванием скал, не покрытых льдом (или снегом), сам ледник, медленно передвигаясь, отрывает от ложа выступающие участки и уносит обломки с собой. Перенос осадочного материала осуществляется преимущественно ледниками и – в незначительной степени – водой подледниковых ручьев. Вследствие этого осадочная дифференциация проявляется очень слабо.

В итоге накапливается совершенно неотсортированный осадочный материал, из которого образуются породы моренного типа: глины валунные, супеси, неотсортированные валунники.

Гумидный тип литогенеза осуществляется в обстановках тропического, субтропического, влажных умеренного и холодного климатов. В каждом из этих климатических режимов породообразование имеет свои специфические черты, при общности основных типовых признаков. Гумидный литогенез развит как на суше, так и в морских условиях. Генезис осадочного материала при таком типе литогенеза наиболее многообразен. Здесь активно проявляют себя факторы механического разрушения, химического разложения, а также биологические процессы. В связи с этим в осадок возможно поступление обломочной, хемогенной, органогенной и коллоидной частей. Поскольку в различных климатах гумидного типа температура, количество осадков, жизнедеятельность организмов неодинаковы, к тому же может существенно различаться и рельеф, то образовавшиеся осадки в каждом конкретном случае будут нести свои специфические особенности.

В условиях теплого климата (тропического и субтропического) при равнинном рельефе весьма интенсивно происходит химическое выветривание пород. В обстановке умеренного и холодного климатов из-за снижения среднегодовой температуры этот процесс совершается в значительно замедленном темпе. Если же выветривание происходит в условиях резко пересеченного рельефа (горные и предгорные области), то даже в зонах теплого климата механическое выветривание начинает существенно преобладать над химическим. Жизнедеятельность организмов завершается образованием осадочного материала – минеральных скелетных остатков и неполностью разложившегося органического вещества, а продукты разложения последнего (в виде CO_2 и гуминовых кислот) способствуют механическому и химическому выветриванию пород.

В зоны осадконакопления при гумидном литогенезе, таким образом, поступает обломочный и органогенный материал, растворенная и коллоидная части. В зависимости от термобарических условий, pH, Eh солености вод бассейна осадконакопления и биохимической активности организмов, растворенная и коллоидная части могут

оставаться в растворе или перейти в осадок в виде твердой фазы. Например, в современных холодноводных морях (Баренцево, Карское и др.) карбонат кальция может переходить в твердую фазу за счет жизнедеятельности организмов, строящих свои скелеты из кальцита (арагонита), однако после отмирания организмов их скелеты обычно растворяются из-за избытка углекислоты в воде. Хемогенный кальцит в таких условиях не образуется. Таким образом, в осадке накапливается в основном терригенный материал.

В современных тепловодных приэкваториальных бассейнах, наоборот, обстановка весьма благоприятна для накопления кальцита, который выделяется из вод как биогенным, так и химическим путем. Обращает на себя внимание их не совсем симметричное расположение относительно экватора, что объясняется неодинаковым распределением теплых вод в областях течений. Довольно четкая зависимость от климата наблюдается в распределении морских кремнистых осадков, эвапоритов и других осадочных образований

Многообразие обстановок в зонах гумидного климата предопределяет и разнообразие литологического состава пород – здесь возникают глинистые, обломочные (песчаники, алевроиты), хемогенные (карбонаты, бокситы и т. д.), органогенные (известняки, диатомиты, угли и др.) и смешанные осадочные образования. Гумидный тип литогенеза в геологическом прошлом резко преобладал над остальными. В современную эпоху этот тип литогенеза также преобладает над всеми остальными, охватывая примерно 57 % суши, или 70 % поверхности всей планеты.

Аридный тип литогенеза – породообразование в обстановке повышенных температур, благодаря которым вода может находиться в жидкой фазе практически в течение всего года, однако ощущается ее острый дефицит. Аридный литогенез характерен для континентов (пустыни, полупустыни, сухие степи), но имеет развитие и в морских условиях (Красное, Каспийское моря и др.).

В обстановке аридного климата на континентах осадочный материал поступает в виде обломочной и растворенной частей очень часто из располагающихся по соседству гумидных зон – с гор вместе с мощными временными потоками, ручьями и реками, возникающими при таянии ледников, или же с равнин – с полноводными реками. В пределах областей аридного литогенеза перенос осадочного мате-

риала осуществляется главным образом ветром. Этому способствует отсутствие или слабое развитие почвенного слоя и растительности. Благодаря перевеванию терригенного материала ветром из аридных зон выносятся алевритовый и глинистый материал, накапливается песчаный. Площади развития современных песчаных отложений огромны (Кара-Кумы ~ 240 тыс. км², Сахара > 7 млн км²).

В озерах, лагунах и морях аридной зоны осадконакопление может осуществляться за счет аутигенного минералообразования, приносимого ветром песчаного, алевритового и глинистого материала, а также продуктов жизнедеятельности растительных и животных организмов. Если происходит засоление водоемов, осадкообразование за счет жизнедеятельности организмов постепенно уменьшается и может совершенно прекратиться. Доминирующее значение тогда получает химическая седиментация, проявляющаяся в последовательном накоплении сульфатов кальция, хлоридов натрия, калия и магния и др. Значение терригенного материала при этом также становится незначительным. При опреснении водоемов (например за счет увеличивающегося притока пресных вод) седиментация эволюционирует в обратном порядке, с постепенным возрастанием роли терригенного и органогенного материала. Таким образом, для аридного типа литогенеза характерен следующий набор пород: эоловые пески и песчаники, глинисто-алевритовые образования (нередко засоленные), известняки, доломиты, гипсы, ангидриты, полигалиты, каменная соль.

Вулканогенно-осадочный тип литогенеза – азональный или климатический. Под этим типом литогенеза Н. М. Страхов понимал породообразование на площадях вулканических извержений и в их окрестностях, находящихся под исключительным или определяющим влиянием эффузивного процесса.

Отличительная черта этого типа литогенеза – осадочный материал в значительной степени поставляется вулканами, однако по мере удаления от очагов вулканизма в осадках все более возрастает роль обломочного и хемогенного материалов, образующихся за счет продуктов выветривания.

В составе продуктов вулканической деятельности вулканические бомбы, пепел, гидротермальные воды, газы (экспаляции). Твердые продукты извержения образуют вулканогенно-осадочные (пирокластические) породы, часть растворенных и газообразных компонентов

в условиях земной поверхности или в толще морских и океанических вод (при подводных извержениях вулканов) в результате химических реакций также переходят в твердую фазу, а затем и в осадок.

Необходимо отметить недостаточную обоснованность выделения вулканогенно-осадочного типа литогенеза. Дело в том, что продукты вулканической деятельности осаждаются на поверхность планеты в зоне конкретного климата. В силу этого материал, перешедший в осадок, подвергается воздействию соответствующих климатических факторов, а образовавшиеся из него породы приобретают черты, присущие данному типу литогенеза. В случае массового накопления вулканогенного материала большой мощности в течение одного извержения факторы осадочного литогенеза возможно и не успеют наложить своего отпечатка, но тогда породы будут представлять туфы или подобные им образования, не относящиеся к осадочным.

Влияние тектоники на литогенез

Интенсивность, частота, региональность тектонических колебательных движений существенным образом отражаются на составе, строении (структуре, текстуре), скорости накопления и мощности осадка, а также форме осадочных тел.

Как известно, тектонические колебательные движения вызывают трансгрессии и регрессии морских водоемов и, следовательно, перемещение береговых линий. Вместе с изменением положения берега меняется и состав осадка. Например, при трансгрессии в заданной точке водоема откладывались глинисто-алевритовые осадки, в случае регрессии здесь же возможно накопление более крупнозернистых отложений, которые

- 1) могут привести к образованию мелководных водоемов с весьма ограниченной связью с открытым морем. При определенных условиях терригенное осадконакопление может смениться накоплением различных солей. Пример такого бассейна – современный залив Кара-Богаз-Гол;
- 2) могут привести к заболачиванию местности, возникновению торфяников. В современных условиях примером такой обстановки служит район залива Памлико (восточное побережье Северной Америки), переходящий в огромное болото с мощностью торфа более 6 м;

- 3) в пределах суши приводят к изменению положения области сноса осадочного материала, изменению базиса эрозии, что, в свою очередь, отражается на составе накапливающегося осадка;
- 4) отражаются на характере продуктов выветривания, возможности образования коры выветривания и т. д.;
- 5) являются одной из основных причин слоистого строения осадочных толщ, чередования в разрезе пород разного состава. Поскольку граница между слоями бывает выражена достаточно четко, надо полагать, что смена одной обстановки осадконакопления другой совершается относительно быстро;
- 6) являются одной из главных причин периодичности осадконакопления – неоднократной повторяемости в геологических разрезах литологически однотипных или близких по составу осадочных пород;

7) оказывают огромное влияние на скорость накопления осадков и их мощность. Скорость современного осадконакопления колеблется в широких пределах. Максимальных значений она достигает у горных подножий и в конусах выноса, достигая в ряде случаев нескольких метров в год. Значительна скорость накопления в дельтах крупных рек – десятки сантиметров в год. Иллюстрация этому то, что дельта р. Хуанхэ выдвинулась в Желтое море в течение 6 лет (1947–1952 гг.) на 25 км. В районах развития мутьевых (турбидных) потоков, вызываемых разрядкой тектонических напряжений, скорость накопления современных осадков составляет в среднем 0,5 мм/год, а в центральных частях океанов – 0,008–0,06 мм/год.

Изучение разрезов ископаемых осадочных толщ позволило установить, что скорость накопления осадков в геосинклинальных областях значительно выше, чем в платформенных (0,01–0,3 и 0,003–0,02 мм/год соответственно).

Из приведенных данных, однако, не следует вывод о том, что скорость современного осадконакопления выше, чем в прошедшие этапы геологической истории. Дело в том что современные осадки рыхлые, тогда как ископаемые отложения

существенно уплотнены. Кроме того, при расчете интенсивности осадконакопления в историческое время не учитывались возможные размывы, денудация, перерывы в накоплении осадков.

Несомненно, что и в древние эпохи скорость накопления осадков в значительной мере определялась особенностями тектонического строения территорий (антиклинории, синклинории т. д.) и связанными с ними формами рельефа. Максимальные мощности и, соответственно, скорости накопления осадков в крупных водных бассейнах характерны для областей компенсированного прогибания (впадины, прогибы). Такие области известны как в геосинклинальных, так и платформенных условиях.

Следует отметить, что скорость и мощность накопления осадков в значительной мере зависят от количества поступающего осадочного материала. В тех случаях, когда количество осадочного материала мало, никакое прогибание не в состоянии обеспечить большие скорости 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;

- 8) определяют в значительной мере форму и размер осадочных тел. При региональном продолжительном погружении территории образуются мощные, огромные по площади пласты более или менее однородного состава. Примером этого могут служить известняки ниже-волжского подъяруса верхней юры Прикаспийской впадины, имеющие мощность 80–130 м и площадь распространения более 40 тыс. км².

В краевых прогибах осадочные тела часто имеют значительную протяженность (до 1 000 км и более), при относительно небольшой ширине;

- 9) с колебательными и разрывными тектоническими движениями связано образование рифовых тел, представляющих собой карбонатные органогенные постройки, возникшие в зо-

нах прогибания дна морского бассейна. Рифовые постройки широко распространены в палеозойских отложениях Волго-Уральской, Тимано-Печорской нефтегазоносных провинций, в верхнеюрских отложениях Западного Узбекистана и Восточной Туркмении, а также в других регионах.

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 сферу осадкообразования вовлекаются огромные массивы магматических, метаморфических и осадочных пород, а образующиеся при этом сильно пересеченные формы рельефа способствуют интенсивному их выветриванию и денудации.

В условиях континента рельеф определяет общий ход механического разрушения материнских пород. В горных районах с крутыми склонами может образовываться крупный обломочный материал размером от единиц до десятков сантиметров и даже метров. В равнинных районах формируется, как правило, мелкий обломочный материал – песчаный, алевритовый, пелитовый.

Особенности рельефа определяют скорость течения и транспортирующие возможности водных потоков. В горных районах с крутым уклоном ложа они обладают значительной энергией и скоростью перемещения водной массы (до 7–10 м/с).

В зонах деятельности горных рек и временных потоков переносится разнообразный обломочный материал, в том числе гравий, галька и даже валуны. При понижении энергетической способности потока наиболее крупные обломки переходят в осадок. Равнинные реки имеют небольшую скорость течения, обычно 0,2–0,5 м/с и, как правило, не превосходят 1,0–1,5 м/с.

В таких условиях переносится более мелкий материал – песок, алеврит, пелит. В общем виде скорость течения и транспортирующие возможности большинства водных потоков убывают от истока к устью, что определяется в основном выполаживанием рельефа. Особенно отчетливо эта закономерность проявляется у горных рек при их выходе на равнинные участки.

Обломочный материал задерживается близ мест образования и находится в состоянии транспортировки в равнинных областях значительно дольше, чем в горных. В связи с этим, а также из-за большей дисперсности обломочные частицы в областях пенеплена (при прочих равных условиях) подвергаются более глубокому преобразованию при воздействии факторов химического разложения. В результате этого быстрее исчезают неустойчивые и малоустойчивые минералы (амфиболы, пироксены, основные плагиоклазы и др.), упрощается минеральный состав (происходит «созревание» обломочной части).

Рельеф поверхности отражается также и на составе, и на структурных особенностях осадков. Так, например, в горных районах накапливаются пролювиальные и делювиальные отложения, представленные щебенкой, дресвой, сменяющимися вниз по склону более мелкозернистыми образованиями. Обломки обычно неокатанные, полуугловатые, слабо сортированные.

В равнинных районах такие отложения не характерны. Здесь в континентальных водоемах в условиях аридного климата наряду с терригенными откладываются различные хемогенные осадки (доломиты, сульфаты, галоиды), а в гумидных – терригенные и органические (торфяники).

В морских и океанических условиях рельеф дна бассейна и прилегающей суши также оказывают большое влияние на облик и свойства осадков.

От рельефа суши прежде всего зависит размер поступающих в бассейн обломков, а рельеф дна в значительной мере предопределяет особенности распределения осадочного материала. При большом уклоне поверхности суши в бассейны поступает более крупный обломочный материал, то же происходит и в случае крутых, обрывистых берегов, сложенных прочными породами. При пологом, равнинном рельефе суши и значительном удалении (сотни километров) источника сноса, в море поступает мелкий обломочный материал (песок, алеврит, пелит).

Под действием волнений и течений поступивший в бассейн осадочный обломочный материал продолжает свое перемещение. На пути его встречаются поднятия и углубления дна. Относительно

пониженные участки благоприятны для аккумуляции осадка, наоборот, повышенные – нередко подвергаются размыву, причем в первую очередь удаляются наиболее мелкозернистые фракции. Вследствие этого на повышенных участках морского дна остаются более крупные, лучше отсортированные частицы, но мощность осадка при этом понижается. С увеличением энергии волн и течений в движение вовлекаются все более крупные частицы.

От величины уклона дна бассейна зависит размер частиц, слагающих осадок в том или ином пункте. При пологом дне морского бассейна галечный и песчаный материал слагают пляж и относительно узкую мелководную зону. При большем уклоне дна ($25\text{--}30^\circ$) во время сильных волнений обломочный материал (галька, гравий, песок) скатывается вниз и задерживается лишь на уступах или в местах выполаживания поверхности дна.

По подводным каньонам обломочный материал может скатываться на большие глубины. По данным Д. Хьюберта, в тальвегах каньонов северо-западной Атлантики гравийный материал находится на глубинах свыше 3 000 м, на значительном удалении от береговой линии. Таким образом, крупный размер обломков не всегда является признаком прибрежности или мелководья, хотя в общем случае в морских условиях по мере удаления от берега размер обломочных частиц в осадке уменьшается.

Вывод

Механическая дифференциация – рассортировка осадочного материала при прочих равных условиях регламентируется свойствами самих осадочных частиц, и прежде всего их размером, плотностью, формой.

Химическая дифференциация – совокупность химических процессов, происходящих в гидросфере, вызывающих последовательный переход растворенных веществ в твердую фазу и осаждение возникших продуктов в бассейне седиментации.

Биогенная дифференциация – заключается в избирательном превращении растворенных и газообразных компонентов в минеральные скелетные образования или органические ткани в результате жизнедеятельности организмов.

Физико-химическая дифференциация осуществляется в водной среде под действием физико-химических сил, вызывающих укрупнение частиц вследствие коагуляции коллоидных растворов и явлений сорбции.

Исходя из основных климатических признаков выделяют три типа литогенеза: нивальный, гумидный и аридный.

Вопросы для самопроверки

1. Дать определение осадочной дифференциации вещества.
2. Охарактеризовать механическую дифференциацию.
3. Охарактеризовать биогенную дифференциацию.
4. Охарактеризовать физико-химическую дифференциацию.
5. Какое оказывает влияние климат на литогенез?
6. Как влияет тектоника на литогенез?

4. Вторичные изменения осадочных пород

План

1. Стадия катагенеза, факторы, движущие силы.
2. Основные процессы катагенеза.
3. Стадия метагенеза.
4. Стадия гипергенеза.

Стадия катагенеза, факторы, движущие силы

Катагенез – основная стадия в жизни осадочных пород. Она начинается после диагенеза и продолжается до наступления стадий метагенеза или гипергенеза. Продолжительность стадии катагенеза колеблется в широком диапазоне, что определяется особенностями геологического развития территории. Породы, существующие в стабильной обстановке, могут находиться на стадии катагенеза длительное время даже в геологическом понимании. Возраст протерозойских осадочных толщ (синийский комплекс) на севере Китая оценивается, например, в 1185–740 млн лет. Наряду с этим встречаются породы в 2–3 раза моложе, но уже прошедшие стадию катагенеза (палеозойские и мезозойские отложения Большого Кавказа). В локальных участках, там, где в осадочные породы внедрился магматический расплав или проявился стресс, продолжительность жизни осадочных пород может быть еще короче.

Положение верхней и нижней границ зоны катагенеза и ее мощность непостоянны. Верхняя граница катагенеза совпадает с нижней границей диагенеза. Нижняя граница условно ограничивается положением изотермы 200 °С. Так как величина геотермического градиента в каждом регионе своя, глубинное положение нижней границы зоны катагенеза варьирует в широких пределах и по данным геофизических исследований достигает 20 км от поверхности (при геотермическом градиенте 1 °С/100 м). Интенсивность и последствия катагенеза определяются, с одной стороны, признаками и свойствами самих пород, с другой – движущими силами (внешними факторами). Основные признаки и свойства пород, отражающиеся на катагенетических преобразованиях: минеральный состав, структура и физико-химические свойства (химическая устойчивость, твердость, пла-

стичность, пористость, проницаемость и др). К числу главнейших движущих сил относятся температура, давление (литостатическое, стресс, гидростатическое), растворенные в воде минеральные и газообразные вещества, щелочно-кислотные свойства подземных вод, окислительно-восстановительная обстановка, естественная радиоактивность, а также продолжительность их воздействия, которая часто отражает геологический возраст пород.

Основные процессы катагенеза

В природных условиях значения каждого признака и свойства породы, интенсивность воздействия внешних сил варьируют в широком диапазоне. Все это предопределяет многообразие форм проявления, четкость выражения и скорость течения вторичных изменений. Последние по существу сводятся к следующим процессам: уплотнению; отжатию воды; растворению неустойчивых соединений; минеральному новообразованию; перекристаллизации.

Уплотнение пород заключается в увеличении плотности горных пород за счет уменьшения объема порового пространства увеличения роли твердой фазы. Процесс сопровождается изменением структуры и физических свойств осадочных образований

Уплотнение осадочных горных пород происходит в результате сближения и перегруппировки их составных частей или вследствие заполнения пустот минеральными новообразованиями. В начальные этапы катагенеза уплотнение происходит в результате перегруппировки частиц, более плотной их укладки под действием литостатического (горного) давления, возрастающего по мере увеличения глубины залегания осадочных толщ. Максимальное уплотнение пород за счет перегруппировки частиц и более плотной их укладки в каждом конкретном регионе, в зависимости от литологического состава, формы, прочности, отсортированности, характера поверхности частиц, происходит на разных глубинах. В мезозойских песчано-алевритовых породах Прикаспийской впадины, содержащих цемента менее 10 %, процесс завершается на глубине 1200–1300 м. Уплотнение подобного типа происходит и под действием стресса.

После перегруппировки частиц дальнейшее уплотнение за счет давления может происходить в результате растворения частиц в точках соприкосновения друг с другом по принципу Рикке и приспо-

собрания их поверхностей друг к другу с образованием различных типов контактов. Перешедшие в раствор вещества могут здесь же перейти в твердую фазу, образуя каемки регенерации минеральных зерен. В процессе миграции подземные воды проходят области с различными термобарическими и геохимическими условиями. Изменение обстановок часто вызывает переход растворенных веществ в твердую фазу, заполняющую поры, каверны, трещины. Это приводит к дальнейшему уплотнению пород.

Степень уплотнения породы оценивают посредством плотности, пористости, коэффициента метаморфичности – по О. А. Черникову, коэффициента измененности – по С. С. Савкевичу, коэффициента сообщаемости пор (Ж) – по П. А. Карпову. Есть и другие приемы оценки степени уплотнения пород, основанные на исследовании пород в шлифах под микроскопом. Все они, как и вышеотмеченные, имеют общие недостатки – применимость только для обломочных пород, не содержащих цемента, небольшую площадь исследования и большую трудоемкость.

Для определения степени уплотнения пород предлагается также коэффициент уплотнения k_δ (Б. К. Прошляков, 1974), представляющий собой отношение плотности породы ($\bar{\sigma}_n$) к плотности твердой фазы или минералогической плотности ($\bar{\sigma}_m$):

$$k_\delta = \bar{\sigma}_n / \bar{\sigma}_m.$$

Коэффициент уплотнения представляет собой безразмерную величину, показывающую во сколько раз плотность породы меньше плотности слагающей ее твердой фазы. По мере уплотнения $\bar{\sigma}_n > \bar{\sigma}_m$, а $k_\delta > 1$. Коэффициент уплотнения связан с величиной пористости (kn):

$$k_\delta = 1 - kn.$$

Данный способ выражения уплотнения пород имеет то преимущество, что он может быть применен для любых осадочных пород (песчаник, известняк, каменная соль и т. д.). Отжатие воды из осадочных горных пород происходит практически в течение всей стадии катагенеза. Начальное содержание воды в породах довольно значительно. В песчаных и алевритовых породах она составляет до 50 % объема, а в глинистых еще больше.

По форме связи с твердой фазой породы, воды подразделяются на свободную (гравитационную), капиллярную и связанную (физически или химически). Свободная вода способна перемещаться в породах под действием силы тяжести или пластового давления, а капиллярная, кроме того, под действием капиллярных сил. Связанная вода не перемещается в породах. В лабораторных условиях повышение давления до 300 МПа и более может вызвать отделение от породы физически связанной воды. При уплотнении пород на стадии катагенеза может выделиться огромное количество воды. Например, при снижении пористости водоносного песчаника от 35 до 5 % из каждого кубического километра породы отжимается до 300 млн т воды. Постепенно освобождающаяся вода в условиях высоких температур и давлений играет важную роль в перераспределении вещества осадочных пород.

Растворение составных частей породы. Составные части горных пород обладают устойчивостью в определенных термобарических и геохимических условиях. Изменение последних сопровождается нарушением равновесия между твердой (минеральной, органической), жидкой и газообразной фазами. Это приводит к тому, что некоторые минералы и органические соединения растворяются в подземных водах, нефтях, конденсате. Следствие этого – образование в породах каверн, расширение трещин, повышение минерализации подземных вод до 25–30 г/100 г раствора, а также присутствие в нефтях и конденсате широкого ассортимента химических элементов и металлоорганических соединений.

Растворимость минералов определяется целым рядом факторов: температурой, давлением, фильтрационными способностями пород, а также свойствами самих растворителей (воды, нефти, конденсата) – их минерализацией, солевым составом, Eh, pH, составом и количеством растворенных газов и др. Галоиды, сульфаты, карбонаты наиболее легко растворимы в природных условиях и составляют основу солевой части подземных вод, а также занимают значительную долю среди веществ, содержащихся в жидких углеводородах. Кроме того, во флюидах присутствуют кремний, стронций, алюминий, железо, марганец, микроэлементы (V, Ni, Co, Mo, Si и многие другие).

Изучение пород под микроскопом показало, что многие минералы несут следы растворения. Поверхность кварца, полевых шпатов, кислых плагиоклазов нередко корродированы на границе с кальцитом. В породах, находящихся (или находившихся прежде) на больших глубинах, имеются структуры растворения под давлением – конформные, инкорпорационные, микростилолитовые. Изучение песчаных и алевроитовых пород в мезозойских разрезах Прикаспийской впадины, Северного Кавказа и Туркмении показало, что содержание кальцита в них уменьшается с увеличением глубины до 1,5–2,5 км.

Значительную роль в процессе катагенеза играют органические соединения – битумоиды, карбоновые и гуминовые кислоты, присутствующие в подземных водах и способствующие растворению ряда минеральных образований. Роль нефти, в зависимости от ее соотношения с окружающей средой, бывает различной. На контакте с водой нефть может окислиться и частично разложиться с образованием углекислоты, вследствие этого вода становится более агрессивной по отношению к карбонатам, кварцу и другим минералам. Углеводороды могут вызвать восстановление сульфатных ионов, благодаря чему пластовые воды оказываются недонасыщенными сульфатами. Это обстоятельство вызывает растворение новых порций гипса или ангидрита. Такие процессы характерны для стадий миграции и формирования залежей углеводородов, когда флюиды представляют собой смесь воды, нефти и газа. После разделения флюидов нефть выступает уже в качестве консерванта. Насыщая породы, она изолирует их от воды, тем самым препятствуя растворению минералов. Следует иметь в виду, что при разработке нефтяных месторождений происходит замещение нефти водой – пластовой или пресной, закачиваемой в пласт с целью поддержания пластового давления. Вследствие этого нарушается физико-химическое равновесие, что влечет за собой растворение минералов, их новообразование или преобразование.

Минеральные новообразования широко распространены в осадочных породах. Вторичные образования чаще всего представлены порообразующими минералами – кварцем, кальцитом, полевыми шпатами, кислыми плагиоклазами, халцедоном, гидрослюдой, хлоритом и др. Они образуются за счет веществ, растворенных в подземных водах, и газообразных соединений, содержащихся в пустотном пространстве пород.

Причина образования новых минералов – нарушение физико-химического равновесия в системе из-за поступления мигрирующих флюидов в иные термобарическую и геохимическую обстановки. Кроме того, новые соединения возникают при взаимодействии минеральных и органических соединений с подземными водами.

Аутигенный (новообразованный) кальцит выделяется из пластовых вод при повышенных температурах (выше 60–70 °С), заполняя при этом зияющие трещины, поры и каверны. Взаимодействие кальцита с водами, несущими магний, может вызвать образование доломита. Кремнезем образуется в зонах повышенных температур и давлений в нейтральной или слабокислой среде. В песчаных и алевритовых породах он обычно выделяется в виде каемок регенерации, в доломитах – в виде более или менее идиоморфных кристаллов кварца или неправильных выделений халцедона. Для стадии катагенеза характерны вторичные образования удлиненно-пластинчатых гидрослюд, пачек каолинита и табличек хлорита. Их возникновение связано с зонами повышенных температур. Взаимодействие обугленных органических остатков, битумов с пластовыми водами приводит к образованию сульфидов железа и других металлов. Воздействие богатых кислородом вод на сульфиды железа приводит к образованию гидроокислов железа и т. д.

Перекристаллизация вещества – типичный процесс стадии катагенеза. Она заключается в преобразовании кристаллических зерен без изменения их состава и структуры кристаллической решетки, в укрупнении кристаллов за счет слияния нескольких зерен, изменении формы кристаллов, приспособлении их к поверхностям соседних минералов, освобождении от примесей. Перекристаллизация минералов сопровождается уменьшением объема породы, ее уплотнением, увеличением устойчивости данной системы в новых термобарических условиях. Наиболее характерна перекристаллизация для хемогенных и органогенных образований: кальцита, доломита, гипса и др. Аморфные вещества осадочных образований на стадии диагенеза и катагенеза могут подвергнуться девитрификации (раскристаллизации), что характерно для опаловых и фосфатных образований, обломков эффузивных пород.

Направленность катагенетических процессов нередко меняется на противоположную при изменении термобарических и геохимических условий, происходящих при погружении осадочных толщ.

Кварц претерпевает существенные изменения при погружении осадочных толщ. При этом следует отметить, что наиболее интенсивные изменения зерен кварца происходят в проницаемых терригенных, песчано-глинистых породах, содержащих менее 40 % цемента. Глинистые минералы также могут изменяться на стадии катагенеза. Наименее устойчивыми при повышении температуры и давления с увеличением глубины оказываются монтмориллонит, далее каолинит, а самыми устойчивыми – минералы группы гидрослюды и хлорита.

Преобразование осадочных пород происходит при различных термобарических и геохимических условиях и осуществляется в отрезки времени различной продолжительности. Это предопределяет различия в степени изменения пород и вызывает необходимость выделения в составе стадии более мелких категорий – подстадий.

В настоящее время в отечественной научной литературе катагенез подразделяют на две или три подстадии. При двучленном делении различают начальный и конечный (глубинный) катагенез. Граница между подстадиями проводится, по предложениям разных ученых, в диапазоне температур 90–120 °С, при горном давлении около 100 МПа и понижении полной пористости до 15 %. Такие условия в большинстве случаев наблюдаются на глубине 2,5–5 км.

При трехчленном делении (Н. Б. Вассоевич, М. К. Калинин, А. А. Карцев и др., 1976 г.) различают протокатагенез (начальный), мезокатагенез (средний) и апокатагенез (конечный), причем последний примерно соответствует стадии метагенеза. Основанием для деления на подстадии служит характеристика органического вещества. Границей между протокатагенезом и мезокатагенезом является зона, где в углях исчезают гуминовые кислоты, а содержание углерода достигает 75 %, при этом учитывается и отражательная способность витринита. Глубинное положение этой границы 1–3 км. Нижняя граница зоны мезокатагенеза намечена в диапазоне 1–7,5 км. Она выделяется по достижении содержания углерода в органическом веществе 90 %, а само вещество теряет способность к взаимодействию с $KMnO_4$. Нижняя граница зоны апокатагенеза, по данным авторов трехчлен-

ного деления катагенеза, варьирует от 2,5 до 15 км. Использование степени преобразованности органического вещества и отражательной способности витринита для выделения подстадий катагенеза пород нефтегазоносных толщ осложнено трудностями, а порой и невозможностью накопления органического материала для исследования.

При определении подстадий катагенеза следует иметь в виду, что палеотемпературы в недрах были выше современных. Глубинное положение осадочных толщ в настоящее время может сильно отличаться от максимальных погружений в геологическом прошлом. В связи с этим пограничная зона между подстадиями может оказаться сильно приближенной к поверхности или даже отсутствовать вследствие денудации вместе с вышележащей толщей пород, находившейся на более поздней подстадии катагенеза. Особенно большие отклонения в положении границ могут быть у наиболее древних пород в районах, испытавших многократные вертикальные движения, размывы и перерывы в осадконакоплении. Тем не менее можно выделить комплексы пород для каждой из подстадии катагенеза.

Подстадия начального катагенеза характеризуется относительно слабой уплотненностью пород ($k_s < 0,85$). Других общих литологических и физических признаков, характерных для всех литологических типов пород, на этой стадии не имеется. Глинистые породы на подстадии начального катагенеза характеризуются пластичностью, размокают в воде, полиминеральны, в них часто присутствует монтмориллонит. Песчаные и алевритовые породы слабо сцементированы, высокопористы ($k_n = 15-40\%$). В цементе могут присутствовать глинистые минералы всех групп. Известняки отличаются от других пород более высокой степенью уплотнения, и вообще границы между подстадиями литологически у известняков выражены неотчетливо. На этой подстадии биоморфные органогенно-детритовые известняки отличаются повышенной пористостью. Хемогенные известняки имеют микрозернистую или тонкозернистую структуру, но достаточно сильно уплотнены (k_s до 0,93–0,95). Мел характерен именно для этой подстадии. Среди каустобиолитов распространены бурые угли, каменные угли низкой степени метаморфизации.

Породы, находящиеся в подстадии глубинного катагенеза, характеризуются сильным уплотнением ($k_s > 0,85$), физические признаки различных литологических типов пород отличаются меньше, чем

при начальном катагенезе. Глинистые породы здесь представлены аргиллитами, хрупкими, не размокающими в воде образованиями. Роль монтмориллонита и смешаннослойных образований уменьшается, появляются новообразованные гидрослюды и хлориты. Пески, слабоуплотненные песчаники, алевролиты приобретают высокую прочность; мел в подстадию глубинного катагенеза замещается известняками, структура известняков изменяется в направлении укрупнения зернистости, степень уплотнения различных разностей известняков сближается.

Стадия метагенеза

Завершающий этап в жизни осадочных пород при их погружении и переходный между стадиями катагенеза (при двучленном делении) и метаморфизма – метагенез. Согласно определению Н. В. Логвиненко, это стадия глубокого минералогического и структурного изменения осадочных пород в нижней части стратисферы, происходящего главным образом под влиянием повышенной температуры в условиях повышенного давления и присутствия минерализованных растворов. На общий ход процессов метагенеза накладывают свой отпечаток газы, окислительно-восстановительные и щелочно-кислотные свойства флюидов. Таким образом, движущие силы метагенеза те же, что и при катагенезе.

Принято считать, что метагенез осуществляется в диапазоне температур 200–300 °С. Имея в виду, что геотермический градиент варьирует в широких пределах, глубина залегания пород и давления, которые породы испытывают, колеблются в широких пределах. При геотермическом градиенте 3 °С/100 м глубина залегания осадочных толщ должна составлять 7–10 км, а давление 180–270 МПа. При меньшем геотермическом градиенте эти цифры должны существенно возрасти, что, по данным геофизических исследований, имеет место в Прикаспийской, Южно-Каспийской впадинах (Азербайджан) и других регионах.

Исходя из теоретических предпосылок и экспериментальных данных природная свободная вода в зоне метагенеза должна иметь кислую реакцию, содержать много растворенных газов и солей. Общая характерная особенность пород – высокая степень уплотнения, ми-

нимальная пористость, преобразование органического вещества до состояния графита. Перемещение флюидов становится возможным только по трещинам или путем диффузии.

Метагенез осадочных пород заключается в изменении структуры пород и ассоциации минералов. В стадии метагенеза в глинистых породах исчезают минералы группы монтмориллонита, смешаннослойные образования. Преобладающее развитие приобретают гидрослюды высокой степени преобразованности и хлорит. За счет глинистых минералов возможно образование серицита. В песчаных и алевритовых породах продолжается деформация зерен кварца. За счет растворения под действием давления и одновременной регенерации зерна кварца приобретают призматическую, линзовидную или таблитчатую формы с ориентировкой больших граней перпендикулярно к направлению давления. Вследствие этого в соответствующих сечениях шлифов наблюдаются листоватая, таблитчатая или волокнистая ориентированная структуры, нередко с зубчатыми, шиловидными окончаниями минеральных зерен. В карбонатных породах продолжаются перекристаллизация и укрупнение зерен, а от фаунистических остатков сохраняются неопределимые реликты. Для стадии метагенеза характерны глинистые сланцы, кварцитовидные песчаники, мраморизованные известняки и доломиты, антрациты и другие сильно измененные осадочные породы.

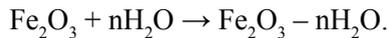
Стадия гипергенеза

Под гипергенезом понимают химические и физические преобразования горных пород и минералов, происходящие на поверхности Земли и в ее приповерхностной зоне. Эта стадия в осадочных породах протекает иначе, чем в магматических и метаморфических, что определяется различиями минерального состава, строения и физических свойств пород.

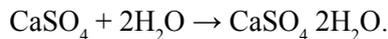
Толщина зоны гипергенеза осадочных пород определяется глубиной проникновения грунтовых вод, которая зависит в свою очередь от состава и свойств пород, рельефа местности, структурных и климатических условий. Она колеблется от единиц до десятков метров, а в отдельных случаях может составлять даже сотни. Гипергенез протекает в термобарических условиях, близких к условиям земной по-

верхности. Типичны для осадочных пород на этой стадии процессы окисления, восстановления, гидратации, гидролиза, растворения и катионного обмена. В зависимости от сочетания действующих факторов гипергенез может иметь различную направленность. Более того, даже в сходных условиях продукты гипергенных реакций не будут одинаковыми в случае различия литологического состава пород. Охарактеризуем гипергенные процессы осадочных пород.

Гидратация – процесс присоединения воды к химическому соединению в результате вхождения ее в кристаллическую решетку или адсорбции поверхностью частиц. Гидратация часто происходит одновременно с процессами окисления, карбонатизации и др. При гидратации окисных соединений железа, например гематита, образуется лимонит:



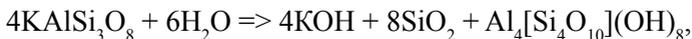
При гидратации ангидрита образуется гипс



В процессе гидратации существенно увеличивается объем монтмориллонитовых глин, вермикулита и других соединений. При переходе ангидрита в гипс объем увеличивается примерно на 30 %.

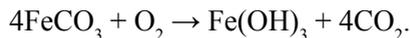
Гидролиз – реакция взаимодействия вещества с водой в зоне гипергенеза. При этом вещество под действием воды расщепляется на более простые соединения, которые взаимодействуют с составными частями воды (OH^- , H^+). Реакции гидролиза характерны для силикатов, алюмосиликатов и ряда других минералов.

Гидролиз ортоклаза или микроклина осуществляется по следующей схеме:



с образованием гидрата окиси калия, кремнезема и каолинита.

Нередко при гидролизе происходит и окисление:

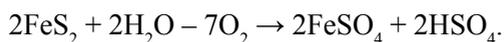


В результате двухвалентное железо сидерита переходит в трехвалентное. При гидролизе ионы OH^- образуют с щелочными и щелочноземельными металлами легкоподвижные соединения, которые выносятся из пород. Глинистые, алюминистые, железистые окисные

минералы, образовавшиеся при гидролизе, труднорастворимы (каолинит, гидрослюда, диаспор, гидраргиллит, лимониты и др.). Они выносятся в виде взвеси водой или ветром, а также могут оставаться на месте.

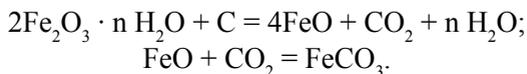
Окисление компонентов осадочных пород на стадии гипергенеза широко развито. Оно заключается в потере электронов атомами или ионами окисляющегося вещества. При этом элементы с переменной валентностью переходят в состояние с более высокой валентностью. Процессы окисления глубоко затрагивают органические вещества – нефть, битумоиды, рессеянное органическое вещество. Конечный результат реакции – углекислота и нередко – вода, при этом выделяется значительное количество тепла.

Сульфиды железа окисляются по следующей схеме:

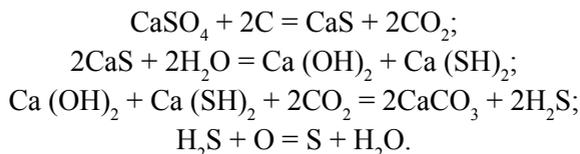


Процессы окисления сопровождаются изменением окраски пород. При окислении органических веществ породы осветляются, железистые соединения приобретают бурую или желтую окраску различных оттенков.

Восстановление – процесс, по своей природе противоположный окислению. Он проявляется понижением валентности катионов и обычно потерей кислорода восстанавливаемыми веществами. Восстановительная среда возникает в результате разложения органического вещества, жизнедеятельности организмов при застойном режиме грунтовых вод или же при окислении просачивающейся к поверхности нефти. Энергичные восстановители – углерод, водород, сероводород. Реакции восстановления протекают следующим образом:



Реакция восстановления сульфатов нефтями и битумами с образованием свободной серы протекает по следующей схеме:



Восстановительные реакции в зоне гипергенеза нередко сопровождаются образованием различных сульфидов.

Катионный обмен заключается в изменении состава минералов без изменения их структуры. Это происходит за счет замещения одних катионов, непрочно удерживающихся в кристаллической решетке, другими. Основные обменные катионы Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , H^+ . В результате катионного обмена одни ионы накапливаются в твердой фазе, другие переходят в раствор. Считают, что именно с этим процессом связано накопление калия в осадке и вынос натрия в океан. Очень характерен катионный обмен для глинистых минералов – монтмориллонита, гидрослюда и др.

Растворение в зоне гипергенеза – процесс весьма распространенный. Главный растворитель – вода. Растворимость в ней природных соединений колеблется в широких пределах – от единиц миллиграммов до десятков граммов в 100 г воды – и определяется для каждого конкретного минерала термобарическими условиями и качеством растворителя (рН, Eh, минерализация, солевой состав и т. д.). Для большинства природных соединений растворимость в воде повышается с возрастанием температуры и давления. Однако есть и исключения.

Большое влияние на растворимость минералов оказывает рН. Карбонаты, полевые шпаты и плагиоклазы энергично растворяются в кислых водах. Наоборот, растворению кремнезема благоприятствуют высокощелочные воды. Способствует растворению кальцита и кремнезема углекислота, образующаяся при химических реакциях и разложении органического вещества:



Вывод

Катагенез – основная стадия в жизни осадочных пород. Положение верхней и нижней границ зоны катагенеза и ее мощность непостоянны. Верхняя граница катагенеза совпадает с нижней границей диагенеза. Нижняя граница условно ограничивается положением изотермы 200 °С.

Уплотнение пород заключается в увеличении плотности горных пород за счет уменьшения объема порового пространства, увеличения роли твердой фазы. Процесс сопровождается изменением структуры и физических свойств осадочных образований

Вопросы для самопроверки

1. Какие факторы являются доминирующими при катагенетических процессах?
2. Какие основные катагенетические процессы вы знаете?
3. Какие минеральные новообразования формируются в катагенезе?
4. Что такое метагенез и в чем его отличие от катагенеза?
5. Каковы последствия процесса метагенеза?
6. Опишите основные факторы и процессы метагенеза.

5. Основные типы осадочных горных пород

План

1. Обломочные породы.
2. Пирокластические породы.
3. Глинистые породы.
4. Хемогенные и биогенные породы.

Обломочные породы

К обломочным породам относят те, в которых обломочная часть (продукты механического разрушения) составляет более 50 %.

Главным классификационным признаком обломочных пород является их структура, и в первую очередь размер и форма обломков.

Скопления рыхлых обломков и их сцементированные аналоги обычно именуется различно. Так, скопления грубых обломков, в зависимости от их формы и размеров, именуют валунником, галечником, гравийником, щебенкой, дресвянником, а сцементированные породы – соответственно конгломератами (из окатанных обломков) и брекчиями (из неокатанных обломков).

Обломочный облик горной породы можно распознавать по размеру обломков и степени их окатанности. По степени окатанности обломки принято разделять на 4 подкласса: а) угловатые, б) полуугловатые, в) полуокатанные, г) окатанные.

Степень окатанности является показателем либо расстояния, на которое переносились обломки, либо длительности их обработки в прибрежно-морских условиях. Следует обратить внимание на то обстоятельство, что в породе могут одновременно быть включенными обломки разного размера, состава и окатанности. Различная степень окатанности свидетельствует или о разных источниках обломочного материала (при одинаковом составе обломков), или о разной устойчивости обломков к процессам окатывания (при различном минеральном составе обломков).

В общем случае сильнее окатываются крупные обломки. Связано это с тем, что они транспортируются в основном перекатыванием и волочением и, обладая достаточно большой массой, при соударениях быстро избавляются от выступающих вершин (углов) и ребер.

Частицы меньшего размера окатываются меньше, а частицы размером менее 0,1 мм переносятся во взвешенном состоянии и вследствие этого сохраняют угловатые очертания даже при очень длительной транспортировке.

Отсортированность обломочного материала. В процессе переноса обломки разделяются (сортируются) по размеру и удельному весу. Отсортированность называется хорошей, если порода состоит из зерен примерно равного размера. Если зерна заметно различаются по величине, но не более чем в 5-6 раз, отсортированность принято считать средней. Слабо отсортированный обломочный материал характеризуется еще большим различием крайних размерных значений частиц (до 10 и более раз).

Обращаем внимание на то, то у средне- и мелкообломочных пород степень отсортированности визуально определить практически невозможно, за редким исключением. В то же время этот показатель часто связан с важнейшими для нефтяников характеристиками пород, такими как пористость и проницаемость, и там, где требуется получение более точных данных, породу исследуют под микроскопом, а если она поддается расцементированию, применяют особые методы механического (гранулометрического) лабораторного анализа.

Применение этих методов (студенты с ними знакомятся позднее) позволяет делить породу на части (фракции), состоящие из зерен определенных размеров, и точно определять весовую долю каждой фракции.

Полученные таким образом данные обобщаются с применением особых графических и статистических методов и используются как для характеристики породы, так и для решения вопросов межскважинной корреляции (сопоставления).

Минеральный состав обломочных пород

Обломочная часть. Основной составной частью грубообломочных пород являются обломки пород различного состава и генезиса (магматических, метаморфических, ранее существовавших осадочных). В песчаных, а тем более алевритовых, породах обломочные частицы представлены преимущественно обломками минералов. По значению этих минералов в составе пород их принято разделять на породообразующие и акцессорные (примесные).

Содержание акцессорных минералов составляет незначительную долю (не более 2–3 %) обломочной части. Однако они играют важную роль при сопоставлении разрезов скважин и определении областей, поставивших обломочный материал. В качестве акцессорных часто присутствуют зерна циркона, апатита, гранатов, магнетита, дистена и др.

Среди породообразующих минералов обломочной части чаще всего встречаются кварц, калиевые полевые шпаты, кислые плагиоклазы, мусковит, биотит.

При макроскопическом изучении породы обычно, за исключением крупнозернистых песков, выяснить минеральный состав нельзя. Проще устанавливается ее моно- или полиминеральный состав.

В этом плане обломочные породы принято разделять на *мономинеральные, олигомиктовые и полимиктовые*. К мономинеральным относят породы, состоящие не менее чем на 95 % из какого-либо одного минерала. Из мономинеральных обломочных пород, вообще достаточно редких, встречаются кварцевые пески и песчаники. В олигомиктовых породах один из минералов также резко преобладает над другими, его содержание составляет 75–95 %, обычно это кварц либо полевые шпаты.

Полимиктовые породы состоят из зерен нескольких минералов, причем содержание ни одного из них не превышает 75 %. Полимиктовые песчаники и алевролиты разделяют на две группы, правда, не имеющие единого общепризнанного объема, но широко вошедшие в специальную литературу. Это так называемые аркозы и граувакки.

Типичные аркозы состоят главным образом из обломочных зерен кварца и кислых полевых шпатов. Содержание полевых шпатов превосходит 40 %. Аркозовые пески образуются в основном при разрушении кислых магматических горных пород. Окраска их обычно светло-серая, серовато-розовая.

Граувакки представляют собой песчаные породы, сложенные разномзернистыми угловатыми зернами кварца (обычно 25–40 %), полевых шпатов, слюды и обломков разнообразных пород (главным образом средних и основных эффузивов, кристаллических сланцев и др.). Окраска граувакк серая и серовато-розовая.

Следует обратить внимание на то, что степень окатанности и отсортированности обычно возрастает от полимиктовых к мономинеральным породам. Связано это обстоятельство с тем, что полимикто-

вые образования накапливаются вблизи области сноса и в результате кратковременного переноса не успевают заметно округлиться. При длительном переносе и неоднократном перемыве и переотложении частицы окатываются и рассортировываются. Механически и химически неустойчивые минералы (оливины, пироксены, амфиболы, основные и средние плагиоклазы, биотит) в этом случае разрушаются. Происходит обогащение обломочной части относительно устойчивыми минералами – кварцем, калиевыми полевыми шпатами, а в некоторых случаях мусковитом и переотложенным глауконитом.

Процесс постепенного упрощения состава обломочной части называют созреванием. В таком понимании полимиктовые породы относятся к незрелым, олигомиктовые – к полузрелым и мономинеральные – к зрелым.

Вторичные минеральные образования возникают в уже сформированном осадке (в процессе диагенеза) либо в сформированной горной породе (в процессе катагенеза). Процессы эти заключаются в растворении и переотложении отдельных минералов, химическом разложении и замещении одних минералов другими. Скорость осуществления этих изменений зависит от первоначального минерального состава и его равновесности по отношению к физико-химическим условиям (давлению, температуре, рН среды и др.). В общем случае более интенсивны процессы вторичного минералообразования в породах полиминеральных, а сами новообразования могут быть представлены разнообразными минералами. Самыми распространенными из них являются глинистые минералы (гидролюда), кальцит, доломит, кварц, халцедон, ангидрит, окислы и сульфиды железа.

Процессы вторичного минералообразования меняют в значительной степени свойства и структуру породы, и в первую очередь пористость и проницаемость. В связи с этим нефтяники уделяют их изучению особое внимание. Однако отличить вторичные образования от первичных (сингенетичных) удастся далеко не всегда.

Цемент. Выше уже отмечалось, что обломочные породы могут быть рыхлыми и сцементированными (литифицированными). Цементируется обломочный материал глинистой либо хемогенной массой, содержание которой колеблется в широких пределах от 0 до 50 %. Количество, состав и тип цемента, наряду с особенностями обломочной части, отмеченными выше, часто определяют коллекторские свойства пород.

Цемент может иметь различное происхождение. В схеме описания породы цемент изучается и описывается отдельно.

По минеральному составу цемент может быть разнообразным. Наиболее распространены разновидности цемента – глинистый и известковистый (кальцитовый). Несколько реже в этой роли выступают доломит, опал, ангидрит, гипс, окислы железа и еще реже – каменная соль, фосфаты, глауконит. Нередко цемент является по составу смешанным, в частности, характерны глинисто-карбонатный, глинисто-железистый цементы.

Структура цемента определяется размером и формой частиц (кристаллов). По размеру зерен выделяются крупнозернистая (1–0,25 мм), среднезернистая (0,25–0,1 мм), мелкозернистая (0,1–0,05 мм), тонкозернистая (0,05–0,1 мм), микрозернистая или пелитоморфная (0,01 мм) структуры.

Глинистый и железистый цементы имеют обычно пелитоморфную структуру с резким преобладанием частиц размером менее 0,01 мм. Опаловый и часто фосфатный цементы обладают аморфной структурой, представляющей бесцветную или слабо окрашенную массу, угасающую в шлифах под микроскопом при скрещенных николях.

Типы цемента. По количественному соотношению цемента и обломочной части, характеру заполнения межзернового пространства и распределению в породе выделяют пять основных типов цемента: базальный, поровый, контактовый, пленочный, сгустковый.

Базальный тип цемента имеет место в обломочных породах с высоким содержанием цемента (40–50 %). Обломочные частицы изолированы в массе цемента, не соприкасаясь друг с другом.

Поровый тип характеризуется тем, что обломочные зерна соприкасаются друг с другом, а промежутки между ними полностью заполнены цементом. Содержание цемента составляет 20–40 %.

Контактный тип цемента присутствует лишь в местах соприкосновения обломочных частиц. Содержание цемента невелико, обычно менее 15 %. Породы являются хорошим коллектором, т. е. могут содержать значительные количества жидкости или газа.

Пленочным называют такой тип цемента, когда обломочные зерна обволакиваются тонкой пленкой цемента, спаивая их друг с другом в местах контакта. Содержание цемента невелико (обычно менее 15 %). Межзерновое пространство может заполняться жидкостью или газом.

К сгустковому относят такой тип цемента, при котором количество цемента и характер заполнения им межзернового пространства различны в разных частях породы. По существу, это сочетание описанных выше типов цемента, на небольших расстояниях сменяющих друг друга. Содержание цемента изменяется в широких пределах. В широких пределах изменяются и коллекторские свойства таких пород.

Пирокластические породы

Пирокластические породы образуются при накоплении продуктов вулканических выбросов. Обычно это раздробленный вулканический материал, к которому может примешиваться различное количество нормального осадочного материала. Пирокластические породы являются как бы связующим звеном между магматическими (эффузивными и интрузивными) и осадочными породами. Породы, возникшие при размыве и переотложении пирокластических и эффузивных пород, не являются пирокластическими, а относятся к собственно осадочным.

Установить пирокластический генезис пород помогают следующие их особенности: наличие угловатых обломков пород и минералов (выброшенных лав); отсутствие сортированности материала; неоднородность материала и структуры; малое количество цемента; невыдержанность либо отсутствие слоистости.

По соотношению вулканического и осадочного материала в составе пирокластических пород принято выделять три группы пород.

1. *Вулканические туфы и туфобрекчии*, сложенные более чем на 90 % вулканогенным материалом. По преобладающему размеру составных частей здесь выделяются туфобрекчии (> 30 мм), грубообломочные (30–5 мм), крупнообломочные (5–1 мм), мелкообломочные (1–0,1 мм) и тонкообломочные (< 0,1 мм) туфы. Цемент обычно образован продуктами гидрохимического разложения пеплового материала, как правило, заполняющего промежутки между более крупными обломками. По составу обычным является кремнисто-карбонатный и кремнисто-глинистый цемент.

2. *Туффиты* – содержание вулканогенного материала от 50 до 90 %. По величине составных частей туффиты подразделяются подобно туфам. Формируются обычно в водной среде, и в них часто присутствует значительное количество глинистого, карбонатного материала, обломочные зерна, органические остатки.

3. *Туфогенно-осадочные породы* отличаются условно по преобладанию в них осадочного материала (более 50 %). По размерам составных частей подразделяются аналогично осадочным обломочным породам на туфогенные брекчии, туфогенные дресвянники, песчаники, алевролиты, пелиты.

Глинистые породы

Глинистые породы – это породы не обломочного, как считалось ранее и как часто указывается до сих пор в упрощенных классификациях осадочных горных пород, а химического происхождения. Основную массу глинистых пород составляют глинистые минералы, среди которых преобладают минералы четырех групп: каолинитовые, монтмориллонитовые, гидрослюдистые, хлоритовые. Свойства этих минералов обуславливают различия в свойствах глин. Основными из этих свойств являются разная степень способность к разбуханию при намокании, пластичность, непроницаемость, огнеупорность.

Глины могут иметь мономинеральный состав, но подавляющее их большинство является полиминеральными, состоящими из нескольких глинистых минералов одновременно. Кроме различных глинистых минералов, в их составе обычно присутствует пелит – тонкораздробленный (менее 0,01 мм) материал. Примеси, количество которых не должно превышать 50 %, представлены чаще всего кальцитом, алевролитом, песком, обугленными растительными остатками, различными соединениями железа и марганца.

Окраска глин весьма разнообразна. У чистых глин, не окрашенных примесями, она белая, светло-серая; в случае присутствия окрашивающих примесей – хромофоров (соединения железа, марганца, органические остатки) – цвет пород может быть самым различным.

По происхождению выделяют две разновидности глин: остаточные, возникающие при выветривании горных пород на месте их разрушения, и осадочные (переотложенные), осаждаемые из воды за счет тонковзвешенных частиц.

При значительном уплотнении глинистые породы теряют способность к размоканию. Связано это с превращением монтмориллонита в гидрослюды и хлориты. Такие разновидности глинистых пород получили название аргиллитов. Аргиллиты – плотные, часто окремне-

лые породы. Для них характерна сланцеватость – способность раскалываться на тонкие пластинки. На стадии категенеза одни глинистые минералы трансформируются в другие. Например, с увеличением глубины залегания осадочных толщ (а следовательно, температуры и давления, которым они подвергаются) постепенно уменьшается роль монтмориллонитовых глин, возрастает значение смешанослойных и гидрослюдистых образований. Еще глубже исчезает каолинит, остаются преимущественно гидрослюды, хлориты и смешанослойные глинистые минералы. На конечных стадиях катагенеза сохраняются лишь самые устойчивые образования – гидрослюды, серицит и хлорит (магнезиальная разновидность). Эти минералы сохраняются и в метаморфических породах.

Чрезвычайно многообразны структуры глинистых пород.

По М. Ф. Викуловой, пелитовая структура характеризует породу, состоящую почти нацело (> 95 %) из частиц размером < 0,01 мм;

- алевропелитовая структура – в глинах, содержащих примесь обломочного, преимущественно алевритового материала в количестве от 5 до 50 %;
- псаммопелитовая структура – в глинах содержание примеси песка от 5 до 10 %;
- порфиробластовая структура – наличие хорошо развитых кристаллов и минеральных агрегатов в однородной тонкодисперсной глинистой массе;
- ооидная структура представляет собой тонкодисперсную глинистую массу, в которой рассеяны округлые образования (ооиды) разной величины;
- реликтовая структура представляет собой однородную глинистую массу, на фоне которой выделяются остатки неразложившейся первоначальной минеральной массы или отдельных минералов.
- фитопелитовая структура характеризуется наличием растительных остатков в основной глинистой массе породы.

При визуальном изучении пород глинистые частички обычно неразличимы. Представление об их облике можно получить с помощью электронных микроскопов, особенно растровых (сканирующих) при увеличении в 500–10 000 раз.

Практическое значение глин чрезвычайно велико. Используются они в цементной, кирпичной, фарфорофаянсовой промышленности, для очистки масел, в сукновальном деле и т. д.

В нефтяной геологии глины, наряду с коллекторами, формируют ловушки нефти и газа, препятствуя дальнейшему их движению при формировании залежей. Экранирующие способности глин зависят от их состава, структуры, мощности и других особенностей, откуда вытекает настоятельная необходимость их тщательного изучения.

Хемогенные и биогенные породы

Хемогенные и биогенные породы играют значительную роль в строении осадочной оболочки планеты, составляя до 25 % всей массы осадочных пород. Наиболее развиты карбонатные породы, широко распространены соляные, остальные имеют ограниченное распространение. Породы этого класса практически все поликомпонентны, за исключением некоторых разновидностей известняков, доломитов и солей. Они служат важным сырьем для выплавки металлов, находят широкое применение в строительном деле, химической промышленности, сельском хозяйстве и других сферах деятельности человека.

Карбонатные породы, вслед за глинистыми и песчано-алевритовыми, относятся к числу наиболее распространенных. Основные составные части карбонатных пород – кальцит (CaCO_3) и доломит ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$). Кроме того, могут присутствовать арагонит, магнезит, сидерит. Иногда в значительном количестве (до 50 %) присутствует глинистый материал. В некоторых разновидностях карбонатных пород встречаются обломочные зерна песчаной и алевритовой размерностей, тонкодисперсное обугленное органическое вещество, аутигенные кварц и халцедон, оксиды и сульфиды железа, сульфаты и другие образования. К карбонатным породам относятся такие, в которых карбонатные минералы составляют 50 % и более. При всем многообразии карбонатных пород, наиболее характерны из них известняки, доломиты, мел, мергели и смешанные известково-доломитовые образования.

Известняк – одна из наиболее распространенных карбонатных пород. Их основная составная часть – кальцит. Главнейшие примеси в известняках представлены доломитом, магнезитом, глинистыми минералами, тонкодисперсным органическим веществом. Реже присутствуют алевритовый и песчаный материалы.

Окраска известняков весьма многообразна, но преобладает серая различной интенсивности, что обычно определяется присутствием разных количеств органического вещества – чем больше последнего, тем темнее окраска. Нередко встречаются светло-серые известняки с желтым, бурым, зеленым и розовым оттенками. Нефтеносные известняки имеют черный или буровато-черный цвет.

Известняки имеют различное строение. Среди седиментогенных текстур обычны массивная и слоистая. Вторичные текстуры – стилолитовая, сутурная и более редкая – фунтиковая. Структура пород определяется их генезисом, в соответствии с этим различают биоморфные, детритовые, шламовые, зернистые, обломочные и некоторые другие.

Таблица 5.1

Классификация карбонатных пород (по С. Г. Вишнякову)

| Содержание СаMg(CO ₃) ₂ , % | Порода ряда доломит – известняк | Содержание СаСО ₃ , % | Порода ряда известняк – глина | Содержание глины, % |
|--|---------------------------------|----------------------------------|-------------------------------|---------------------|
| 0–5 | Известняк | 95–100 | Известняк | 0–5 |
| 5–25 | Известняк доломитистый | 75–95 | Известняк глинистый | 5–25 |
| 25–50 | Известняк доломитовый | 50–75 | Мергель | 25–50 |
| 50–75 | Доломит известковый | 25–50 | Мергель глинистый | 50–75 |
| 75–95 | Доломит известковистый | 5–25 | Глина известковистая | 75–95 |
| 95–100 | Доломит | 0–5 | Глина | 95–100 |

В стадию катагенеза кальцит в известняках может частично замещаться доломитом. Такие породы называют доломитизированными известняками, подчеркивая этим вторичность явления.

По генетическим признакам различают три подгруппы известняков: биогенные, хемогенные и обломочные.

Биогенные известняки состоят в значительной части (более 30 %) из кальцитовых, реже арагонитовых раковин, их обломков и других организмов. В известняках присутствует значительная доля хемогенного кальцита, а также обломочные и глинистые минералы, органическое вещество. В зависимости от степени сохранности органических остатков различают известняки биоморфные и биогенно-обломочные (детритовые и шламовые).

Формы залегания биогенных известняков – пластовая, линзовидная, а также специфическая – в виде рифовых тел.

Биоморфные известняки слагаются хорошо сохранившимися раковинами и другими скелетными остатками организмов, которые цементируются кальцитом различной структуры. Размер наиболее крупных фрагментов (раковин) составляет от долей миллиметра (фораминиферы, остракоды и др.) до нескольких сантиметров (гастроподы, пелициподы и другие).

Широко распространены в протерозое и нижнем палеозое известняки, в строении которых важное место занимают окаменевшие остатки водорослей. Среди них выделяются строматолитовые известняки, образовавшиеся в результате жизнедеятельности сине-зеленых и других водорослей. Формируются такие известняки в прибрежных мелководных частях морских бассейнов.

Биоморфные известняки выделяются среди других разновидностей большим содержанием глинистого и обломочного материала.

Биогенно-обломочные (органогенно-обломочные) известняки представляют собой породы, состоящие из обломков и осколков раковин, а также других скелетных образований. Цементированы органогенные остатки хемогенным кальцитом.

Хемогенные известняки слагаются преимущественно хемогенным кальцитом, хотя в них могут присутствовать кальцитовые и арагонитовые останки фауны и флоры. В качестве примесей в хемогенных известняках возможно присутствие алеврита, песка, глинистых частиц и обугленного тонкодисперсного органического вещества. Высокие содержания обломочной части характерны для известняков, образовавшихся в геосинклинальных областях и межгорных впадинах. Окраска преимущественно сероцветная, различной интенсивности, определяемая присутствием обугленного органического вещества и рассеянных сульфидов железа. Характерная структура хемогенных известняков оолитовая. Оолиты представляют собой шаровидные или эллипсоидальные образования размером 0,1–1,0 мм, иногда крупнее, состоящие из кальцита. В конкретной карбонатной породе величина оолитов, примерно, одинакова, однако вследствие того, что при изготовлении шлифов оолиты рассекаются в разных частях (через центр или окраинные части) при изучении пород под микроскопом создается впечат-

ление о значительных вариациях размера оолитов в одном образце. В названии хемогенных пород отражается их структура. Например, известняк микрозернистый, известняк оолитовый и т. д. Для хемогенных известняков характерна пластовая форма тел.

Обломочные известняки состоят на 50 % и более из обломков известняков более древнего возраста, в различной степени окатанных. Цементируются составные компоненты породы кальцитом.

В зависимости от размеров различают известняковые конгломераты, брекчии, песчаники, алевролиты.

Мел – специфическая карбонатная порода распространенная исключительно в верхнемеловых отложениях. Он состоит преимущественно из кальцита, содержит незначительную примесь кремнезема, а иногда глинистого и даже обломочного материала. Среди глинистых минералов установлены монтмориллонит и гидрослюда. Окраска породы белая, иногда с сероватым или слабым буроватым оттенком. Основная составная часть мела – органические остатки – до 70–98 % и хемогенный кальцит.

Структура мела пелитоморфная. На глубинах свыше 2000–2500 м порода перекристаллизовывается переходя в плотный тонко- или мелкозернистый известняк. Текстура породы внешне массивная.

Доломит – широко распространенная осадочная горная порода, особенно характерная для докембрийских отложений. Основной составной частью их является минерал доломит – $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$. Кроме доломита, в породе присутствуют кальцит, сингенетичные минералы: гипс, ангидрит; сульфиды железа и некоторые другие. Характерным для доломитов является кремнезем, который присутствует в виде стяжений халцедона и кристаллов кварца. В некоторых разновидностях пород присутствует глинистый и обломочный материал. В соответствии с количественными соотношениями основных компонентов к доломитам относятся породы, в которых свыше 50 % составляет минерал доломит, при этом различают доломиты, доломиты известковистые, доломиты известковые. Окраска доломитов преимущественно светлая, голубовато-серая, серовато-желтая, кремневая, зеленовато-серая. Доломиты разделяются на хемогенные, биогенные и обломочные. Наиболее распространены хемогенные.

Хемотропные доломиты состоят в основном из минерала доломита и содержат примеси гипса, ангидрита, кальцита, глинистых частиц, вторичного кварца, халцедона, обугленных растительных остатков. Внешне породы весьма однородные, структура зернистая. Седиментогенные доломиты обычно микроструктурные, тонкозернистые или оолитовые.

Для первично-осадочных доломитов характерна однородная микроструктурная или тонкозернистая структура. Вторичные доломиты более крупнозернистые, обладают четко выраженной ромбоэдрической формой и не содержат посторонних включений. Наконец, первично-осадочные и диагенетические доломиты залегают в виде пластов и линз, а катагенетические образуют геологические тела неправильной формы и быстроменяющейся мощности.

Биогенные доломиты – малораспространенные породы. Среди них наиболее известны водорослевые в рифейских отложениях, представленные строматолитовыми разностями.

Обломочные доломиты распространены локально. Они состоят из обломков более древних доломитовых пород сцементированных доломитом. Размер и степень окатанности обломков может варьировать в широких пределах. Поскольку седиментогенное доломитообразование в постпалеозойское время имело очень ограниченные масштабы, в мезозойских и более молодых отложениях обломочные доломиты встречаются крайне редко.

Мергели – породы промежуточного состава в ряду «известняк – глина». Если место кальцита занимает доломит, породу называют доломитовым мергелем. Содержание главных компонентов – кальцита и глинистого материала, примерно равное. В составе глинистого материала, кроме глинистых минералов, в значительном количестве присутствует пелит, представленный преимущественно кварцем и опалом. В качестве примеси в мергелях присутствует алевролит и песок, количество которых в некоторых разностях может достигать 10 %.

Окраска пород определяется наличием примесей – хромофоров, главным образом органическим веществом и соединениями железа. Для мергелей характерна серая окраска разных тонов, иногда с желтоватым или зеленоватым оттенком. Текстура массивная или слоистая. Структура пелитоморфная, алевропелитовая, псаммопелитовая.

Практически все карбонатные породы образуются в водной среде, преимущественно в морских и океанических условиях. Исключения составляют травертины (известковые туфы). Биогенные известняки образуются из кальцитовых и арагонитовых продуктов жизнедеятельности организмов и микрозернистого карбоната кальция. Биоморфные известняки формируются из осадков, накапливавшихся в спокойной морской обстановке.

Биогенно-обломочные известняки образуются в условиях подвижной среды под действием течений и волнений, где скелетные части организмов предварительно размельчаются, транспортируются, а затем откладываются вместе с известковым илом и захороняются. Впрочем, бывает и так, что остатки фауны захороняются без хемогенного кальцита. В этих случаях образуются известняки-ракушечники.

Особую разновидность биогенных известняков представляют рифовые постройки.

Хемогенные известняки образуются в морских, океанических и континентальных водоемах. Оолитовые известняки, являющиеся хемогенными образованиями, формируются в обстановке подвижной среды. Цементируются оолиты хемогенным микрозернистым кальцитом.

Обломочные известняки образуются в водной подвижной среде из обломков известняков различного размера и степени окатанности.

Мел формировался в обширных эпиконтинентальных морских водоемах, в обстановке равнинного рельефа прилегающей суши.

Доломиты имеют различный генезис – седиментогенные, диагенетические и катагенетические. Хемогенные или первично-осадочные доломиты образовывались в бассейнах с повышенными значениями pH и солёности. Образованию хемогенных доломитов способствует жаркий климат, обилие растворенной углекислоты. Диагенетические доломиты образуются при взаимодействии известкового ила с пропитывающей его морской водой, содержащей соли магния. Катагенетические (вторичные) доломиты, как полагают, формируются в результате взаимодействия известняков с магнием, содержащимся в пластовых водах.

Мергели образовывались в морях, лагунах и эпиконтинентальных водоемах в случае совместного накопления в осадке примерно равных количеств карбонатного и глинистого материала.

Карбонатные породы имеют большое практическое значение. Известняки и доломиты являются прекрасными коллекторами нефти и газа. С ними связаны крупные месторождения углеводородов. Известняки служат сырьем для производства цемента, используются в качестве флюса при выплавке металлов, для получения соды, применяются в сельском хозяйстве для известкования кислых почв. Мел широко применяется как белый краситель, в строительном деле, используется при производстве бумаги как высококачественный заменитель известняка. Мергели используются в основном при производстве цемента. Доломиты применяются как огнеупорный материал, используются в стекольной и керамической промышленности при производстве магнезиального цемента и т. д.

В группу соляных пород, или эвапоритов объединяются осадочные образования гидрохимического происхождения. Это преимущественно сульфаты и хлориды натрия, калия, кальция и магния. Основные минералы соляных пород – галит NaCl , сильвин KCl , карналлит $\text{KClMgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, бишофит $\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, гипс $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, ангидрит CaSO_4 , полигалит $\text{CaSO}_4\text{MgSO}_4\text{K}_2\text{SO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. В качестве примесей в соляных породах присутствуют глинистый материал, оксиды и сульфиды железа. Из карбонатных минералов может присутствовать доломит.

Соляные породы играют заметную роль в формировании осадочной оболочки Земли. Они встречаются с протерозоя и образуются в настоящее время. Для соляных пород характерны высокая растворимость в воде и слабых кислотах, ясно выраженное кристаллическое строение, низкая твердость и светлая окраска – преимущественно белая, бесцветная, светло-серая, голубовато-серая и желтовато-серая и реже – бурая (за счет окислов железа). Седиментогенные минеральные скелеты и органическое вещество в породах отсутствуют, однако может присутствовать аллохтонный органогенный материал.

Среди соляных пород наиболее распространены каменная соль, сильвинит (основа их – хлоридные соли), гипсовая и ангидритовая (сульфаты).

Каменная соль – типичный химический осадок, образующийся при интенсивном выпаривании морской воды вслед за карбонатами и гипсом. Легко распознается благодаря особенностям минерального состава. Легко растворяется, вкус соленый. Окраска белая, светло-серая, легко окрашивается примесями.

В условиях повышенных давлений и температур соль становится пластичной, что обуславливает ее флюидоупорные свойства. В залежах нефти и газа соленосные комплексы играют роль экранов.

Сульфатные породы представлены гипсами и ангидритами. Породы обычно мономинеральные, обломочный материал, глинистые частицы и другие включения.

В пластовых залежах гипс обычно мелкозернистый. Окраска гипса и ангидрита светлая: белая, розовая, желтоватая, голубовато-серая, но иногда и темная. Белые разности получили название алебастра. Гипс легко отличается от ангидрита по твердости (легко чертится ногтем). В условиях повышенных давлений и температур гипс и ангидрит ведут себя подобно каменной соли и наряду с ней могут играть роль покрышек в нефтегазоносных комплексах. В промышленных масштабах используется в цементной промышленности, химической и др.

Кремнистые породы слагаются опалом, халцедоном, осадочным кварцем. Наиболее распространенными кремнистыми породами являются диатомиты, опоки, трепелы.

Диатомиты – породы, состоящие в основном из скорлупок одноклеточных водорослей – диатомей. Окраска белая или желтоватая. Порода рыхлая, внешне напоминающая мел, но не реагирующая с кислотой очень легкая, в воде не тонет. Трепелами и опоками называют несколько более плотные, а в последнем случае и темноокрашенные разновидности. Органогенный материал присутствует в небольшом количестве. Для трепелов характерно повышенное содержание глинистого материала, а для опоки – зерен обломочного кварца.

Кремнистые породы известны не только в виде обычных пластовых тел, но и в виде желваков, рассеянных в других (обычно карбонатных) породах. Слагаются желваки халцедоном, очень часто со значительной примесью глинистого материала. Желваки эти очень устойчивы и при выветривании основной породы образуют скопления. Отличаются высокой твердостью, раковистым изломом. Окраска обычно от желтовато-бурой до черной.

Диатомиты и трепелы используются в качестве теплоизоляционного материала, в стекольной и керамической промышленности, в цементном производстве, в качестве адсорбентов и др.

Вывод

К обломочным породам относят те, в которых обломочная часть (продукты механического разрушения) составляет более 50 %.

Пирокластические породы образуются при накоплении продуктов вулканических выбросов.

Глинистые породы – это породы не обломочного происхождения, а химического.

Карбонатные породы относятся к числу наиболее распространенных. Основные составные части карбонатных пород – кальцит (CaCO_3) и доломит ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$).

Вопросы для самопроверки

1. Каковы классификация и распространенность обломочных пород?
2. Назовите главные составные части обломочных пород.
3. Приведите общую характеристику грубообломочных пород.
4. Назовите виды песчаных пород (по минеральному составу) и дайте их характеристику.
5. Перечислите характерные особенности вулканогенно-осадочных пород.
6. Назовите главные группы глинистых пород и их распространенность.
7. Каков минеральный состав глинистых пород?
8. Перечислите характерные отличия глин и аргиллитов.
9. Расскажите о генезисе глинистых пород и местах преимущественного накопления глинистых осадков.
10. Перечислите главнейшие группы хемогенных и биогенных осадочных пород.
11. Расскажите о распространенности и составе главнейших групп хемогенных и биогенных пород.
12. Приведите классификацию карбонатных пород, характеристику их главнейших представителей.
13. Назовите главнейшие представители соляных пород, каковы их состав и распространенность?
14. Перечислите кремнистые породы, главнейшие их представители; их роль в строении стратисферы.

6. Осадочные фации.

Континентальная обстановка осадконакопления

План

1. Осадочные фации.
2. Континентальная обстановка осадконакопления.
 - 2.1. Элювиальная фация.
 - 2.2. Коллювиальная и делювиальная фация.
 - 2.3. Проллювиальная фация.
 - 2.4. Аллювиальный комплекс фаций.
 - 2.5. Лимнические фации.
 - 2.6. Ледниковая фация.
 - 2.7. Эоловая фация.

Осадочные фации

Слово «фация» появилось в геологической литературе практически одновременно с термином «геология». Слово «фация» вошло в литературу в 1669 г., когда Николаус Стено (Стеной) рассмотрел геологическое развитие Тосканы. Каждый комплекс отложений был отмечен Н. Стено как фация, которая, таким образом являлась прежде всего стратиграфической единицей, хотя и с определенными генетическими чертами. Через 170 лет после Н. Стено этот термин, но уже с иным содержанием использовал А. Грессли.

В России выделение однофациальных и разнофациальных отложений и восстановление условий их образования относится к первой половине прошлого века. Термин «фация» в отечественной литературе впервые использовал Н. А. Головкинский в магистерской диссертации, опубликованной в 1865 г.

Среди работ, где подробно описаны современные фации, методы их определения и фациальных обстановок, можно указать книги Г. Ф. Крашенинникова (1971 г.), Д. В. Наливкина (1956 г.), Л. Б. Рухина (1969 г.), В. Т. Фролова (1984 г.) и др. Методики изучения фаций изложены в работах зарубежных исследователей – К. Данбара и Дж. Роджерса (1962 г.), Р. Ч. Селли (1981 г.), Г. Э. Рейнека и И. Б. Сингха (1981 г.), Дж. Л. Уилсона (1980 г.), М. Лидера (1986 г.) и др.

А. Грессли сформулировал два основных момента:

- 1) в одновозрастных отложениях происходят изменения состава пород и заключенных в них фаунистических остатков;
- 2) эти изменения обусловлены генетическими причинами.

В дальнейшем понятие фации нередко стало употребляться в различных значениях. В общем виде представления о фациях развивались в трех основных направлениях.

Большинство исследователей – Д. В. Наливкин, В. Е. Хаин, В. П. Маркевич, Р. И. Теодорович, Ю. А. Жемчужников, Н. М. Страхов, Н. В. Логвиненко, В. И. Марченко и др. – рассматривают фации как генетическое понятие, т. е. объединение отложений в фацию основано на общности физико-географических условий их образования. Правда, при этом наметилось два подхода.

Одни геологи считают фациями осадки (или породы), особенности которых обусловлены физико-географической обстановкой седиментации. Другие понимают под фациями те физико-географические условия, в которых происходит накопление осадков.

Д. В. Наливкин объединяет оба эти направления.

Другое направление в понимании фаций исходит из первой части определения А. Грессли, которое характеризует фации как изменение отложений по площади.

В отечественной геологической литературе широко используется учение о «генетических типах», введенное А. П. Павловым. Однако считать синонимами генетические типы отложений и фации в их генетическом значении, по-видимому, не совсем правильно. Так, генетический тип – это совокупность «отложений, образовавшихся в результате работы определенных геологических агентов» (А. П. Павлов), или «отложения, возникшие в результате экзогенного геологического процесса определенного типа, т. е. порожденные тем или иным доминирующим способом накопления – вулканическим, биологическим, химическим или чисто механическим» (В. Т. Фролов).

Генетический тип может включать в себя ряд разных фаций. Например, аллювий как генетический тип состоит из русловых, старичных, пойменных и др. фаций. У аллювия горных рек и спокойных равнинных – фациально-различный облик. Генетический тип эоловых песков имеет совершенно различные фации, такие, например, как современные дюны Балтийского побережья и барханы Каракумов и Сахары (Шанцер, 1966).

С другой стороны, фации могут включать в себя ряд генетических типов. Например, в фациальной зоне континентального склона развиты подводно-оползневые, турбидитные, нефелоидные и другие генетические типы.

Другими словами, генетический тип определяется способом, а фации – условиями отложения. Понятия эти хотя и близки, но не равнозначны.

Физико-химические условия определяют обстановку накопления:

- характер среды (водный или воздушный),
- динамика (поступательная или колебательная, стабильная или переменная),
- соленость воды,
- температура,
- газовый режим,
- окислительно-восстановительные и кислотно-щелочные свойства.

Способ осаждения вещества формально не зависит от условий. Например, хемогенный механизм осаждения реализуется в разных условиях, но они влияют или даже определяют состав и свойства образующихся осадков. Так, в теплых водоемах среднеокеанической солености будет осаждаться кальцит, а в резко засоленных – сульфаты или соли.

Наконец, генетический тип – понятие, не связанное с возрастом. Тот же аллювий является генетическим типом отложений в карбоне и мелу, но аллювиальная фация – это всегда часть отложений какого-то определенного возраста.

Исходя из всего сказанного под фациями понимают физико-географические условия определенного времени, отличные от условий того же времени в соседних смежных районах, которые (условия) находят свое выражение в характере осадков и пород или первичном отсутствии отложений.

Это определение показывает многозначность, диалектическую противоречивость и диалектическое единство данного понятия. Многозначность понятия заключается в том, что оно одновременно включает как палеогеографические (условия, обстановки), так и седиментологические (процессы, механизмы осаждения вещества) аспекты.

Современная суть понятия «фация» отражает его системность, представление о нем, как об определенной системе со своей внутренней организацией и структурой, и одновременно с особыми взаимосвязями с окружающими условиями (отложениями), без которых фация как реальность существовать не может.

Фации включают не только обстановки, но и их изменчивость, тем самым определяются и их внешние взаимосвязи, без выявления и изучения которых нельзя познать и сами фации. Справедливо поэтому указание И. О. Мурдмаа (1987 г.) о том, что подобные взаимосвязи отражают процессы обмена вещества и энергии между фациями и что каждая фация имеет поэтому свои «входы» и «выходы» вещества и энергии. Представление о фациях как о системе предопределяет и методологию их выделения и изучения.

Следует остановиться на широко развитом за рубежом и все чаще используемом в отечественной литературе понятии «микрофация», особенно для карбонатных отложений. Согласно Э. Флюгелю, микрофация – это сумма всех палеонтологических и седиментологических показателей, которые могут быть установлены в шлифах, пленках и при шлифовках.

В настоящее время трудно найти геологическую работу, в которой так или иначе не применялось бы понятие фации и фациального анализа.

Физико-географические условия образования осадков, реконструируемые фациальным анализом, учитываются палеонтологами и стратиграфами при изучении остатков фауны и флоры, при корреляции разрезов, а именно: точная стратификация – надежная база всех последующих геологических построений.

Велико и прикладное значение фациального анализа, ибо без знаний условий образования осадков нельзя понять и обстановки формирования многих важных полезных ископаемых осадочного генезиса – углей, фосфоритов, солей, руд железа, алюминия, полиметаллов, редких и радиоактивных элементов, россыпных месторождений золота и т. д.

Литолого-фациальные и фациально-палеогеографические карты служат научной основой прогноза осадочных полезных ископаемых, способствуют повышению эффективности их разведки и увеличению точности подсчета запасов.

Особое значение приобретают фациальные исследования в нефтегазовой геологии. Фациальное и фациально-геохимическое изучение осадочных пород позволяет выявить те отложения и зоны их развития, которые могут продуцировать и продуцировали нефть и газ, т. е. осуществлять научный прогноз перспектив нефтегазоносности новых территорий, оценивать возможные объемы генерации углеводородов, т. е. оценивать прогнозные ресурсы, в комплексе с другими геологическими исследованиями устанавливать в общей форме пути и направления миграции флюидов и выделять наиболее перспективные районы.

Литолого-фациальные исследования – основа для прогнозирования зон развития пород-коллекторов, флюидоупоров и оценки их качества. Детальные литолого-фациальные карты от дельных продуктивных пластов и пачек в пределах одного месторождения позволяют проектировать рациональную систему разработки и способствуют увеличению коэффициента нефтеотдачи – важнейшего фактора повышения экономической эффективности и комплексного использования месторождений полезных ископаемых. Фациальные исследования служат основой прогнозирования и выделения многих видов неструктурных ловушек (литологических, палеогеоморфологических), поиски которых в старых нефтегазодобывающих районах, где фонд структурных ловушек в значительной степени исчерпан, весьма актуален.

Классификация строится на основе подразделения этих обстановок осадконакопления: фации морских, континентальных и переходных между ними обстановок. В пределах каждой из этих групп выделяются более дробные и детальные подразделения, которые кратко рассмотрены ниже.

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. 6.1);
- 3) континентальные отложения представлены главным образом обломочными и глинистыми породами, хотя в аридном климате на-капливаются 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;
- 6) в характере и распределении континентальных отложений находит отражение климатическая зональность.



Рис. 6.1. Континентальная обстановка осадконакопления

Элювиальная фацция

Элювий – комплекс продуктов разрушения горных пород, образовавшихся на поверхности Земли под действием атмосферных агентов, почвенных и грунтовых вод, жизнедеятельности организмов и сохра-

нившихся 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 достаточно 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. 6.2).

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.

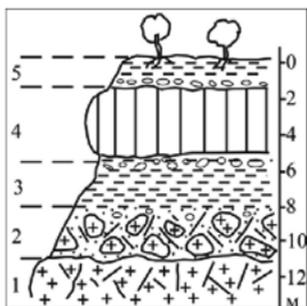


Рис. 6.2. Кора выветривания гранитов зоны тропического и субтропического климата: 1 – неизменный гранит; 2 – рыхлый гранит; 3 – структурная калинитовая глина; 4 – латерит; 5 – почвенный слой

Коллювиальная и делювиальная фаация

Коллювиальные и делювиальные отложения формируются у подножия возвышенностей и на их склонах в результате обвалов, оползания, обрушения, а также перемещения обломочного материала дождевыми и тальными водами (рис. 6.3). 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.

Слоистость и сортировка материала, как правило, отсутствуют или выражены очень слабо. Обломки, особенно в приподошвенной части комплекса, совершенно не окатаны, остроугольны. Мощность коллювиальных и делювиальных отложений меняется резко на коротких расстояниях, на поднятиях они часто полностью выклиниваются.



Рис. 6.3. Современный коллювий

Проллювиальная фаация

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,

переноса 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. 6.4).

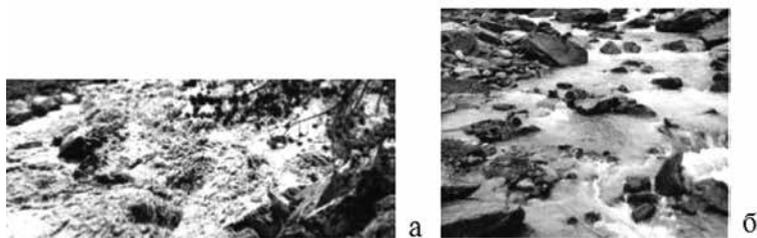


Рис. 6.4. Горный поток:
а – летом; б – осенью

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.

При выходе потока на равнину он растекается по многим руслам, скорость течения резко падает и образуется веерообразный в плане конус выноса (рис. 6.5). 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.



Рис. 6.5. Современный пролювий

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. 6.6).

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 наиболь-

шая, 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.

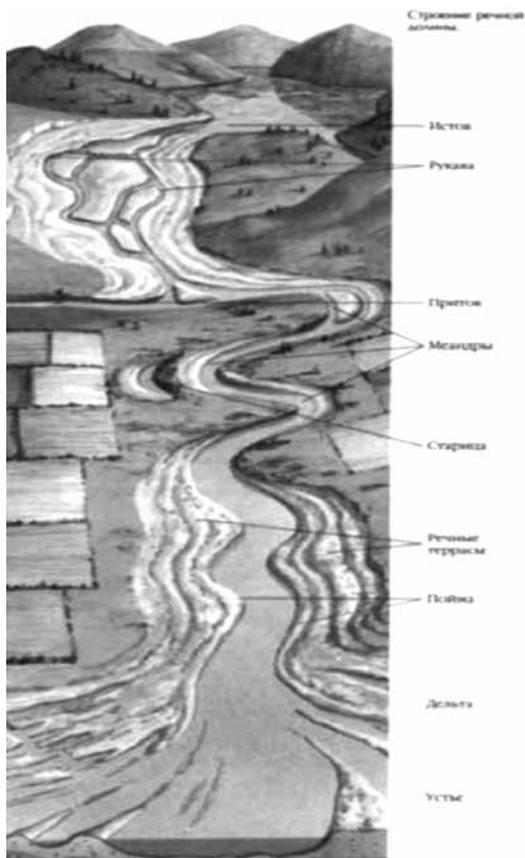


Рис. 6.6. Строение речной системы

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- стариц.

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.

Отрезки времени, в течение которых река проходит все три этапа своего развития, выделяются под названием стадий. 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. 6.7).

Фации русловых отмелей обусловлены изменениями рельефа и климата. Это находит свое отражение в структурно-текстурных особенностях русловых отложений. Слоистость руслового аллювия характеризуется чередованием косых серий слойков (рис. 6.8).

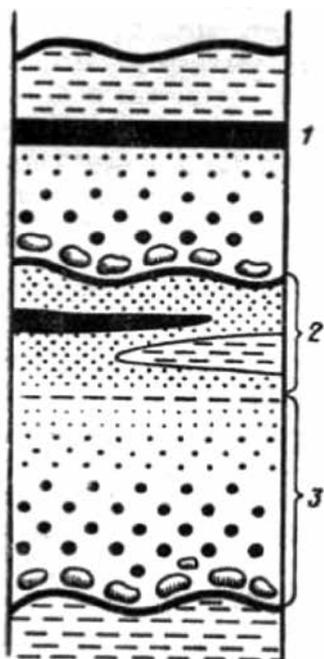


Рис. 6.7. Схема строения аллювиального цикла

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 слоек, 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 слоек меньшей протяженности и мощности. 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 слоек в одной плоскости.

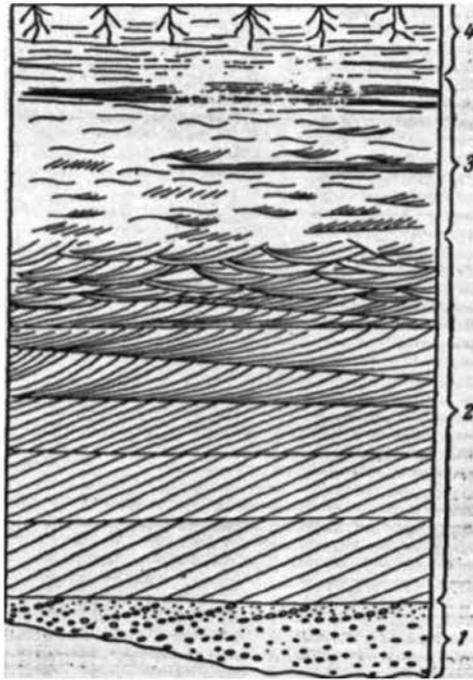


Рис. 6.8. Схема смены типов слоистости в аллювиальной толще:
 1 – стержневая часть; 2 – основная часть русловых отложений;
 3 – пойма; 4 – почва

Ещё выше, особенно в отложениях прирусловой отмели, слоистость часто становится косоволнистой и даже перекрёстной мультислойной. 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).

Фацция русловых отмелей спрямленных рек. Спрямленные русла образуются в начальные этапы развития речных систем либо в периоды омолаживания меандрирующих равнинных рек в связи с по-

нижением 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. 6.9).



Рис. 6.9. Современная река спрямленного типа (Горный Алтай)

Со временем начинается боковое смещение русла и подмыв одного из берегов. 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.

Седиментологическая модель этой фации отражает высокую гидродинамическую активность среды седиментации в течение всего времени формирования. Соответственно, электрометрическая модель имеет вид четырехугольника с α 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.

Фация русловых отмелей ветвящихся (фуркирующих) рек. Ветвистые реки характерны для горного рельефа (рис. 6.10).



Рис. 6.10. Горные ветвящиеся реки

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. 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.

Слоистость в песчано-галечниковых телах косая однонаправленная, часто слабозаметная. Иногда она обусловлена ориентированным расположением галек и гравия. Для этих отложений характерна окатанность круглых галек, что хорошо видно на современных осадках горных рек (рис. 6.11).



Рис. 6.11. Окатанная галька, образованная наносами горной реки

Фашии русловых отмелей меандрирующих рек. Меандрами, или излучинами, называются плавные изгибы равнинной реки (рис. 7.12).

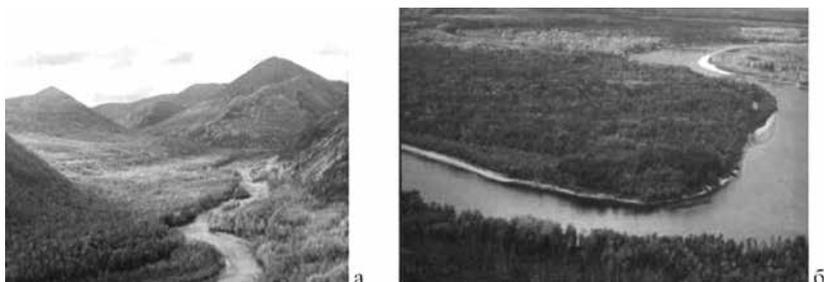


Рис. 6.12. Меандры равнинных рек

Принципиальная схема образования меандр показана на рис. 6.13. 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 АА).



Рис. 6.13. Схема формирования меандр и стариц:

1 – возвышенный берег; 2 – перекат; 3 – низкий берег; 4 – наиболее глубокое место; 5 – сближенные части крыльев излучины, подверженные прорыву; 6 – прежнее русло; 7 – место прорыва между крыльями излучины; 8 – занесенная отложениями часть прежнего русла; 9 – стрежень

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 откладывают 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. 6.14).



Рис. 6.14. Аллювиальные равнины

Русловые отмели формируются у внутренних изгибов меандров, когда река врезается 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 косой однонаправленной слоистости современных равнинных рек показано на рис. 6.15.



Рис. 6.15. Формирование косої слоистости на русловой отмели

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.

Фации 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 асимметричными. 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 прослой грубозернистых песков, гравия и конгломератов. В основании

песчаных тел обычны следы размыва. Органические остатки представлены обломками древесины. Слоистость косая мульдобразная. 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.

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 мульдобразная (взаимосрезающаяся), причем размер косых серий постепенно уменьшается вверх по разрезу и в сторону припойменной части русловой отмели. 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.

Среди пойменных фаций выделяются фации внешней (песчаной) и внутренней (глинистой) частей (рис. 6.16). Внешняя часть поймы сложена песчаными осадками фаций стариц, береговых валов и псков разлива.

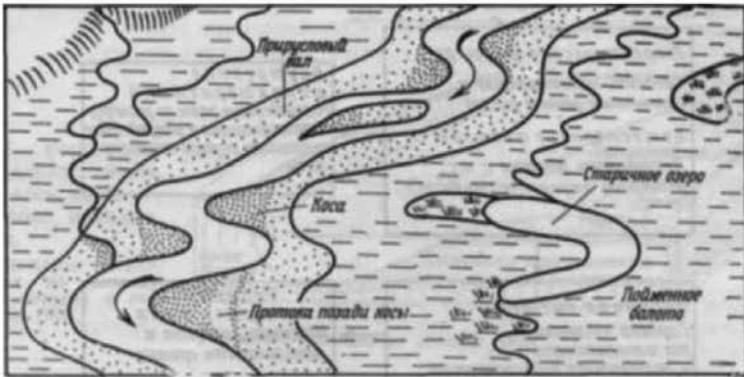


Рис. 6.16. Характерные черты строения пойменной долины

Фа́ция стари́ц (рис. 6.17). 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. Песчаный материал выполняет пологие асимметричные врезы, ширина которых достигала 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 заметна, чаще всего она косая пологая, вверх по разрезу переходящая в мутьеобразную. Мощность косослоистых серий достигает 0,5 м, а отдельные косые слойки 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.



Рис. 6.17. Старицы – бывшие участки русла реки

Фация береговых валов (рис. 7.18). Отложения этой фации формируются в периоды паводков, когда полые воды реки, несущие большое количество материала, выходя за пределы русла на пойменную равнину

ну, 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. 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 односторонне-незубчатое, 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.

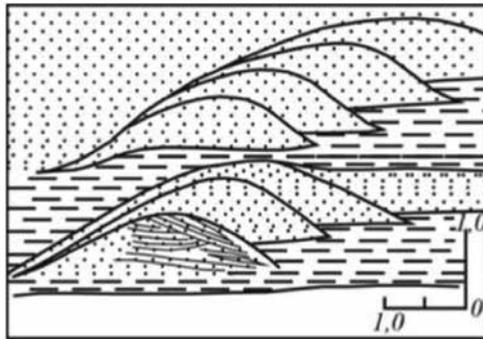


Рис. 6.18. Береговые валы и характер слоистости

Фацция песков разливов. Отложения этой фацции 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 фацции 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.

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 ($\alpha_{ПС} = 0,5$). Кровельная линия полого наклонена, подошвенная горизонтальная. Характерной особенностью является то, что аномалии в электрометрическом разрезе располагаются группами.

Фацции внутренней (глинистой) части поймы. Отложения внутренней части поймы образованы фациями временно заливаемых участков и пойменных озер и болот. Обе эти фацции 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. Породы рассмотренных фаций обладают экранирующими свойствами, изолируют песчаные тела друг от друга, создавая условия для накопления в них углеводородов.

Лимнические 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 коллювиальными, 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. Течения и неровности рельефа дна вносят в эту схему различные осложнения. 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. Образование горизонтальной слоистости объясняется тем, что в большинстве озер осаднение 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.

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. В озерных отложениях отмечаются растительные остатки хорошей сохранности.

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. Кроме того, среди болотных отложений присутствуют глинистые (преимущественно каолинитового состава), а в отдельные периоды и песчано-алевритовые осадки, как правило, с обильными остатками растений. 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.

Ледниковая фация

Ледниковые отложения формируются в областях материкового и горного оледенения. Собственно ледниковыми образованиями являются морены; водно-ледниковыми – флювиогляциальные и озерно-ледниковые 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 отложения представлены вначале несортированными породами (рис. 6.19). 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 6.20).



Рис. 6.19. Современные флювиогляциальные отложения

В пределах зандровых 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.



Рис. 6.20. Область таяния ледника

Эоловая фация

Эоловые отложения образуются в результате выпадения из воздуха или путем волочения по поверхности земли песчаных и алевритовых частиц. Они занимают 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 блестящей полированной, либо рябой. Уменьшается количество легкостираемых минералов (гипса, роговой об-

манки, пироксенов, эпидота, полевых шпатов) и относительно возрастает число устойчивых к механическому воздействию минералов (кварца, гранатов, циркона, силлиманита, магнетита), практически отсутствуют слюды.

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 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 дюны. Это песчаные тела удлиненной формы, расположенные обычно параллельно руслу (рис. 6.21).

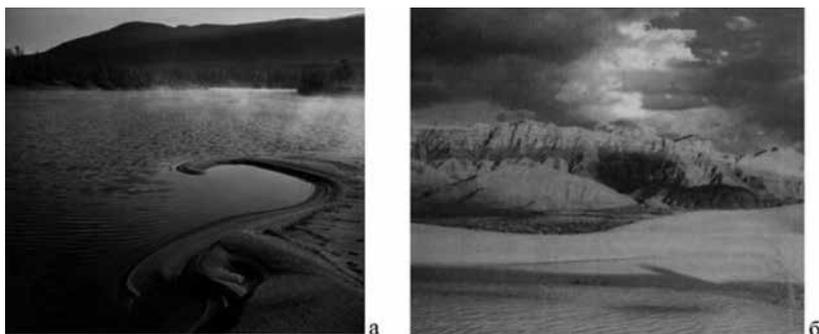


Рис. 6.21. Речные дюны

Вывод

Фация – физико-географические условия определенного времени, отличные от условий того же времени в соседних смежных районах, которые (условия) находят свое выражение в характере осадков и пород или первичном отсутствии отложений.

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.

Коллювиальные и делювиальные отложения формируются у подножия возвышенностей и на их склонах в результате обвалов, оползания, обрушения, а также перемещения обломочного материала дождевыми и тальными водами.

Песчаные тела, образованные временно действующими водными потоками (пролювий), встречаются у подножия погребенных поднятий, древних эрозионных выступов и останцов, а также в палеодолинах.

Образование лимнических фаций происходит во внутриконтинентальных или прибрежно-морских озерах и болотах.

Ледниковые отложения формируются в областях материкового и горного оледенения. Собственно ледниковыми образованиями являются морены; водно-ледниковыми – флювиогляциальные и озерно-ледниковые осадки.

Эоловые отложения образуются в результате выпадения из воздуха или путем волочения по поверхности земли песчаных и алевритовых частиц.

Вопросы для самопроверки

1. Назовите основные особенности континентального осадконакопления.
2. Что такое элювий?
3. Особенности строения и мощность коры выветривания.
4. По каким генетическим признакам отличается коллювиальная фация от пролювиальной?
5. Этапы развития речной системы.
6. Как изменяется структура аллювиальной толщи по разрезу и площади?
7. Чем отличаются фации русловых отмелей спрямлённых и ветвящихся рек?
8. Как формируются меандрирующие реки?
9. Какие основные генетические признаки характерны для русловых фаций равнинных рек?
10. Чем отличается строение русловых отмелей ограниченно и интенсивно меандрирующих рек?
11. В каких условиях формируется старичный аллювий?
12. В каких условиях формируется пойменный аллювий?

13. Условия формирования береговых валов.
14. Чем отличаются фации береговых валов и песков разлива?
15. Охарактеризуйте структурно-текстурные особенности отложений внутренних частей поймы.
16. Охарактеризуйте терригенное осадконакопление в озерах.
17. Какие породы накапливаются в озерах холодного гумидного климата при ослаблении приноса обломочного материала?
18. Объясните происхождение минеральной зональности в озерах аридной зоны.
19. В чём заключаются особенности ледниковых отложений?
20. Назовите основные генетические признаки золовых отложений.
21. Охарактеризуйте структурно-текстурные особенности и форму отложений речных дюн.
22. В каких фациях континентальной обстановки осадконакопления формируются породы-коллекторы и флюидоупоры?

7. Морская обстановка осадконакопления

План

1. Прибрежно-морской комплекс фаций.
2. Шельфовые фации.
3. Глубоководные фации.

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.

На характер морских отложений влияют следующие факторы:

- наличие волнений и течений, которые обуславливают разное поступающего в водоемы материала и его отложение;
- рельеф дна бассейна седиментации, оказывающий влияние на направление морских течений, которые формируют отмели и котловины, характеризующиеся специфическим составом осадков и геохимической средой осадконакопления;
- физические свойства морской среды – температура, давление, прозрачность, количество и разнообразие органической жизни, которые непосредственно способствуют осаждению многих компонентов из морской воды;
- климат, оказывающий влияние на температуру, соленость воды, развитие органического мира, состав поступающего с прилегающей суши материала, карбонатообразование, накопление угленосных, кремнистых или эвапоритовых толщ;
- степень изолированности морского бассейна определяет газовый обмен и солевой режим вод; в условиях гумидного климата изолированные бассейны седиментации подвержены опреснению, аридного – засолению;

- 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), батиальные и абиссальные (рис. 7.1).

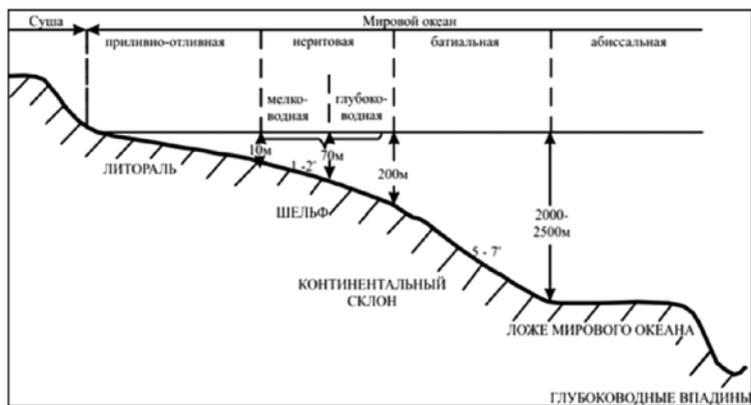


Рис. 7.1. Зоны отложения морских осадков и рельеф Мирового океана

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.

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 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.

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. 7.2).

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. 7.3).



Рис. 7.2. Ударное волновое воздействие на скальный берег



Рис. 7.3. Останцы разрушенных скальных пород

Морская абразия, действующая на берег постоянно, вначале приводит к образованию волноприбойной ниши или горловины, которая располагается в основании крутого берега (рис. 7.4). 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.

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. 7.5). 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.

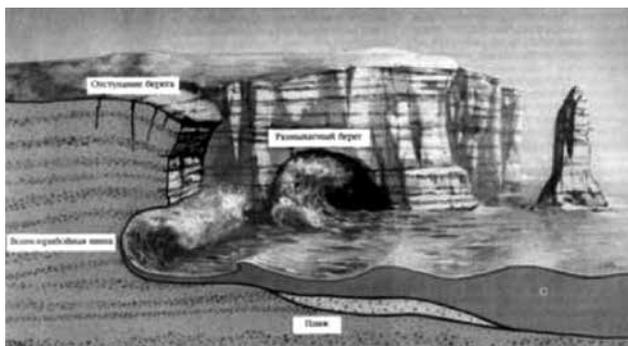


Рис. 7.4. Схема амбразионного берега



Рис. 7.5. Морской пляж

Фация 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 обогащены тяжелыми минералами. Пески косослоистые, одно- и разнонаправленные. Слоистость подчеркнута намывами растительного детрита. Энергетический уровень среды формирования этих осадков очень высок. 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.

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. 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 ($\alpha_{ПС} \leq 0,4$) горизонтальной подошвенной, сильно изрезанной боковой и наклонной кровельной.

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 подводные валы, которые представляют собой вытянутые валообразные скопления обломочного материала, отделенные от берега вдольбереговыми промоинами. 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 вдольбереговую бар.

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. 7.6, 7.7). 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. 7.8).

Косой называется узкий намывной вал, выступающий над уровнем моря и причлененный одним концом к берегу. Косы-переймы растут от выступов берега, где набегающая косо от берега волна испытывает перелом. Намывные косы образуются, наоборот, в вогнутых участках берега. Пересыпи представляют собой валы, образованные из сросшихся кос. Они могут совсем отделить 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 косой разнонаправленной слоистостью.

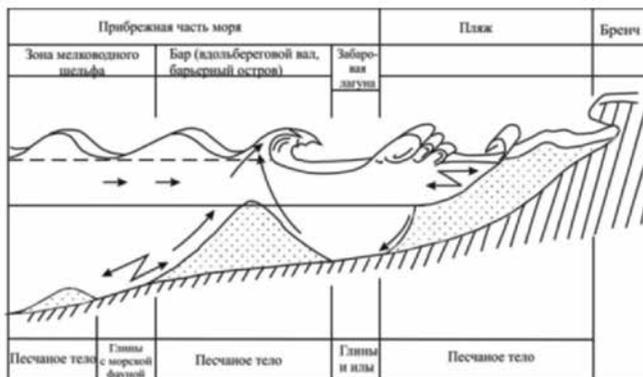


Рис. 7.6. Типовая модель образования аккумулятивных песчаных тел в прибрежной части мелководного моря

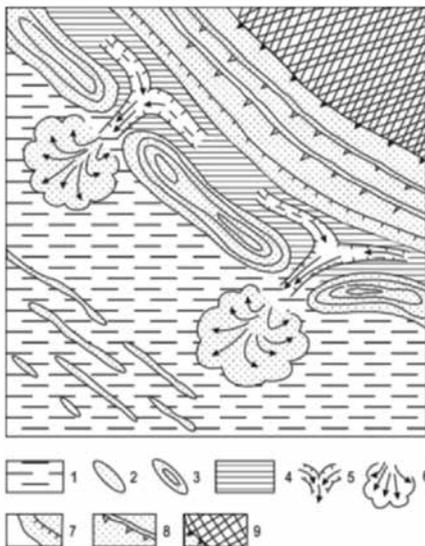


Рис. 7.7. Схема образования и размещения аккумулятивных песчаных тел в прибрежной части мелководного моря:

- 1 – мелководная часть шельфа; 2 – песчаные гряды; 3 – бары и барьерные острова; 4 – забаровая лагуна; 5 – рывтины, образованные вдольбереговыми и размывными течениями; 6 – головы размывных течений; 7 – фронтальный откос пляжа; 8 – береговые валы; 9 – клиф

копление относительно грубозернистых осадков. По мере развития трансгрессии и углубления бассейна происходит снижение гидродинамической активности (до III–IV гидродинамических уровней) 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. 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.

Фация барьерных островов. 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.

Алевриты и глины занимают строго подчиненное значение. Падение косых серий направлено перпендикулярно к береговой линии. 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. Электromетрическая 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. 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 алевритов 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 электromетрическая модель этой фации представляет собой неравнобедренную трапецию, расположенную в зоне положительных отклонений ПС.

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. В центральных частях забаровых лагун накопление осадков происходило в условиях малой подвижности водных масс (V 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 (IV–III динамические 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 корней 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 анома-

лию, имеющую вид неправильной трапеции и расположенную в зоне положительных отклонений ПС. Кровельная линия наклонная зубчатая; боковая – прямая, волнистая; подошвенная – горизонтальная.

Фация 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. 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 пластообразновогнутые. 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 II–III 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, размывтых промоиной разрывного сечения. Аномалия

расположена в зоне отрицательных отклонений ПС (α ПС до 0,8–0,6). Кровельная линия горизонтальная, прямая; боковая – вертикальная прямая или волнистая, либо слабозубчатая; подошвенная линия горизонтальная прямая, часто с осложнениями.

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 четвертого 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. 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. 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 линзо-

образно-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 слойков по отношению к береговой линии веерообразное. Среди органических остатков встречаются раковины фораминифер, преимущественно агглютинированные, спикулы губок, остатки различных морских организмов.

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 водоросли обеспечивают обильное развитие разнообразного животного бентоса – подвижного, лежащего на дне, прикрепляющегося и роющего. Бентосные организмы часто являются порообразующими 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 алевритовых 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.

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.

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.

Особо важную в практическом отношении группу мелководных образований представляют органогенные постройки и рифы. Эти органогенные постройки образуются при глубинах моря 20–70 м вдоль берегов при отсутствии речного стока. Схема развития различных органогенных образований показана на рис. 7.9.

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 биогерм. 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.

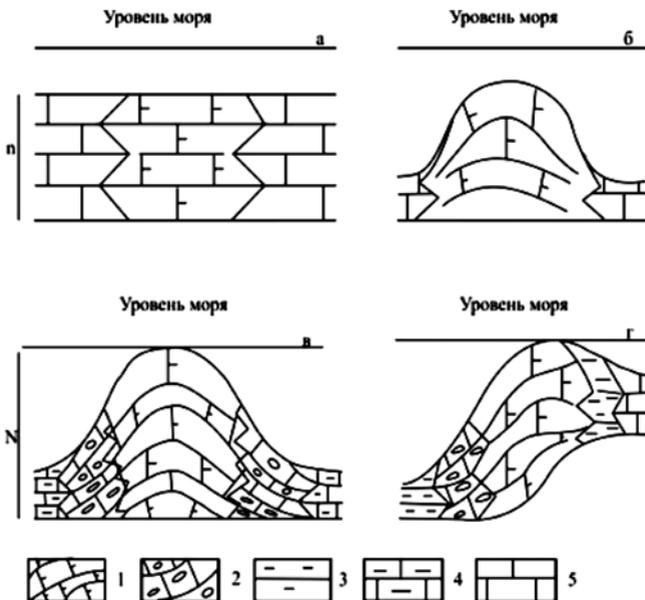


Рис. 7.9. Схема строения органогенных построек:
 а – биостром; б – биогерм; в – риф; г – асимметричные системы.

Рифостроящими организмами в современную эпоху служат разные группы: кораллы, мшанки, водоросли, серпулы. В геологическом прошлом рифообразователями были, кроме того, археоциаты, стро-

матопоры и вымершие группы водорослей. Самыми характерными рифообразователями современности являются шестилучевые и восьмилучевые кораллы (рис. 7.10).

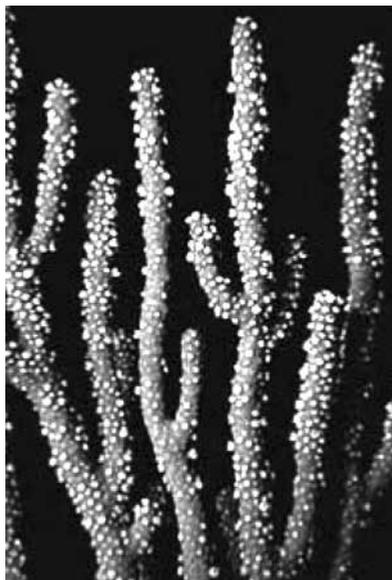


Рис. 7.10. Кораллы-рифостроители

Они развиваются при нормальной или почти нормальной солёности воды, средней годовой температуре не ниже $18\text{ }^{\circ}\text{C}$ (оптимально $23\text{--}25\text{ }^{\circ}\text{C}$), на глубине до $50\text{--}60$ 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, такие как известковые водоросли, мшанки, серпулы, менее требовательны в отношении солёности и температуры. Они могут успешно развиваться и при солёности пониженной против океанической и не требуют температур тропических морей.

Состав и строение органо-генных рифовых массивов, по Г. Ф. Крашенинникову, представляется следующим образом. В крупных органо-генных рифах выделяются три основные части (рис. 7.11): остов рифа, его склон, обращенный к открытому морю, внутренняя лагуна. Кроме того, к рифовому комплексу иногда примыкает глубоководная область.



Рис. 7.11. Общая схема строения биогенного рифового комплекса отложений: 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. 7.12).



Рис. 7.12. Подводный мир кораллового рифа

Особенно богат в них мир водных растений; они встречаются здесь в изобилии. Массами развиваются животные, питающиеся растениями, а также хищники, поедающие 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.

Существует зональность биоценозов, связанная с высотой над уровнем моря. Выделяются:

- 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 в основном 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 прибором 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 2 000 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 каль-

ция. 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.

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. Известно четыре основных типа рифовых массивов. Некоторые из них показаны на рис. 7.13.

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 2 000 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.

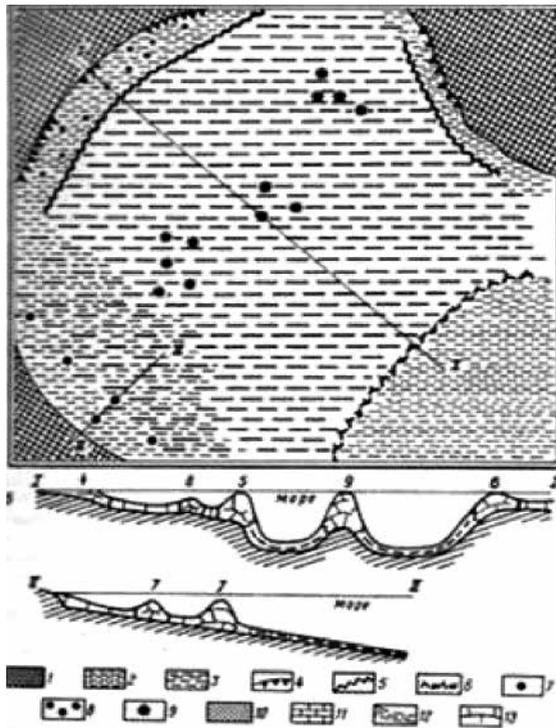


Рис. 7.13. Схема размещения различных типов рифов в морском бассейне: А – в плане; Б – разрезы по I-II; II-II; 1 – суша; 2 – мелкое море; 3 – глубокое море; 4 – окаймляющие рифы; 5 – барьерные рифы; 6 – краевые рифы; 7 – одиночные рифы; 8 – внутренние одиночные рифы; 9 – внешние одиночные рифы; 10 – породы основания; 11 – мелководные отложения; 12 – глубоководные отложения; 13 – рифовые образования

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 %. Эти отложения, обладающие хорошими экранирующими свойствами, представляют собой региональные покрывки, способные удерживать залежи углеводородов.

Глубоководные фации

Глубоководные отложения формируются в двух фациальных зонах – батимальный (континентальный склон) и абиссальной (ложе Мирового океана). 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 счет 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 батимальной, так и абиссальной областях морей и океанов. Вместе с тем есть осадки, которые характерны для каждой из этих зон.

Батимальные 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 склонов покрыты алевритово-глинистыми илами, часто известковыми.

Для спокойных гидродинамических условий батимальной области характерным осадком является глинистый ил, в разной степени известковый.

Он состоит из монтмориллонита, гидрослюды и хлорита; содержание извести 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 3 000 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.

Вывод

Прибрежная часть моря является одним из участков, где происходит интенсивное накопление терригенного материала. Именно в прибрежной части моря происходит формирование разнообразных песчаных образований.

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. Глубоководная область примыкает к коралловым рифам и расположена иногда в непосредственной к ним близости.

Глубоководные отложения формируются в двух фациальных зонах – батиальный (континентальный склон) и абиссальной (ложе Мирового океана).

Вопросы для самопроверки

1. Назовите основные особенности морского осадконакопления.
2. Источники поступления осадочного материала в морские бассейны и факторы, влияющие на характер морских отложений.

3. Охарактеризуйте основные факторы, влияющие на характер морских отложений.
4. Назовите зоны отложений морских осадков и схему рельефа дна Мирового океана.
5. Как формируются устьевые бары?
6. Какие полезные ископаемые могут быть приурочены к фации пляжа?
7. Как формируются вдольбереговые бары?
8. Чем отличается подводный вал от вдольберегового бара?
9. Как изменяется структура песчаного тела в трансгрессивных и регрессивных вдольбереговых барах?
10. Какие аккумулятивные песчаные тела формируются при изрезанном характере береговой линии?
11. Как формируются барьерные острова?
12. Какие особенности имеют песчаные тела фации барьеров?
13. Как формируются забаровые лагуны?
14. Чем отличаются песчаные тела промоин разрывных течений и головных частей размывных течений?
15. Назовите главные факторы осадконакопления в мелководной части шельфа.
16. От чего зависит морфология песчаных тел в обстановке мелководного шельфа?
17. При каких условиях образуются органогенные постройки?
18. Дайте определение понятиям: «биостром», «биогерм», «риф».
19. Чем обусловлена зональность рифовых массивов?
20. Назовите основные генетические признаки рифовых массивов.
21. Назовите основные типы рифовых массивов.
22. Каковы основные факторы осадконакопления в условиях глубоководного шельфа?
23. Какие осадки накапливаются в условиях глубоководного шельфа?
24. Назовите характерные особенности осадконакопления в батальной и абиссальной зонах.

8. Переходная обстановка осадконакопления

План

1. Дельтовый комплекс фаций
2. Лагунные и лиманные фации

Дельтовый комплекс фаций

Река, впадая в водный бассейн, образует дельту или эстуарий (рис. 8.1) – однорукавный устьевой участок реки, глубоко вдающийся в пределы суши в виде узкого залива. Эстуарии образуются в тех участках земной коры, которые испытывают или испытали в недалеком прошлом прогибание. В этом случае долина реки оказывается отчасти затопленной водой и река соединяется с конечным водоёмом стока узким заливом – эстуарием.

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. 8.1. Морской берег с устьями рек разного типа

Схематически формирование дельты представляется следующим образом (рис. 8.2). 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.

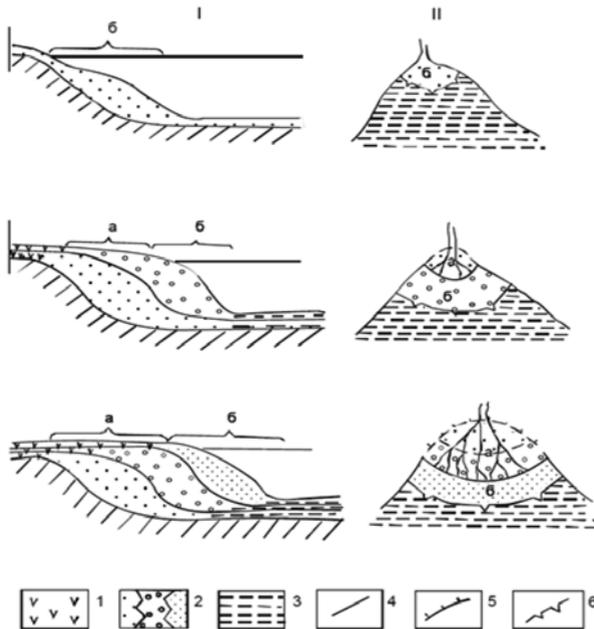


Рис. 8.2. Принципиальная схема формирования дельты при стабильном уровне моря в разрезе (I) и в плане (II).

Отложения: 1 – континентальные; 2 – дельтовые разных стадий; 3 – морские; 4 – береговая линия; 5 – внутренние континентальные; 6 – внешние морские (а – надводная часть дельты; б – подводная часть дельты)

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. 8.3).



Рис. 8.3. Развитие дельты

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. 8.4).

Река в устье течет по собственным наносам и разветвляется на рукава и протоки. Тип и размеры дельт определяются главным образом тектоническими движениями в приустьевой области, соотношением твердого стока реки и волновым режимом моря, а также рядом дру-

гих факторов. Различное сочетание этих факторов приводит к многообразным формам дельт. Различаются дельты выполнения, выдвинутые, лопастные, клювовидные, сложные, бухтовые (рис. 8.5).



Рис. 8.4. Строение края дельты

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.

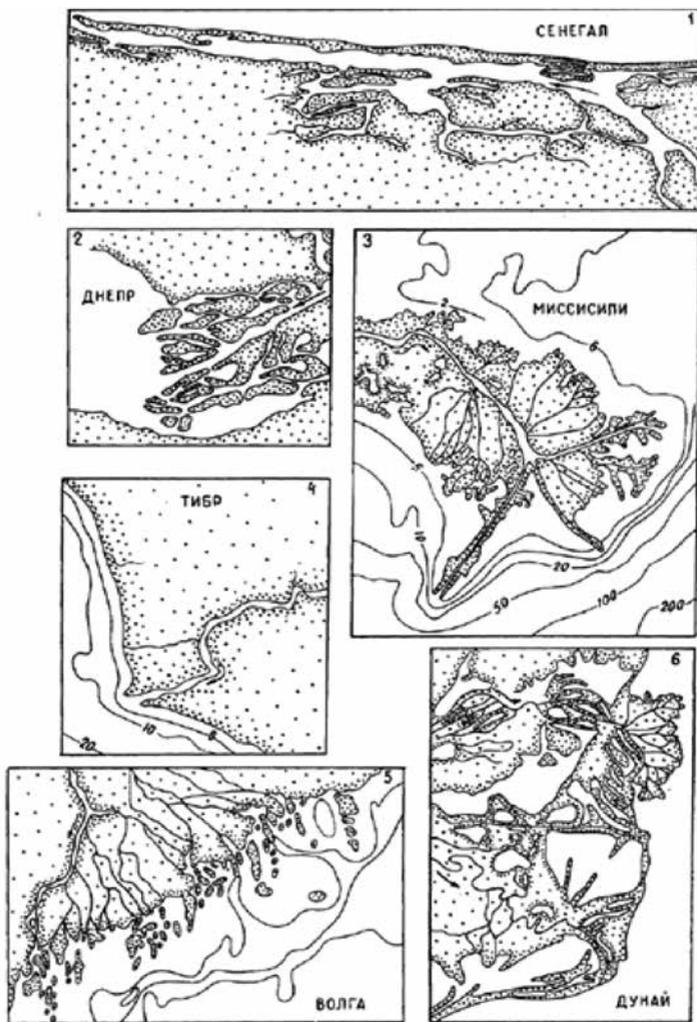


Рис. 8.5. Некоторые типы дельт:

- 1 – бухтовая или блокированная; 2 – крупнорукавная; 3 – лопастная;
4 – клювовидная; 5 – выдвинутая; 6 – выполненная

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 Мангышлак.

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. 8.6, 8.7).

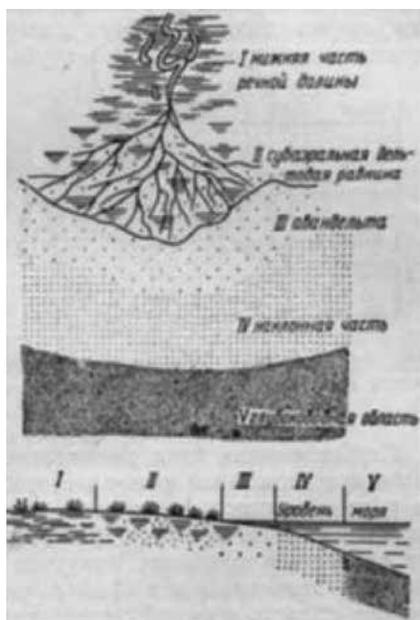


Рис. 8.6. Общая схема зональности дельтового комплекса в плане и разрезе

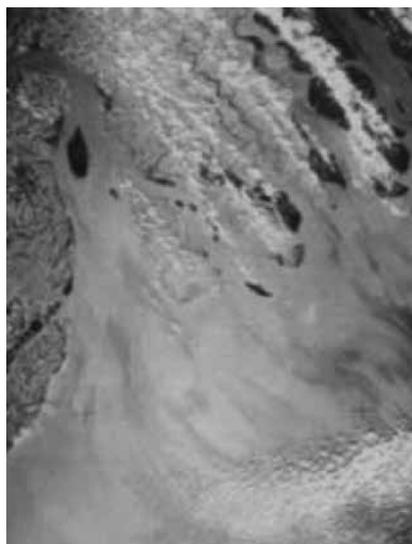


Рис. 8.7. Современная дельта реки Ганг

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 проток, 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.

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, слабобетонированными, 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.

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 палеодельты.

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.

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 ко-сосоистыми 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.

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.

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. Нарращивание 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 слаборазвитых положительных аномалий ПС.

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 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 к 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 аренной торфо-накопления. 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 сапротелевый характер.

Вывод

Дельта – это область отложения выносимых рекой осадков, она расположена в ее устье при впадении реки в море (или озеро).

Лагуны обычно соединяются с морем мелководными проливами или отчленяются от него аккумулятивными формами, вследствие чего соленость, органический мир и характер осадков в них становятся более автономными.

Лиманы образуются при затоплении морем устьевых частей речных долин (эстуариев).

Вопросы для самопроверки

1. Дайте определение понятию «дельта».
2. Назовите главные факторы формирования дельты.
3. Как формируется дельта?
4. Назовите основные палеогеографические зоны дельтового комплекса.
5. В чем особенности строения песчаных отложений надводной части дельты?
6. Какие песчаные тела формируются в пределах подводной равнины дельтового комплекса?
7. В чем различие песчаных тел надводной и подводной частей дельтового комплекса?
8. Как формируется подводный склон дельтового комплекса?
9. Какие образования дельтового комплекса образуют породы – коллекторы?
10. Дайте определение понятиям: «залив», «лагуна», «лиман».
11. Какое влияние оказывает климат на осадкообразование в заливах, лагунах и лиманах?

9. Осадочные фации, благоприятные для формирования нефте- и газоматеринских отложений, пород-коллекторов, флюидоупоров и накопления органического вещества

План

1. Фации, благоприятные для формирования нефте- и газоматеринских отложений, пород-коллекторов, флюидоупоров.
2. Фации, благоприятные для накопления органического вещества.

Фации, благоприятные для формирования нефте- и газоматеринских отложений, пород-коллекторов, флюидоупоров

В осадочных породах коллекторами являются главным образом песчаные, алевроитовые породы, известняки, доломиты и переходные между ними разновидности. Следовательно, для формирования коллекторского тела, внутри которого может происходить миграция и перераспределение флюидов, необходимы условия, благоприятные для формирования отмеченных осадочных горных пород.

Для формирования песчаных и алевроитовых пород благоприятны фации прибрежно-морские мелкого шельфа, дельтовые, русловые (равнинных рек), пустынь. Для формирования известняковых пород-коллекторов наиболее благоприятны фации шельфа и древних, относительно мелководных эпиконтинентальных морей в областях с теплым климатом, с благоприятными условиями для развития фауны и флоры. Для формирования доломитовых пластов (по крайней мере, в фанерозое), благоприятны фации засоленных лагун в областях с жарким, засушливым климатом.

Для формирования флюидоупоров нужны иные фациальные обстановки. В качестве флюидоупоров чаще всего выступают глинистые породы, каменная соль, ангидриты. Исходя из этого благоприятны во всех случаях водная среда, равнинный рельеф, стабильный тектонический режим в течение продолжительного времени, высокая скорость осадконакопления.

Для формирования глинистых флюидоупоров благоприятны фации шельфа. В случае пенеценизации прилегающей суши это может быть мелкий шельф. В условиях сильно пересеченного рельефа суши для накопления глинистых отложений более благоприятен глубокий шельф (глубины более 70 м). Глинистые флюидоупоры могут также образовываться во внутриконтинентальных морях и крупных озерах (типа Каспийского моря). Менее благоприятны дельтовые фации из-за большей примеси в глинистых отложениях обломочного материала, литологического замещения их алевритовыми и песчаными образованиями, линзовидной формой геологических тел. Соляные и сульфатные флюидоупоры формируются в крупных озерах или мелководных внутриконтинентальных морях (типа кунгурского в Волго-Уральской провинции), в обстановках аридного климата.

Таким образом, для формирования природного резервуара обстановка осадконакопления в бассейне седиментации должна, по крайней мере, трижды меняться – первоначально она должна благоприятствовать формированию породы-флюидоупора, затем породы-коллекторы и снова породы-флюидоупоры. Такое чередование типов пород может быть обусловлено глобальными изменениями геологических обстановок. В этом случае природные резервуары распространены регионально, охватывают сотни тысяч квадратных километров. Помимо этого природные резервуары могут образовываться и при местном изменении обстановок осадконакопления или при периодической миграции фаций. В этих случаях в одном и том же пункте попеременно откладываются породы-флюидоупоры – породы-коллекторы – породы-флюидоупоры. Природные резервуары при этом имеют ограниченное распространение по площади. Большинство литологически ограниченных природных резервуаров имеют именно такой генезис.

Рассматривая условия, благоприятствующие формированию природных резервуаров, полезно напомнить, что основные запасы нефти и газа на нашей планете приурочены к небольшому числу месторождений-гигантов с извлекаемыми запасами нефти более 1500 млн т или газа – более 750 млрд м³. Лишь в 8 крупнейших месторождениях мира содержится свыше 50 % всех доказанных запасов нефти капиталистических и развивающихся стран (Кувейт, Саудовская Ара-

вия, Алжир и др.). Не обсуждая все причины, благоприятствующие формированию крупных и гигантских месторождений нефти и газа, рассмотрим лишь литологические аспекты проблемы.

Необходимые условия для формирования месторождений-гигантов – наличие ловушки и источника углеводородов. Большинство ловушек известных к настоящему времени гигантских месторождений сформировалось под действием тектонических факторов, которые, однако, проявляются эффективно только при наличии соответствующего литологического обеспечения. Геологическое тело, представляющее вместилище углеводородов в ловушке, должно обладать большой емкостью. Образование последней возможно, по крайней мере, при одном из трех условий: большой мощности, широком распространении или высокой пористости пород. Возможно также сочетание всех этих условий. Емкость должна быть ограничена в пространстве, поэтому следующее условие – наличие надежных экранирующих толщ, не позволяющих углеводородам мигрировать из ловушки. Такое литологическое обеспечение возникает в разных седиментационных обстановках.

Образованию коллектора большой мощности способствует большая скорость осадконакопления и стабильность физико-географической обстановки в течение длительного времени. Большая площадь распространения пород-коллекторов обеспечивается сходством фациальной обстановки на значительной территории, благоприятной для формирования песчано-алевритовых или карбонатных геологических тел (основных коллекторов нефти и газа). Пористость пород-коллекторов, отражающаяся на емкости ловушки, также связана с литологическими процессами – седиментогенными и катагенными. Естественно, чем выше пористость коллектора, тем больше емкость ловушки при прочих равных условиях.

Непременный признак надежности экранирующего тела, помимо соответствующих свойств пород, – отсутствие проницаемых окон и широкая распространенность, обеспечивающая надежное перекрытие коллекторского тела ловушки и нефтегазоматеринских толщ.

С литологических позиций наиболее благоприятные физико-географические условия, обеспечивающие создание фундамента для формирования крупных и гигантских природных резервуаров и ан-

тиклинальных ловушек нефти и газа существуют в областях шельфа, в эпиконтинентальных морях платформенных областей. Именно здесь, в условиях равнинного рельефа в результате смены физико-географической обстановки, на большой площади накапливаются толщи осадков, из которых впоследствии формируются породы-коллекторы и породы-экраны. Если складкообразование произойдет до погружения пород на большие глубины и до проявления стресса, то в образовавшихся ловушках породы-коллекторы могут сохранять высокую пористость. Благоприятны для формирования крупных и гигантских ловушек нефти и газа значительные по площади рифовые массивы, имеющие высоту до 800–1000 м. Крупные ловушки и месторождения газа известны и в континентальных образованиях – озерных и эоловых (дюны).

Несомненно, что существует немало крупных ловушек неантиклинального типа – литологических и литолого-стратиграфических, с которыми связаны гигантские месторождения нефти и газа, однако в связи со сложностью их поисков пока известны лишь единичные находки.

Фации, благоприятные для накопления органического вещества

Наличие ловушек обязательное, но недостаточное условие для формирования гигантских месторождений. Необходимы углеводороды и пути для их миграции в ловушки. Следовательно, для образования гигантских скоплений углеводородов необходима – как исходное условие – обстановка, благоприятная для бурного развития фауны и флоры, накопления и сохранения значительных количеств органического вещества в осадочных образованиях с последующим преобразованием его в углеводороды. Органическое вещество, накапливаясь в определенных фациальных обстановках, во многом определяет характер этих обстановок.

В фанерозойских породах осадочной оболочки Земли органическое вещество находится в двух основных формах. С одной стороны, это сапропелевая (жировая) органика, образующаяся при захоронении и фоссилизации фитопланктона и животных организмов, наиболее богатая восстановленными битумоидами, маслами и углеводами, но бедная кислыми компонентами. С другой – гумусовая органика, образующаяся

яся при разложении остатков высшей растительности и характеризующаяся значительно более кислым составом и существенно меньшим содержанием битумоидов и их меньшей восстановленностью.

Большая часть органического материала находится в рассеянной форме, однако значительные количества его встречаются и в концентрированном виде. Гумусовая органика образует торф и уголь, сапропелевая – «битуминозные толщи».

Именно сапропелевое органическое вещество – основной исходный продукт для такой концентрированной формы нахождения органического углерода, как нефть.

Основная область накопления гумусовой органики в виде углей (первоначально торфа) и углистых включений – континентальные и переходные к морским фации. Пластовые накопления торфа образуются в пресноводных или очень слабо осолоненных внутриконтинентальных лимнических фациях, а также пресноводных и солоновато-водных прибрежно-морских озерах и болотах, формирующихся из зарастающих лагун, лиманов на дельтовых низинах.

Большое количество растительного детрита различного размера, который затем углефицируется, захороняется в аллювиальных, особенно старичных и пойменных, фациях, а также в наземно-дельтовых и авандельтовых обстановках. Таким образом, наиболее концентрированные формы накопления гумусового органического вещества связаны с обстановками с очень спокойной гидродинамикой (лимническими), а менее концентрированные – с условиями достаточно активной динамики в пределах континентальных и переходных к морским фаций.

Учитывая последние достижения в области генезиса углеводородных газов, геологи-нефтяники выделяют и внимательно изучают и те фации, в которых накапливаются торфяники и растительный дендрит. Дело в том, что в процессе катагенеза по мере превращения торфа и растительного детрита в бурый, а затем в каменный уголь разных стадий углефикации и, наконец, в антрацит, происходит образование и выделение больших масс углеводородных газов, главным образом метана, который может образовывать важные промышленные месторождения.

В противоположность гумусовому, сапропелевое органическое вещество накапливается в основном в морских обстановках. Известны случаи, и они достаточно часты, когда обогащенные сапропелевым материалом осадки формируются в озерах и лагунах, но размеры таких образований и время их существования сравнительно невелики и общие объемы весьма незначительны. Однако далеко не все морские фации благоприятны для формирования осадков, содержащих органическое вещество в повышенных относительно кларка количествах. Для этого необходимо, во-первых, достаточно интенсивное развитие организмов и, во-вторых, наличие условий его захоронения и фоссилизации.

Захоронение органического вещества в осадке определяется не только его количеством, но и обстановкой седиментации и диагенеза. Если в прибрежных мелководных, хорошо аэрируемых зонах оно в значительной степени разрушается и потребляется донными организмами, то в относительно глубоководных, спокойных и слабо аэрируемых, а следовательно, с дефицитом кислорода и малой плотностью бентоса, напротив, сохраняется и фоссилизуется. Именно поэтому многие морские нефтегенерирующие толщи формировались в морском бассейне теплой климатической зоны на значительной (в несколько сотен метров) глубине.

Спокойные условия седиментации, отсутствие волнений и взмучивания в относительно небольших по размерам котловинных водоемах обуславливают и определенную литологическую и палеонтологическую специфику отложений – их тонкозернистую структуру, глинистый, карбонатно-глинистый, кремнисто-карбонатно-глинистый состав, тонкую правильную слоистость, темный цвет, наличие остатков преимущественно планктонных организмов.

Рассмотренные условия накопления органического вещества объясняют глобальные закономерности размещения органического вещества в Мировом океане, концентрации которого повышены в затишных прибрежных обстановках и в спокойных условиях континентальных подножий, т. е. именно в тех зонах, где органический материал интенсивно продуцировался и надежно захоронялся.

Таким образом, для формирования гигантских месторождений нефти и газа необходимы мощные нефтегазопроизводящие толщи (которые одновременно могут быть и экранирующими). Если по-

следние находятся на значительном удалении от ловушки и в ее направлении отсутствуют пути миграции флюидов, то потенциальные возможности образования гигантских месторождений углеводородов могут не реализоваться.

Облик и качество природных резервуаров нередко в значительной мере определяются вторичными преобразованиями. Процессы катагенеза и гипергенеза могут существенно изменить форму и размер природных резервуаров, наполненных природными водами. На больших глубинах чаще всего происходит уплотнение пород, выделение минеральных образований в поровом пространстве и трещинах. В связи с этим на больших глубинах чаще всего можно ожидать уменьшения размера и мощности природного резервуара. В зоне гипергенеза, близ поверхности, создаются благоприятные условия для растворения ряда природных соединений (в частности, карбонатов), что может привести к увеличению размера и емкости природного резервуара.

В случае заполнения природного резервуара углеводородами, вторичные процессы идут иначе. Растворение природных соединений и минеральное новообразование – процессы электролитические. Они происходят на стадии катагенеза при активном участии воды и растворенных в ней химически активных компонентов. Углеводороды (нефть, конденсат) относятся к диэлектрикам, поэтому, находясь в поровом пространстве пород и трещинах, они препятствуют течению катагенетических процессов. Это явление может быть использовано для ориентировочного определения времени поступления нефти в коллектор и времени формирования залежи.

Вывод

В осадочных породах коллекторами являются главным образом песчаные, алевритовые породы, известняки, доломиты и переходные между ними разновидности. Для формирования песчаных и алевритовых пород благоприятны фации прибрежно-морские мелкого шельфа, дельтовые, русловые (равнинных рек), пустынь. Для формирования флюидоупоров нужны иные фациальные обстановки. В качестве флюидоупоров чаще всего выступают глинистые породы, каменная соль, ангидриты.

Вопросы для самопроверки

1. Дайте определения понятий «фация» и «генетический тип». Равнозначны ли эти понятия?
2. Что характеризуют физико-химические условия среды осадконакопления?
3. Охарактеризуйте особенности морского континентального и других типов осадконакопления.
4. В каких обстановках формируются породы-коллекторы и породы флюидоупоры?
5. Какие фации благоприятны для накопления органического вещества?

10. Основные методы фациального анализа

План

1. Принципы фациального анализа.
2. Основные методы фациального анализа.

Принципы фациального анализа

При выделении и характеристике фаций (фациальном анализе) стоит задача восстановления физико-географических особенностей среды района в течение определенного времени и установления их отличий от условий, существовавших в то же время на соседних участках. Поскольку фации представляют собой единство сути явления и форм его проявления, то изучение последних, т. е. характера отложений, позволяет восстанавливать и суть – условия и обстановки осадконакопления.

Так как понятие фации включает обстановки и их отличия от смежных обстановок, это предопределяет необходимость изучения внутренних свойств объекта (литологии и геохимии отложений, содержащихся в них остатков фауны и флоры) и его внешних связей (характера изменчивости).

Все реконструкции так или иначе опираются на знание современных обстановок осадконакопления. Так, выделение комплекса речных фаций будет основываться на особенностях строения, условиях образования и закономерностях развития современных рек и их отложений.

При этом нельзя все современные условия механически переносить на древние эпохи, т. е. полностью абсолютизировать принцип актуализма – необходимо учитывать общую эволюцию Земли и геологических процессов. Относительно постоянными в истории Земли были процессы механического переноса и отложения осадков по законам механической осадочной дифференциации – для транспортировки крупных обломков всегда необходима большая энергия, чем для переноса более мелких; степень отсортированности кластической части зависит от транспортирующей среды (водной или воздушной), стабильности ее энергетического потенциала и т. д. Вместе с тем даже в этих относительно простых случаях при постоянстве

механизмов осаднения эволюция физико-географических обстановок земной поверхности обуславливала изменение характера фациального облика некоторых терригенных отложений. Так, прогрессирующий во времени рост высоты горных сооружений от байкальской складчатости к альпийской обусловил формирование и все более крупногалечных конгломератов.

Что касается геохимических обстановок, состава фауны и флоры, определяющих условия и характер отложения хемогенных, биохемогенных и органогенных пород, то они существенно менялись.

Однако, при фациальном анализе все же необходимо постоянно сопоставлять и сравнивать древние осадки и обстановки с современными осадками и обстановками, что является одним из методов и одной из основ фациального анализа. Более того, выявление эволюции и определение ее закономерностей возможно при историческом рассмотрении фаций и являются одним из итогов фациального анализа.

Для современной литологии характерно применение точных методов изучения пород, дающих возможность их количественной характеристики, в частности, с помощью математической статистики.

Методы фациального анализа можно подразделить на две большие группы: полевые и лабораторные. Это деление условно, так как большинство методов требует и полевой, и камеральной обработки. Обе группы методов взаимно дополняют друг друга. Успех литологической работы зависит от тщательности полевых наблюдений, подкрепленных основательным последующим лабораторным исследованием.

Исследователь должен помнить, что центр литологической работы находится в поле, а все последующие лабораторные работы лишь дополняют и уточняют полевые наблюдения над осадочными породами. Полевыми методами фиксируются прежде всего признаки, обусловленные особенностями отложения (мощности, фациальный характер замещения породы, типы слоистости, ориентировка галек, характер органических остатков и многие другие признаки отражают особенности эпохи отложения исследуемой толщи. Ряд признаков осадочных пород определяется теми стадиями, которые предшествуют выпадению осадков. К числу таких признаков относится, например, минералогический состав обломочных зерен, определяемый

особенностями пород области сноса, характером выветривания и длительностью переотложения осадочного материала до его окончательного захоронения.

Большинство первичных признаков, приобретенных во время отложения, (седиментогенез) фиксируется в процессе полевого изучения пород, а большинство унаследованных, связанных с предшествующей историей осадочного материала, и вторичных, возникших в процессе эпигенеза [катагенеза], – во время последующего лабораторного исследования.

Таким образом, для фациального анализа необходимо комплексное использование материалов исследования, которое включает:

- литологическое и геохимическое изучение осадочных пород: их вещественного состава, структурных и текстурных особенностей, прежде всего тех, которые имеют генетическое значение (литофациальный анализ);
- изучение остатков древних организмов и следов жизнедеятельности с целью восстановления условий обитания и захоронения;
- установление и интерпретация изменчивости разновозрастных отложений – смены в пространстве их состава, структуры, текстуры, остатков фауны и флоры, следов жизнедеятельности и т. д.;
- изучение формы осадочных тел, их строения и взаимоотношения с разновозрастными геологическими телами, а также подстилающими и покрывающими отложениями.

Фациальное исследование должно осветить следующие особенности истории образования древних осадков:

- 1) характер среды отложения, (отложение в воде или в воздухе);
- 2) ее физико-химические свойства;
- 3) характер движения (колебательный или поступательный);
- 4) направление и скорость движения (т. е. направление приноса осадочного материала);
- 5) наличие перерывов в накоплении данных пород;
- 6) глубину отложения (морских осадков);
- 7) рельеф области отложения;
- 8) состав пород, слагающих область сноса и ее рельеф;

- 9) климатические особенности эпохи образования осадков;
- 10) тектонический режим в эпоху формирования данных осадочных пород;
- 11) особенности окаменения;
- 12) особенности выветривания;
- 13) в немых толщах на основании изучения литологических особенностей можно произвести стратиграфическое сопоставление данной породы с другими отложениями.

Особое внимание должно быть уделено поискам полезных ископаемых. Углубленное фациальное исследование и синтез всех литологических наблюдений позволяет давать прогнозы в отношении наличия полезных, ископаемых в данном комплексе осадочных пород.

Данные, получаемые при фациальном анализе, дают также возможность оценить осадочные породы как объект для различных инженерно-геологических и строительных работ; в большинстве случаев, однако, для этого необходимо дополнительное изучение пород.

Основные методы фациального анализа

Для установления условий образования осадочных пород и наличия в них полезных ископаемых необходимо применение следующих полевых и лабораторных методов:

Полевые методы

1. Изучение формы осадочных тел и соотношения их с окружающими породами.
2. Изучение характера изменений данных пород в пределах площади распространения.
3. Выявление ритмичности строения осадочных пород.
4. Исследование мощности данных толщ и ее изменения.
5. Предварительное определение состава и цвета, породы и изучение ее текстурных особенностей. Сюда относится исследование: пластовых поверхностей, слоистости, ориентировки галек, конкреций и т. д.
6. Изучение органических остатков (палеоэкологические наблюдения).

Лабораторные методы

1. Изучение гранулометрического состава пород.
2. Изучение минералогического и химического состава пород, в том числе состава поглощенного комплекса тонкодисперсных отложений.
3. Изучение структурных и микротектурных особенностей пород (включая пористость и распределение окраски).
4. Исследование формы и поверхности обломочных зерен.
5. Изучение органических остатков (с палеоэкологической и палео-географической точек зрения).

Вывод

При выделении и характеристике фаций (фациальном анализе) стоит задача восстановления физико-географических особенностей среды района в течение определенного времени и установления их отличий от условий, существовавших в то же время на соседних участках.

Для установления условий образования осадочных пород и наличия в них полезных ископаемых необходимо применение полевых и лабораторных методов.

Вопросы для самопроверки

1. Дайте определения понятия «фациальный анализ».
2. Сформулируйте основные принципы фациального анализа.
3. Перечислите методы фациального анализа.
4. По каким литологическим признакам определяются и каким образом можно определить условия образования осадочных пород (характер движения и скорость движения, физико-химические свойства среды осадконакопления и т. д.?)

11. Фации и тектоника

Связь фаций с тектоническими движениями

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.

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 водоёмов, 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 состоянии 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 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 осадения 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 сферу 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. Изучению цикличности применительно к целям поисков скоплений нефти и газа посвящены работы Ю. Н. Карогодина. 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; непре-

рывность (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. Карогодин 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 циклиты. 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. геохронологии. 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.

Вывод

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.

Колебательные движения вызывают трансгрессии и регрессии морских водоёмов и, следовательно, перемещение береговых линий. Вместе с изменением положения берега меняется состав осадка.

Тектонические движения оказывают огромное влияние на скорость накопления осадков и их мощность.

Тектонический режим в значительной степени определяет форму и размер осадочных тел.

Пласт – плитообразное тело осадочной породы, представляющее единицу подразделения разреза по вещественному составу (пласт глины, песчаника, известняка).

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.

Вопросы для самопроверки

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.

12. Осадочные формации

План

1. Общие понятия, определения.
2. Отличительные особенности строения формаций различных типов.

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 «формация», отражающих различный (палеогеографический, парагенетический, литолого-фациальный, геотектонический, фациально-циклический, литологический) подход к выделению и классификации формаций.

В определении, разработанном В. Е. Хаиным, объединяются два направления – палеогеографическое и палеотектоническое: «Формация (геоформация) – 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.

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.

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 таблице 12.1.

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, 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. Перспективы нефтегазоносности, связанные с формациями и субформациями, а также смена их в вертикальном разрезе по стадиям геотектонического цикла показаны в таблице 12.2. Приводятся характеристики формаций по геоструктурным зонам и приуроченные к ним скопления углеводородов.

Таблица 12.1

Отличительные особенности строения основных типов

| Формации | Характеристика | | | | | Литологические особенности |
|-------------------|--|--|--|--|--|---|
| | Скорость осадконакопления | Площадное распространение | Обстановка осадконакопления | Выдержанность литологического состава | Степень литификации | |
| Теснинтиньяльские | Значительная (десятки, первые сотни метров в млн. лет) | Полосовидное распространение при значительной протяженности и небольшой ширине | Преимущественно глубоководная обстановка осадконакопления в бассейнах нормальной солености | Литологическая выдержанность пачек по простиранию; резкая изменчивость вкrest простирания структур, сопровождаемая разрывом отдельных комплексов, наличием перерывов и несогласий между ними | Высокая степень катагенетических изменений вплоть до начального метаморфизма | Существенная роль водно-оползневых образований; небольшая роль грубообломочных пород; примесь вулканогенно-обломочного и пеплового материала; скудность остатков макрофауны |
| Переходных зон | Максимальная – сотни метров в млн. лет | Ограниченные площади распространения | Широкий диапазон фациально-географических обстановок как в областях осадконакопления, так и в областях сноса обломочного материала | Невыдержанность, пестрота литологического состава | Невысокая степень литификации, убывающая вверх по разрезу | Широкое распространение грубообломочных пород; полимиктовый состав, плохая сортировка терригенного материала; много продуктов наземных вулканических извержений |
| Платформенные | Низкая – метры, первые десятки метров в млн. лет | Плащеобразная (плитообразная) форма залегания при неогрошлой мощности | Преобладают континентальные, лагунные, морские мелководные и прибрежные фации. Глубина бассейна 10–50–100 м | Пестрота литологического состава для континентальных фаций; выдержанность пачек и пластов для морских фаций | Низкая степень литификации даже для древних отложений | Хор. сортировка материала, преимущественно кварцевый состав терригенных пород для внутр. частей; полимиктовый состав и увеличение сортировки на окраинах; незначительная роль грубообломочных пород |

Ряды формаций геоструктурных зон

| Статус | Геоструктурные зоны | | | | | | Платформы | |
|----------|--|----------------------------|---------------------------|--|--|-------------------------------------|---|--|
| | Геосинклинали | | | Переходные зоны | | | Формации | Субформации |
| | Формации | Субформации | Прогноз нефтегазоносности | Формации | Субформации | Прогноз нефтегазоносности | | |
| Защитная | Эффузивно-осадочная (интрузивно-вулканогенная) | Не выделяются | Верхняя молассовая | Соленосная Углистая Терригенная | Бесперспективная Бесперспективная Может быть газодонной | Красноцветная | Не выделяются | Бесперспективная |
| | | Лагуниная | Нижняя молассовая | Лагуниная соленосная Параличская угленосная Ракушечниковая | Соли могут быть флюидоупором для карбонатного и терригенного флиша | Морская ретресивная терригенная | Лагуниная соленосная | Бесперспективная |
| Поздняя | Флишевая | Туфогенная | Карбонатная | Морская терригенная Рифогенная | Может быть нефтегазодонной Может быть нефтегазодонной | Песчано-глинистая | Песчано-глинистая | Часто газодонная |
| | | Карбонатная Терригенная | Карбонатная | Битуминозная глинисто-карбонатная | Бесперспективная Может быть нефтегазодонной Может быть нефтегазодонной | Карбонатная | Гипс-доломитовая Рифогенная Битуминозная карбонатно-глинистая | Бесперспективная Часто нефтегазодонная Нефтемагнеринская толща |
| Ранняя | Слинтито-ригофировая | Сланцевая (аспидная) | Карбонатно-кремнистая | Глинисто-кремнистая сланцевая | Бесперспективная | Морская трансгрессивная терригенная | Песчано-карбонатная | Часто нефтегазодонная |
| | | Кремнисто-вулканогенная | Карбонатно-глинистая | Карбонатно-глинистая | Бесперспективная | Бесперспективная | Песчано-глинистая | Часто нефтегазодонная |

Вывод

Формация (геоформация) – 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.

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).

Вопросы для самопроверки

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.

13. Осадочные формации и нефтегазоносность

План

1. Нефтегазоносность геосинклинальных формаций.
2. Нефтегазоносность формаций переходных зон.
3. Нефтегазоносность платформенных формаций.

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. 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 обстановки 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 ча-

сто отмечаются полиминеральные разновидности: аркозы, грауваки, полиминеральные аргиллиты. Они содержат большое количество угольных пластов небольшой мощности. Угли представлены высоко-метаморфизованными 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.

Нефтегазоносность формаций переходных зон

Формации переходных зон образуются в результате горообразовательных процессов. По строению и составу они являются переходными от геосинклинальных формаций к платформенным. В зависимости от интенсивности тектонических движений они могут приобретать черты сходства то с геосинклинальными, то с платформенными признаками. Главная характерная черта орогенных толщ – чрезвычайная их неоднородность, являющаяся результатом горообразовательных процессов на этой завершающей стадии геотектонического цикла.

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 известняками, 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 отсутству-

ет. Наиболее характерной особенностью глинисто-карбонатной субформации является обогащенность ее органическим веществом. Оно придает породам темноцветную окраску. Среднее содержание Сорг. 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 разрезе составляет 10–15 %, а концентрация Сорг. в последних увеличивается до 15 %. Органическое вещество отличается высокой степенью битуминизации. В составе толщи концентрируются огромные массы рассеянных углеводородов. Все эти данные позволяют считать доминанковые 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.

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.

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.

Нижняя молассовая формация является важнейшим нефтегазодонным 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 известковистые, с характерной крупной косою 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 примыкающие к горным системам, близ которых развиты конгломераты, замещающиеся по мере удаления от гор песчаниками, а затем глинами, мергелями, иногда известняками с фауной. Песчаники полимиктовые, разнотекстурные, 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 паралическая угленосная субформация – песчаники, глины, угли с подчиненными прослоями известняков. При ослаблении сноса обломочного материала образуется ракушечниковая 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. Характер развития бассей-

на приводил к возникновению угленосных толщ в гумидном климате и соленосных – в аридном. С последними может быть связано развитие красноцветных толщ, завершающих формационный ряд.

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 прослои 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 би-

тумоида составляет 0,25–1,3 %. 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 органическо-

го вещества как в рассеянной, так и в концентрированной (угли и углистые глины) форме. Отложения неравномерно обогащены углефицированным растительным детритом и содержат прослои, 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 прослои, обогащенные растительным детритом. В отложениях субформации, помимо пластов угля и углистых глин с содержанием органического углерода 20–50 % и более, распространены глины и глинистые алевриты озерного и аллювиального генезиса с содержанием Сорг. 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 алевролитами 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.

Вывод

Геосинклинальные формации: спилито-кератофировая, кремнисто-вулканогенная, сланцевая, флишевая, лагунная, соленосная, угленосная, эффузивно-осадочная.

Формации переходных зон: карбонатно-кремнистая сланцевая, битуминозная глинисто-карбонатная, рифогенная, нижняя молассовая, паралическая угленосная, верхняя молассовая.

Платформенные формации: морская трансгрессивная терригенная, карбонатная, битуминозная карбонатно-глинистая, рифогенная, гипс-доломитовая, морская регрессивная терригенная, песчано-глинистая угленосная, лагунная соленосная, красноцветная.

Вопросы для самопроверки

1. Опишите строение рифогенной субформации переходной структурной зоны.
2. К каким субформациям приурочены нефтегазоносные комплексы переходной структурной зоны?

3. В чём особенности строения карбонатных субформаций платформенной структурной зоны?
4. Опишите строение рифогенных субформаций платформенной структурной зоны.
5. Опишите условия терригенных субформаций платформенной структурной зоны.
6. Опишите характер распространения и содержания органического вещества в породах битуминозной субформации платформенной структурной зоны.

14. Литология природных резервуаров. Породы-коллекторы

План

1. Коллекторские свойства горных пород.
2. Характеристика пород-коллекторов.

Коллекторские свойства горных пород

Породы, содержащие жидкие или газообразные флюиды и отдающие их при разработке, называют коллекторами. Они могут быть различными по генезису: осадочные, магматические и метаморфические. Способности пород вмещать и отдавать при разработке нефть, газ и воду неодинаковы.

Основные признаки, характеризующие качество пород-коллекторов: пористость, плотность, проницаемость и насыщенность пор флюидами. Совокупность этих признаков, охарактеризованных количественно, определяет коллекторские свойства породы в целом. Коллекторские свойства осадочных пород зависят от литологических признаков, физико-химических и геологических факторов.

Пористость. Вследствие неплотного прилегания минеральных частиц друг к другу существуют поры-пространства, заполненные газообразными или жидкими флюидами.

Различают три вида пористости: полную (общую, абсолютную или физическую), открытую и эффективную.

По генезису различают поры:

- первичные, возникшие на стадии формирования горной породы;
- вторичные, образовавшиеся в стадию. Трещины образуются при литологических превращениях пород, а также в хрупких породах при разрядке тектонических напряжений и вследствие естественного гидроразрыва.

Трещины бывают открытые (зияющие) и закрытые, за счет механического смыкания или заполнения пустотного пространства вторичными минеральными образованиями. Если вдоль трещин не происходит смещения пород или оно незначительно, то такие системы принято называть трещиноватостью.

Каверны представляют собой поры, образовавшиеся в результате растворения составных частей хемогенных или биогенных пород или же разложения соединений, неустойчивых в конкретной термобарической обстановке.

Поровое пространство имеет различную форму. В обломочных породах оно часто изометрической, многоугольной или округлой формы. Трещины обычно щелевидной формы, а каверны – неправильной. Размер порового пространства варьирует в широких пределах – от долей микрометра до десятков метров. Часто в породах поровое пространство сформировано двумя или большим количеством видов пор, в этом случае его называют сложным или смешанным.

Плотность породы. Плотностью породы называется отношение массы породы в естественном состоянии (вместе с жидкостями и газами, находящимися в поровом пространстве) к ее объему.

Плотность всех осадочных пород с увеличением глубины их погружения в целом возрастает, повышается и степень уплотнения, однако в неодинаковом темпе для различных литологических типов пород.

Проницаемость. Под проницаемостью понимают способность горной породы пропускать сквозь себя жидкость или газ. Величину проницаемости выражают через коэффициент проницаемости k_{ap} . Единицей проницаемости в СИ принят $1 \cdot 10^{-12} \text{ м}^2$, который соответствует 0,981 Д (дарси) – внесистемной единице, применяемой в промышленности.

Различают абсолютную, эффективную и относительную проницаемость.

В практике поисковых работ и при разработке нефтяных и газовых месторождений обычно используют абсолютную проницаемость, которую чаще всего определяют посредством пропускания воздуха (или азота) через образцы горных пород.

Минимальные размеры поровых каналов, по которым осуществляется миграция жидкостей и газов, по данным А. А. Ханина (1973 г.), составляет 1–3 мкм. При наличии в породе пор различных размеров, фильтрация осуществляется по наиболее крупным из них (> 30 мкм).

Глины и аргиллиты, с размером пор и поровых каналов менее 1 мкм как коллекторы практического интереса не представляют.

Определяют проницаемость пород в специально подготовленных образцах цилиндрической формы на приборах (УИПК-1, УИПК-1М).

Трещинную проницаемость можно определить в шлифах больших размеров площадью 15–20 см² под микроскопом.

Водонасыщенность. Под водонасыщенностью понимают степень заполнения порового (пустотного) пространства водой. Ее выражают в долях единицы или (чаще) в процентах.

По взаимоотношению с породой различают воду свободную и связанную. Свободная вода способна перемещаться в поровом пространстве и по трещинам под действием силы тяжести или вследствие перепада давления. В процессе формирования скоплений нефти и газа в ловушках природных резервуаров свободная вода в значительной своей части вытесняется из горных пород. Связанная вода остается в породе. По своей природе она может быть физически и химически связанной. Физически связанная вода – вода, зафиксированная в породе за счет проявления молекулярных сил или сорбции (пленочная, уголков пор, субкапиллярная и др.). Химически связанная вода – это конституционная (в гипсе $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) и кристаллизационная (в малахите $\text{Cu}_2(\text{CO}_3)(\text{OH})_2$).

В процессе формирования залежей углеводородов в породе остается вся физически связанная и часть свободной воды, которая представляет наибольший интерес с точки зрения влияния на коллекторские свойства пород. Связанная вода удерживается капиллярными силами в тонких капиллярах и местах контакта минеральных зерен породы. Эти неподвижные, оставшиеся в породе виды воды называют остаточной водой, а само явление – остаточной водонасыщенностью.

Содержание остаточной воды тем выше, чем дисперснее фрагменты, слагающие породу, выше удельная поверхность последней и мельче поры. Остаточная вода снижает полезную емкость горных пород и их коллекторские свойства в целом, в то же время она повышает экранирующие способности глинистых пород. Преобладающие размеры пленок воды 0,001–0,1 мкм. Поры мельче 0,002 мкм практически всегда заполнены неподвижной водой. Такой и меньший размер пор характерны, например, для хорошо отмученных глин, а также для алевритистых и песчаных глинистых пород достаточно сильно уплотненных ($k_g > 52 = 0,9$).

При подготовке исходных данных для подсчета запасов нефти и газа из величины средней пористости пород продуктивного пласта необходимо вычесть содержание остаточной воды.

Нефте- и газонасыщенность. Понятия нефте- и газонасыщенности дают представление о степени заполнения порового пространства породы этими компонентами.

Смачиваемость. Под смачиваемостью понимают способность тела смачиваться какой-либо жидкостью. В нефтегазовой геологии наибольший интерес вызывает смачиваемость минералов водой и нефтью. Минералы, хорошо смачиваемые водой, называют гидрофильными, несмачиваемые – гидрофобными. Гидрофильные минералы способствуют повышению доли остаточной воды.

По отношению к нефти также имеются смачиваемые и несмачиваемые минералы. Большинство породообразующих минералов по отношению к нефти – смачиваемые. Это одна из причин, понижающих нефтеотдачу продуктивных пластов.

Характеристика пород-коллекторов

Группа обломочных пород-коллекторов имеет весьма широкое распространение (песчаники, алевролиты и промежуточные разновидности пород). Изредка коллекторами в этой группе бывают и гравелиты.

Первичная седиментогенная межзерновая пористость, катагенная трещинная пористость и их сочетание обуславливают существование в обломочных породах трех основных типов коллекторов – порового, трещинного и смешанного (сложного).

Поровый тип коллектора свойственен песчаным и алевритовым породам, калькаренитам и изредка гравелитам. Поры межзерновые. Поровый тип коллектора весьма характерен для пород, залегающих на небольших и умеренных глубинах. На больших глубинах (> 4 км) такие коллекторы встречаются значительно реже.

Трещины в обломочных породах-коллекторах имеют различную природу: тектонические, литогенетические и естественного гидро-разрыва (или авторазрыва).

Трещинный тип коллектора по своей природе вторичный. В породе могут сочетаться все три разновидности трещин. Трещинные коллекторы формируются только в сильно уплотненных, хрупких

породах. Такие свойства обломочные (песчаные и алевритовые) породы приобретают в платформенных условиях на больших глубинах, а в геосинклинальных областях – в результате стресса или после пребывания на больших глубинах. Само формирование трещинных коллекторов после приобретения породами соответствующих свойств может происходить на различных глубинах в зависимости от тектонических условий.

Смешанный (сложный) тип коллектора в обломочных породах выделяется в случае совместного присутствия межзерновых и трещинных пор. Он может возникнуть в породах, некогда испытывавших стресс или погружение на большие глубины.

Группа карбонатных пород-коллекторов широко распространена в фанерозойских отложениях. Породы-коллекторы этой группы представлены известняками, доломитами и промежуточными разностями пород различной структуры, текстуры и генезиса. Здесь развиты межзерновые, межформенные, внутриформенные и трещинные поры.

Образованию трещин очень благоприятствует высокий темп уплотнения карбонатных пород, повышение их хрупкости с глубиной. Последнему способствует окремнение пород, обычно выражающееся в выделении аутигенного (катагенного) халцедона в поровом пространстве. Для существования трещинного коллектора необходимо, чтобы трещины оставались открытыми (зияющими), однако нередко наблюдаются трещины, заполненные каким-либо аутигенным минералом, обычно кальцитом, реже кремнеземом.

Трещины в карбонатных породах чаще всего связаны с разрядкой тектонических напряжений, которые могут повторяться неоднократно. Трещинный тип коллектора обладает небольшой емкостью, распространен в карбонатных породах различного генезиса, состава и структуры. Определяющий фактор возникновения трещинных коллекторов – степень хрупкости породы, ее способность к растрескиванию.

В смешанном, или сложном, типе коллектора могут быть совместно межзерновой, трещинный и каверновый виды порового пространства.

Группа глинистых пород-коллекторов у нас в стране стала известна относительно недавно. Дело в том, что глинистые породы не образуют традиционных поровых коллекторов, а на небольших и умеренных глубинах они достаточно пластичны и, следовательно, не дают открытых трещин.

В настоящее время залежи нефти и газа, связанные с глинистыми коллекторами известны во многих странах. Возникновение трещиноватости в глинистых породах обуславливается целым рядом факторов. Среди них – достаточная хрупкость пород либо за счет значительного погружения, либо за счет стресса, седиментогенного или катагенного окремнения, тонкого переслаивания глины с органическим веществом, наличия аномально высоких пластовых давлений, приводящих к авторазрыву пород по плоскостям седиментационной микрослоистости. Глинистые породы-коллекторы встречаются на умеренных глубинах, но большее развитие они получают на больших глубинах.

Группа магматических, метаморфических, осадочных, кремнистых и сульфатных пород, а также кора выветривания. Эти породы редко встречаются как коллекторы нефти и газа, поскольку магматические, метаморфические породы и кора их выветривания залегают обычно ниже нефтегазоматеринских толщ, и их коллекторские свойства, как правило, хуже чем у осадочных пород. Кремнистые и сульфатные породы также обладают невысокими первичными коллекторскими свойствами.

Поровый тип коллектора характерен для кор выветривания магматических и метаморфических пород. Трещинный тип коллектора образуют магматические, метаморфические породы (граниты, андезиты, сланцы и др.), кремнистые и сульфатные осадочные породы. Поскольку на малых глубинах эти породы достаточно пластичны (диатомиты, опоковидные силициты, гипсы и др.), для приобретения способности к растрескиванию (повышения хрупкости) они должны побывать на больших глубинах. Смешанный тип коллектора в рассматриваемой группе пользуется, как и предыдущие, малым развитием.

Вывод

Породы, содержащие жидкие или газообразные флюиды и отдающие их при разработке, называют коллекторами. Основные признаки, характеризующие качество пород-коллекторов: пористость, проницаемость, плотность и насыщенность пор флюидами. Коллекторские свойства осадочных пород зависят от литологических признаков, физико-химических и геологических факторов.

Поровый тип коллектора свойственен песчаным и алевроитовым породам, калькаренитам и изредка, гравелитам.

Трещинные коллекторы формируются только в сильно уплотненных, хрупких породах.

Смешанный (сложный) тип коллектора в обломочных породах выделяется в случае совместного присутствия межзерновых и трещинных пор.

Вопросы для самопроверки

1. Приведите классификацию пород-коллекторов по структуре пустотного пространства.
2. Опишите основные факторы формирования гранулярных коллекторов.
3. Опишите основные факторы формирования трещинных коллекторов.
4. Опишите основные факторы формирования кавернозных коллекторов.
5. Опишите основные факторы формирования биопустотных коллекторов.
6. Виды пористости и способы её определения.
7. Виды проницаемости.
8. Генезис, структура и величина
9. В чём принципиальное отличие глинистых коллекторов от песчано-алевритовых?
10. В каких условиях формируются кремнистые породы-коллекторы?

15. Литология природных резервуаров. Породы-флюидоупоры

План

1. Характеристика пород-флюидоупоров.
2. Структура пород.

Характеристика пород-флюидоупоров

Флюидоупор – один из двух главных составляющих природного резервуара. Он предотвращает от рассеивания в окружающем пространстве жидкие и газообразные флюиды, содержащиеся в пласте-коллекторе. Флюидоупоры по своей природе могут быть плотностными и динамическими. Плотностные флюидоупоры возникают вследствие сильного уплотнения пород уже на начальных стадиях катагенеза. Их экранирующая способность определяется малым размером пор, через которые невозможна или крайне затруднена фильтрация жидкостей и газов. Такие экранирующие толщи формируются в первую очередь за счет хемогенных пород: каменных солей, ангидритов, некоторых известняков.

В. М. Добрынин считает, что при наступлении на поверхности Земли длительного похолодания (сотни тысяч, миллионы лет), последнее постепенно распространяется на все более глубоко залегающие породы (до 3–5 км). В результате неравномерного теплового расширения твердой и жидкой фаз породы и неодинаковых значений коэффициентов сжимаемости минеральной части, воды и пор в непроницаемых породах возникает отрицательный термодинамический градиент давления поровых вод, обуславливающий движение флюидов вниз. Пласты таких пород должны быть флюидоупорами, и В. М. Добрынин называет их термодинамическими покрывками.

Динамические пласты-экраны по мере погружения и дальнейшего уплотнения переходят в обычные плотностные. Термодинамические покрывки при наступлении потепления климата теряют свои экранирующие способности. Породы-флюидоупоры в отличие от пород-коллекторов имеют чрезвычайно низкую проницаемость (обычно $<1 \cdot 10^{-17} \text{ м}^2$) и через них практически не осуществляется

фильтрация жидкостей и газов; если и существует естественный отток углеводородов из залежи через покрывку, то он не более чем приток. В противном случае скопление углеводородов со временем рассеется. Существуют три пути перетока флюидов через покрывку: 1) фильтрация по поровому пространству; 2) по тектоническим нарушениям; 3) диффузия.

Пористость пород-флюидоупоров, как правило, невелика ($< 10\%$), но встречаются пласты глинистых и кремнистых (опаловых) пород, в которых она достигает $40\text{--}50\%$, однако действие молекулярных сил в них простирается до центра пор и поровых каналов. Вследствие этого фильтрации по таким породам не происходит. Отличаются породы-флюидоупоры от пород-коллекторов и более высокой водонасыщенностью – до 70% и выше.

В целом качество пород-флюидоупоров определяется литологическими признаками и геологическими факторами. Литологические признаки и степень уплотнения определяют физические и химические свойства осадочных пород и в конечном итоге качество пород-экранов. Геологические факторы отражаются на качестве экраняющей способности геологического тела – пласта или осадочной толщи в целом.

Основные среди литологических признаков, влияющих на экраняющие свойства, – минеральный состав и строение пород. Минеральный состав определяет: способность пород к набуханию, адсорбции, смачиваемости, растворимости, образованию каверн и полостей; особенности уплотнения с увеличением нагрузок и повышением температуры; пластичность пород и склонность к образованию трещиноватости. Сочетания этих свойств у различных минералов неодинаково, поэтому и экраняющие свойства пород, даже внешне очень близких, могут сильно различаться. Строение пород определяется их структурой и текстурой. Эти признаки отражаются на структуре порового пространства и проницаемости пород.

В глинистых пластах значительную часть породы составляют глинистые минералы из групп монтмориллонита, каолинита, гидрослюды и хлорита. Количественные соотношения между ними могут быть различными. Глинистые минералы обладают высокой адсорбционной способностью – свойством избирательно поглощать

отдельные компоненты из жидких или газовых смесей. Все это сопровождается уменьшением размера пор и сечений поровых каналов и, как следствие, снижением проницаемости и повышением экранирующей способности пород. Самой высокой способностью к набуханию и адсорбцией обладает монтмориллонит, меньшей – минералы группы гидрослюд, и далее – группы каолинита.

Экранирующие тела – пласты, слои, толщи – часто слагаются хемогенными породами. Основные минералы этих пород – галит, ангидрит, кальцит, иногда доломит. Замечено, что породы мономинерального состава обладают более высокими экранирующими свойствами.

При низкой уплотненности пород ($k_{\delta} < 0,7$) глинистые породы неспособны удерживать флюиды в залежи. Наиболее надежными экранирующими свойствами по параметру уплотнения глины стые породы обладают при $k_{\delta} = 0,8-0,9$.

Хемогенные известняки, сульфаты, каменная соль сильно уплотняются уже на небольшой глубине (до 500 м) и становятся хорошими флюидоупорами. Уплотнение пород определяется температурой недр, давлением вышележащих толщ, стрессом, геологическим возрастом и некоторыми другими, менее значащими факторами.

Уплотнение пород часто сопровождается снижением их пластичности (например, у глин, известняков, песчаников), что повышает способность пород к растрескиванию. В силу этого обстоятельства наиболее пластичные карбонатные породы могут быть экранами, а малопластичные, хрупкие ($k_{nl} < 2$) могут превратиться в трещинные коллекторы.

Большое влияние на качество пластов-экранов оказывает раскрытость, плотность и густота трещин: чем последние выше, тем слабее экранирующие свойства.

Смачиваемость составных частей пород различными флюидами может оказать влияние на экранирующие свойства. Вследствие высокой гидрофильности на небольших глубинах (до 2–2,5 км) во влажных глинах (монтмориллонитовых, гидрослюдистых, каолинитовых) часть порового пространства перекрывается связанной водой, что сопровождается повышением экранирующих свойств.

В ряде случаев текстура породы отражается на экранирующих свойствах. Если частицы, слагающие глинистую породу, ориентированы, то в направлении, перпендикулярном к наслоению, порода ока-

зывается малопроницаемой или практически непроницаемой. Вдоль пласта параллельно наслоению проницаемость может быть значительно выше.

Структура пород

Структура пород оказывает существенное влияние на коллекторские и экранирующие свойства. Она прежде всего отражается на структуре порового пространства. Изолированные поры, независимо от их размера, не участвуют в фильтрации и, следовательно, благоприятствуют сохранению экранирующей способности. При малом размере пор действие молекулярных сил распространяется до центра пор и поровых каналов. Жидкость в них находится в физически связанном состоянии и этим препятствует перемещению углеводородов и воды. Установлено, что с уменьшением размера пор возрастает остаточная водонасыщенность породы.

Важный показатель качества флюидоупора – давление прорыва, которое определяют в лабораторных условиях.

Среди геологических признаков и свойств на качество экранирующих пластов оказывают влияние мощность, распространенность, однородность состава пород пласта, тектонические нарушения, литологические и стратиграфические «окна» в пласте.

Вывод

Флюидоупор – один из двух главных составляющих природного резервуара. Он предотвращает от рассеивания в окружающем пространстве жидкие и газообразные флюиды, содержащиеся в пласте-коллекторе.

Качество пород-флюидоупоров определяется литологическими признаками и геологическими факторами. Литологические признаки и степень уплотнения предопределяют физические и химические свойства осадочных пород и в конечном итоге качество пород-экранов. Геологические факторы отражаются на качестве экранирующей способности геологического тела – пласта или осадочной толщи в целом.

Важный показатель качества флюидоупора – давление прорыва, которое определяют в лабораторных условиях.

Вопросы для самопроверки

1. Назовите основные свойства пород-флюидоупоров.
2. Какие факторы определяют экранирующие свойства пород-флюидоупоров?
3. В каких условиях глинистые породы-флюидоупоры могут превращаться в породы-коллекторы?
4. Охарактеризуйте зависимость между составом глин и их экранирующими свойствами.
5. Оцените влияние катагенетических и метагенетических процессов на экранирующие свойства глинистых пород.
6. Оцените влияние катагенетических и метагенетических процессов на экранирующие свойства соляных пород.
7. Как характеризуются породы-флюидоупоры по широте распространения?

16. Формирование пустотного пространства пород-коллекторов

План

1. Формирование пустотного пространства в обломочных породах
2. Формирование пустотного пространства в карбонатных породах

Формирование пустотного 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 [2] (табл. 16.1).

Таблица 16.1

Состав минералов в осадках за счет разрушения различных пород, по В. П. Батурину, 1947 [2]

| 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 |

| Породы питающей провинции | Минералы образующихся осадков | |
|---------------------------|---------------------------------------|---------------------------------|
| | Легкая фракция | Тяжёлая фракция |
| 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 порфириновых 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), оэффициент 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 их частичное дробление и растворение. Поровое пространство заполняется продуктами дробления. Образуются специфические структуры контакта: конформные (приспособления зерен друг к другу) и инкорпорационные (внедрения одного зерна в другое).

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.

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 [2].

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, 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.

В ряде случаев в коллекторах сохраняется первичное межзерновое пустотное пространство. 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 pH, увеличивается содержание CO_2 . В связи с этим кальцит становится неустойчивым и растворяется. Легче всего выщелачивается кальцит порового типа, труднее – порово-базального.

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.

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.

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.

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 меж-зерновым (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 классифика-

ция терригенных коллекторов, разработанная А. А. Ханиным [10]. Она составлена на основании зависимости между величинами полезной ёмкости (эффективной пористости) и проницаемости для отдельных групп коллекторов, выделяемых по гранулометрическому составу (табл. 16.2). 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.

Таблица 16.2

**Классификация терригенных коллекторов,
по А. А. Ханину, 1969**

| 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 |
| | Алеврит крупнозернистый | > 23,5 | « | « |
| | Алеврит мелкозернистый | > 29 | « | « |
| II | Песчаник среднезернистый | 15–16,5 | 500–1000 | Высокая |
| | Песчаник мелкозернистый | 18–20 | То же | То же |
| III | Алеврит крупнозернистый | 21,5–23,5 | То же | То же |
| | Алеврит мелкозернистый | 26,5–29 | « | « |
| | Песчаник среднезернистый | 11–15 | 100–500 | Средняя |
| | Песчаник мелкозернистый | 14–18 | То же | То же |
| | Алеврит крупнозернистый | 16,8–21,5 | « | « |
| | Алеврит мелкозернистый | 20,5–26,5 | « | « |
| IV | Песчаник среднезернистый | 5,8–11 | 10–100 | Пониженная |
| | Песчаник мелкозернистый | 8–14 | То же | То же |
| | Алеврит крупнозернистый | 10–16,8 | « | « |
| | Алеврит мелкозернистый | 12–20,5 | « | « |
| V | Песчаник среднезернистый | 0,5–5,8 | 1–10 | Низкая |
| | Песчаник мелкозернистый | 2–8 | | |
| | Алеврит крупнозернистый | 3,3–10 | То же | То же |
| | Алеврит мелкозернистый | 3,6–12 | « | « |
| VI | Песчаник среднезернистый | < 0,5 | < 1 | Весьма низкая, обычно не имеет практического значения |
| | Песчаник мелкозернистый | < 2 | То же | |
| | Алеврит крупнозернистый | < 3,3 | « | |
| | Алеврит мелкозернистый | < 3,6 | « | |

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 [11].

Таблица 16.3

**Классификация терригенных пород-коллекторов
(по А. И. Конюхову)**

| Группы | Классы | Литологические разности |
|--|---|---|
| А. Классы высшей ёмкости. Пористость эффективная более 15 %. Мономинеральные и олигомиктовые пески, слабо цементированные песчаники, алевролиты, хорошо отсортированные, с окатанными и полукатанными зёрнами, с контактным и пленочным типами цемента | I класс, проницаемость более 1000 мД | Пески и слабо цементированные среднезернистые песчаники, хорошо отсортированные |
| | II класс, проницаемость от 1000 до 500 мД | Пески и слабо цементированные мелкозернистые песчаники, хорошо отсортированные. Песчаные алевролиты |
| | III класс, проницаемость от 500 до 300 мД | Пески и слабо цементированные алевролиты крупнозернистые |
| Б. Классы средней ёмкости. Пористость эффективная от 15 до 5 %. Олигомиктовые и полимиктовые песчаники и алевролиты среднеотсортированные с пленочным 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 среднеотсортированные, 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 %. Туффопесчаники, туффоалевролиты, граувакки |

Формирование пустотного пространства 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: органогенные, 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 органогенных карбонатных породах к первичным относятся внутрираковинные (внутриформенные) пустоты, имеющие реликтовый характер, а также межраковинные пустоты. В рифах выделяются «ситчатые» известняки с пористостью до 60 %, сложенные кораллами, мшанками, иглокожими, и «губчатые» крупнодетритовые известняки с пористостью 40–45 %, 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 органогенно-обломочные известняки всегда сцементированы и обладают меньшими ёмкостными возможностями по сравнению с биоморфными разностями. В обломочных и органогенно-обломочных известняках, образуются межагрегатные и межраковинные пустоты. 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 хомогенных известняках по особенностям строения пустотного пространства выделяются три группы:

- в оолитовых известняках пустотное пространство развито между оолитами, а также оно образуется при выщелачивании оолитов;
- 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. 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.

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.

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). Таким образом, преобладающим видом пустотного пространства в карбонатных породах является пустоты, возникшие при постседиментационных процессах (табл. 16. 4).

Таблица 16.4

Пустоты в карбонатных породах, по Ю. К. Бурлину, 1976 [11]

| 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. 16.5).

Таблица 16.5

Классификация карбонатных коллекторов, по А.И. Конюхову, из [11]

| 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 | |

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. 16.6).

Таблица 16.6

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 водонасыщенность, % от объёма пор от до | | Относительная газопроницаемость | Потенциальный коэффициент газо насыщенности | Тип коллектора | Полезная ёмкость и фильтрационные свойства | Текстури-структурная характеристика |
|--------|-------|--|------------------------|--|----------------|---------------------------------|---|-----------------------------|--|--|
| | | | | нижний предел | верхний предел | | | | | |
| А | I | 1,0-0,5 | 20-35 | 5 | 10 | 1-0,9 | 0,95-0,9 | Каверново-поровый 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 | | | |
| Б | III | 0,3-0,1 | 12-28 | 12 | 22 | 0,95-0,8 | 0,88-0,78 | Поровый и трещинно-поровый | 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 | | | |

| Группа | Класс | Абсолютная проницаемость, мкм ² | Открытая пористость, % | Остаточная водонасыщенность, % от объёма пор от до | | Относительная газопроницаемость | Потенциальный коэффициент газо насыщенности | Тип коллектора | Полезная ёмкость и фильтрационные свойства | Текстурно-структурная характеристика | | | |
|------------------|-------|--|------------------------|--|----------------|---------------------------------|---|------------------------------|--|--|--------|--|-------------|
| | | | | нижний предел | верхний предел | | | | | | | | |
| Б | V | 0,05-0,01 | 12-25 | 20 | 38 | 0,75-0,5 | 0,8-0,62 | Поровый и трещинно-поровый | Средние | Органогенно-сугликово-детритовые, плотно сцементированные и сильно перекристаллизованные; упаковка фрагментов плотная; пустоты реликто-седиментационные, выщелачивания, перекристаллизации | | | |
| В | VI | 0,01-0,001 | 8-20 | 35 | 55 | 0,55-0,3 | 0,65-0,45 | Порово-трещинный и трещинный | | | Низкие | Пелитоморфно-микрзернистые, сугликовые и суглиководетритовые, сильно перекристаллизованные с плохо различимыми форменными элементами; пустоты выщелачивания (единичные), возможно реликто-седиментационные | |
| | | | | | | | | | Параметры матрицы | | | | |
| | VII | 0,300-0,001 | 0,1-4 | - | - | - | Близок к 1 | | | | | | |
| | | | | Параметры трещин | | | | | | | | | |
| | | | | 0,001 и < | 2-15 | 60 | | | 100 | 0,2 | | | 0,4 и менее |
| | | 0,30-0,001 | 0,1-4 | - | - | - | Близок к 1 | | | | | | |
| | | | | Параметры матрицы | | | | | | | | | |
| Параметры трещин | | | | | | | | | | | | | |

По Ю. К. Бурлину, А. И. Конюхову и Е. Е. Карнюшиной [11], 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.

Вывод

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 как терригенных, так и карбонатных.

17. Характер изменения пород-коллекторов и флюидоупоров на больших глубинах

Как известно, на малых и умеренных глубинах залежи нефти и газа в значительной мере уже разведаны даже в труднодоступных районах. В связи с этим интенсивно проводятся разведка и освоение недр на глубинах свыше 4–4,5 км. Скважины глубиной более 4 км называют глубокими, более 6 км – сверхглубокими. Успешное проведение работ и получение положительного результата при поисках нефти и газа в таких условиях в значительной степени предопределяются знанием и умением прогнозировать коллекторские свойства пород.

К настоящему времени с научными и практическими целями пробурено около 30 000 глубоких скважин. Многие из них дают промышленную продукцию – нефть, газ, газоконденсат с глубины до 6–7 км. Максимальная глубина, с которой получены промышленные притоки газа, составляет около 8 000 м (США, Техас, скв. Рос Ледбеттер-1). Дебиты скважин с больших глубин достигают значительных величин. Например, в районе оз. Маракайбо (Венесуэла) с глубины 5 644 м получена нефть в количестве 700 т/сут. В Азербайджане, на площади Булла-Море, с глубины 6 208 м получен фонтан около 1 млн м³ газа и 400 м³ конденсата в сутки.

Наиболее глубокие продуктивные скважины пробурены в Азербайджане, Западном Казахстане (Прикаспийская впадина), на Северном Кавказе и на Украине. Первая сверхглубокая скважина – Аралсорская СГ-1, глубиной 6 806 м, пробурена в 1968 году в Прикаспийской впадине по рекомендации ученых Московского института нефтехимической и газовой промышленности. В последующем были пробурены еще многие сверхглубокие скважины, среди которых своей глубиной выделяются скважины им. Бейдена-1 – 9 159 м и Берта Роджерс-1 – 9 586 м, обе в штате Техас, США.

Стоимость проводки глубоких, а тем более сверхглубоких скважин весьма высока.

Для повышения эффективности работ необходима высокая степень геологического обоснования перспектив территории и места заложения скважины. Одна из главных предпосылок для выбора места поисков залежей нефти и газа – знание коллекторских и экранирующих свойств пород.

Известно, что по мере увеличения глубины залегания осадочных горных пород изменяются их строение и физические (в том числе коллекторские) свойства. Изменение строения и коллекторских свойств пород с глубиной в различных регионах происходит неодинаково. Это определяется историей геологического развития, термобарическими и геохимическими условиями. Вместе с тем многочисленные исследования советских и зарубежных ученых и специалистов позволили установить общую закономерность, заключающуюся в том, что мере увеличения глубины залегания пород их пористость и проницаемость постепенно понижаются, а плотность и хрупкость возрастают.

В геологическом разрезе мощных осадочных толщ, не испытывавших существенных восходящих движений, не претерпевших перерывов в осадконакоплении или размыва части осадочных толщ, снижение коллекторских свойств пород с глубиной происходит более или менее постепенно.

Наряду с этим имеется немало аномалий, например, алевролиты из Аралсорской скважины СГ-1 с глубины 4132–4136 м имеют открытую пористость 9,7 %, проницаемость $40 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$, туфогенные песчаники из скважины Медведовская-2 (Северный Кавказ) обладают проницаемостью $280 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$. В Азербайджане, на площади Зыря-Море открытая пористость песчаников с глубины 4688–4690 м – 19,4 %, проницаемость $147 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$. На площади Булла-Море с глубины более 6 000 м были подняты образцы песчаников с открытой пористостью 12–15 %.

Высокие коллекторские параметры установлены и в карбонатных породах. Например, в Прикаспийской впадине на площади Карачаганак открытая пористость известняков, извлеченных из глубины 4500–5400 м, достигает 23 %, а проницаемость – $140 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$. Подобные примеры широко известны и в других регионах. Они свидетельствуют о наличии на больших глубинах коллекторов большой емкости, способных вмещать значительные количества углеводородов.

Изучение керна из глубоких скважин и экспериментальные исследования образцов горных пород в напряженных термобарических условиях позволили установить два возможных варианта существования высоких коллекторских свойств пород на больших глубинах:

- 1) сохранение или незначительное снижение первичных свойств;
- 2) возникновение в породах вторичного порового пространства и путей миграции.

Сохранение или незначительное изменение первоначальных коллекторских свойств пород, помимо внешних факторов, предопределяется:

- литолого-геологическими свойствами пласта;
- химическими свойствами флюидов;
- механическими влияниями флюидов.

Литолого-геологические свойства пласта-коллектора, включающие отсортированность и размер обломочных зерен, особенности структуры обломочных пород, наличие межформенной или внутриформенной пористости в известняках, наличие крупных гипергенных каверн и полостей в карбонатных породах, однородность и большую толщину пластов-коллекторов, благоприятствующие сохранению первичных коллекторских свойств, обычно формируются в стадию седиментогенеза, иногда позже.

Среди терригенных, преимущественно песчаных и алевритовых, пород более всего предрасположены к сохранению первичных коллекторских свойств, крупно- и среднезернистые разности песчаников без цемента или с низким его содержанием. В этих породах поры имеют более крупный размер, благодаря чему в процессе механического уплотнения и образования структур растворения (конформенных, инкорпорационных) величина пор хотя и уменьшается, но они остаются открытыми и способными к фильтрации. В мелкозернистых разностях, особенно алевролитах, вследствие отмеченных процессов открытые поры исчезают на значительно меньших глубинах. В породах с однородными по размеру обломочными зернами первичная пористость лучше сохраняется, чем в разнотернистых.

Крупные межформенные и внутриформенные поры, каверны и полости в карбонатных породах – известняках и доломитах – на больших глубинах сохраняются больше, чем мелкое пустотное пространство.

Толщина пластов также отражается на сохранении коллекторских свойств пород. Как известно, при погружении глинистые породы уплотняются быстрее, чем песчаные и алевритовые. Из-за этого пластовое давление в глинах становится более высоким, чем в обломочных породах. В результате перепада давлений свободная вода из глин

поступает в песчаные и алевроитовые породы. Если геохимические условия в контактирующих породах различны, то между флюидами может произойти химическое взаимодействие с образованием солей в поровом пространстве обломочных пород. Со временем это приводит к заполнению пор вторичными продуктами и потере проницаемости в приконтактных зонах пласта-коллектора (в кровле и подошве) большой мощности. Вследствие этого пласт изолируется от поступления флюидов сверху и снизу и сохраняется как коллектор. В пласте небольшой мощности (первые метры) вторичные продукты могут заполнить поровое пространство полностью от кровли до подошвы и таким образом снизить качество пород-коллекторов до категории непромышленных.

Наличие в поровом пространстве нефти, не содержащей воды и других химически активных компонентов, способствует сохранению коллекторских свойств породы. Это предопределяется тем, что исключается аутигенное минералообразование, а находящиеся под высоким давлением углеводороды препятствуют механическому уплотнению пород. Вместе с тем надо отметить, что в процессе миграции и формирования залежей, а также в зоне водонефтяного контакта нефть и минерализованная вода, соприкасаясь, взаимодействуют между собой, что вызывает различные последствия, например в результате окисления нефти образуется уголекислота; снижается рН воды и повышается растворяющая способность воды по отношению к главнейшим породообразующим минералам: кварцу, кальциту, доломиту и др. Эти процессы способствуют сохранению и улучшению коллекторских свойств пород. Также удаление уголекислоты из таких систем может вызывать выделение карбонатов и кремнезема в твердую фазу и снижение коллекторских свойств пород.

На основании этих представлений можно ожидать, что на путях миграции водонефтяных систем и в самой ловушке в процессе ее заполнения возможно повышение коллекторских свойств пород. Примеры, подтверждающие это положение, известны в Предкарпатском прогибе, Днепровско-Донецкой впадине и других районах.

Механическое влияние флюидов на коллекторские свойства пород проявляется в том случае, если пластовое давление существенно превышает гидростатическое. Такие пластовые давления называют

аномально высокими (АВПД). Они могут превышать гидростатические в 1,5–2 раза и даже более. В этом случае флюиды, образно говоря, действуют как распорка, не позволяющая трещинам сомкнуться, а порам уменьшиться. Не рассматривая вопросы о природе АВПД, отметим лишь, что такие давления могут возникнуть благодаря гравитационному уплотнению, тектоническим напряжениям, притокам высоконапорных глубинных флюидов и др.

АВПД характерны для коллекторских пород, залегающих на больших глубинах (обычно свыше 3,5–4 км) под мощными надежными экранирующими толщами, имеющими региональное распространение. Такие толщи чаще всего слагаются соляными и глинистыми породами. В зонах АВПД пористость и проницаемость пород выше, чем в отложениях, залегающих на тех же или даже меньших глубинах, вне зоны развития АВПД. В Прикаспийской впадине полная пористость палеозойских песчаников в зоне АВПД с глубины 5300–5504 м из Биикжальской скважины СГ-2 составляет 9,6–13,5 %, в то время как аналогичные по составу мезозойские породы в Аралсорской скважине СГ-1 из зоны отсутствия АВПД, с глубины 4150–4200 м, имеют пористость 8,7–11,5 %.

Замедляют снижение коллекторских свойств пород перекрывающие их мощные толщи пород с высокой теплопроводностью, например, каменные соли. Эти толщи отводят из недр тепло и тем самым тормозят течение химических реакций и выделение минеральных новообразований.

Вторичное поровое пространство возникает вследствие следующих процессов: растворение и вынос соединений, неустойчивых в конкретных геохимических и термобарических условиях; доломитизация известняков; растрескивание пород, сопровождаемое образованием зияющих трещин.

При прогнозировании вторичных пород-коллекторов на больших глубинах необходимо иметь в виду, что вторичные поры, каверны, каналы, а также трещины непостоянны как по времени, так и по величине. Под действием тех же факторов, что и в случае с первичной пористостью, они могут быть увеличены или же, наоборот, залечены минеральными новообразованиями, а зияющие трещины, кроме того, могут механически сомкнуться. Следует также помнить, что

нефтеносные породы обычно обладают лучшими коллекторскими свойствами, чем сходные по литологическому составу водоносные, на которые мы ориентируемся при оценке качества коллекторов.

Материалы изучения реальных пород, экспериментальные исследования и теоретические представления позволяют считать, что на глубинах свыше 4 км могут быть встречены следующие типы пород-коллекторов:

- поровые (песчаники, алевролиты, вулканогенно-осадочные породы);
- порово-трещинные (песчаники, алевролиты, известняки, доломиты, кора выветривания);
- трещинные (аргиллиты, мергели, ангидриты, магматические и метаморфические породы, кора выветривания);
- каверново-трещинные (известняки, доломиты).

Таким образом, к категории возможных коллекторов на больших глубинах отнесены и такие породы, которые на малых и умеренных глубинах бывают только экранами (глинистые, мергели, некоторые известняки и др.).

Серьезную проблему представляет и оценка экранирующих толщ. Пока с уверенностью можно говорить о высоких экранирующих свойствах толщ каменной соли. Остальные породы, в зависимости от степени и интенсивности их вторичных изменений, могут оказаться и коллекторами, и покрышками для скоплений нефти и газа. Такие породы, как аргиллиты, мергели, известняки, могут быть экранами на больших глубинах, по-видимому, относительно кратковременно, в отрезки времени между разрядками тектонических напряжений, после того как трещинки сомкнутся или будут заполнены минеральными новообразованиями. Считается, что в ряде случаев экранами могут быть пласты, сложенные песчаниками регенерационной структуры.

Учитывая особенности вторичных изменений пород на больших глубинах, вероятности тектонических проявлений за короткий и продолжительный отрезки времени, надо полагать, что в тектонически активных областях ловушки нефти и газа на больших глубинах должны быть меньше по размеру, чем на малых глубинах. Это следует из того, что глубокозалегающие породы старше по возрасту, а за больший отрезок времени вероятность деформаций пластов, проявлений

разрывных нарушений, естественно, возрастает. В платформенных условиях с более спокойным тектоническим развитием существование крупных ловушек и залежей нефти и газа на больших глубинах вполне возможно.

Закономерности изменения коллекторских свойств пород с глубиной, аномальное влияние на породы некоторых факторов и их сочетаний, а также результаты экспериментальных исследований дают основание считать, что в благоприятных условиях осадочные породы могут быть коллекторами нефти и газа на глубинах до 12–15 км.

С глубиной меняются также и породы-флюидоупоры. Если говорить о глинистых породах, то с глубиной глины уплотняются и улучшаются их экранирующие свойства. Под действием стресса и литостатического (горного) давления частицы породы все более плотно прилегают друг к другу, сокращается объем порового пространства, уменьшается размер поровых каналов, а в итоге повышаются экранирующие свойства пород. При коэффициенте уплотнения глинистых пород 0,8 и выше они уже обладают достаточно высокими экранирующими свойствами.

В платформенных условиях это происходит на глубинах 1,5–3,5 км. При больших значениях k_0 глины переходят в аргиллиты, экранирующие свойства пород повышаются, но одновременно они становятся малопластичными, способными к образованию трещиноватости, что снижает их потенциальные возможности как флюидоупоров.

Из интенсивно уплотняющихся пород возникают динамические флюидоупоры. Их пористость с погружением снижается быстрее, чем у окружающих пород, вследствие чего происходит отжатие флюидов (главным образом свободной воды) в соседние, менее уплотненные породы. Например глины в процессе погружения на глубину 1,5–2 км уплотняются значительно быстрее, чем песчаные или алевритовые породы. Из глин, залегающих над этими породами, фильтрация осуществляется сверху вниз. За счет этого эффекта пористые и даже обладающие невысокой проницаемостью пласты глинистых пород становятся экранами на пути фильтрации флюидов, находящихся в нижележащих песчаных или алевритовых породах.

Характер изменения экранирующих свойств глинистых пород зависит также от их минералогического состава. Более всего способствуют надежности экранирующих свойств минералы группы

монтмориллонита, слабее – гидрослюды и каолинит. Эта особенность предопределяется тем, что глинистые минералы обладают способностью к набуханию и увеличению за счет этого объема. Лучшими экранирующими свойствами обладают монтмориллонитовые глины.

Но в общем виде с глубиной роль минералов группы монтмориллонита сильно понижается (например, в мезозойских отложениях Прикаспийской впадины, Мангышлака и других районов монтмориллонит исчезает уже к глубине 1800–2000 м). Несколько медленнее преобразуется каолинит. Самыми устойчивыми являются минералы групп гидрослюды и хлорита. Они прослеживаются по всему разрезу самых глубоких скважин, пробуренных в осадочных породах (скв. Шевченко-1 в Западной Украине – 7 500 м; Аралсорская СГ-1 в Северном Прикаспии – 6 819 м).

Вывод

Литолого-геологические свойства пласта-коллектора, включающие отсортированность и размер обломочных зерен, особенности структуры обломочных пород, наличие межформенной или внутриформенной пористости в известняках, наличие крупных гипергенных каверн и полостей в карбонатных породах, однородность и большую толщину пластов-коллекторов, благоприятствующие сохранению первичных коллекторских свойств, обычно формируются в стадию седиментогенеза, иногда позже.

Крупные межформенные и внутриформенные поры, каверны и полости в карбонатных породах – известняках и доломитах – на больших глубинах сохраняются больше, чем мелкое пустотное пространство. Толщина пластов также отражается на сохранении коллекторских свойств пород.

Наличие в поровом пространстве нефти, не содержащей воды и других химически активных компонентов, способствует сохранению коллекторских свойств породы.

Механическое влияние флюидов на коллекторские свойства пород проявляется в том случае, если пластовое давление существенно превышает гидростатическое. Такие пластовые давления называют аномально высокими (АВПД).

Вопросы для самопроверки

1. Чем вызвана необходимость познания и прогнозирования коллекторских свойств пород на больших глубинах?
2. От чего зависит характер изменения коллекторских свойств с глубиной?
3. Почему изменение строения и коллекторских свойств пород с глубиной в различных регионах происходит неодинаково?
4. Чем можно объяснить возможность существования высоких коллекторских свойств пород на больших глубинах?
5. Какими факторами предопределяется сохранение или незначительное изменение первоначальных коллекторских свойств пород на больших глубинах?
6. Какие процессы способствуют улучшению коллекторских и экранирующих свойств пород с глубиной?
7. Что такое динамические флюидоупоры и как они образуются?
8. Может ли с глубиной наблюдаться инверсия коллекторских (экранирующих) свойств пород?

ЛИТЕРАТУРА

1. 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.
2. Батурин В. П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М.: Изд-во АН СССР, 1947. 330 с.
3. Безбородов Р. С. Краткий курс литологии. М.: Изд-во УДН, 1989. 313 с.
4. Логвиненко Н. В. Петрография осадочных пород (с основами методики исследования): учебник для студентов геол. спец. вузов. М.: Высшая школа, 1984. 416 с.
5. Крашенинников Г. Ф. Учение о фациях. М.: Высшая школа, 1971. 368 с.
6. Ежова А. В. Литология: учебник. 2-е изд. Томск: Изд-во Томского политехнического университета, 2009. 336 с.
7. Памир: фотоальбом / А. А. Гаврилюк, В. А. Ярошенко. М.: Изд-во «Планета», 1987. 480 с.
8. Муромцев В. С. Электрометрическая геология песчаных тел – литологических ловушек нефти и газа. Л.: Недра, 1984. 260 с.
9. Прошляков Б. К., Кузнецов В.Г. Литология и литолого-фациальный анализ. М.: Недра, 1981. 284 с.
10. Ханин А. А. Породы-коллекторы нефти и газа и их изучение. М.: Недра, 1969. 368 с.
11. Бурлин Ю. К. Природные резервуары нефти и газа: учебное пособие. М.: Изд-во МГУ, 1976. 136 с.

Учебное издание

Стерленко Зинаида Васильевна,
Уманжинова Кристина Владимировна

ЛИТОЛОГИЯ

УЧЕБНОЕ ПОСОБИЕ

Корректор: Н. Б. Копнина
Компьютерная верстка: И. В. Бушманова

| | | |
|-------------------|-------------------------------|-------------------|
| Формат 60x84 1/16 | Подписано к печати 14.11.2016 | Уч.-изд. л. 12,31 |
| Бумага офсетная | Усл. п. л. 12,73 | Тираж 20 экз. |
| | Заказ 135 | |

Отпечатано в Издательско-полиграфическом комплексе
ФГАОУ ВПО «Северо-Кавказский федеральный университет»
355009, г. Ставрополь, пр-т Кулакова, 2.

