



ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
ФАКУЛЬТЕТ
МГУ ИМЕНИ
М.В. ЛОМОНОСОВА



ФОНД

ВОЛЬНОЕ ДЕЛО

teach-in
ЛЕКЦИИ УЧЕНЫХ МГУ

ИСТОРИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ГАБДУЛЛИН
РУСЛАН РУСТЕМОВИЧ

ГЕОЛФАК МГУ

КОНСПЕКТ ПОДГОТОВЛЕН
СТУДЕНТАМИ, НЕ ПРОХОДИЛ
ПРОФ. РЕДАКТУРУ И МОЖЕТ
СОДЕРЖАТЬ ОШИБКИ.
СЛЕДИТЕ ЗА ОБНОВЛЕНИЯМИ
НА [VK.COM/TEACHINMSU](https://vk.com/teachinmsu).

ЕСЛИ ВЫ ОБНАРУЖИЛИ
ОШИБКИ ИЛИ ОПЕЧАТКИ,
ТО СООБЩИТЕ ОБ ЭТОМ,
НАПИСАВ СООБЩЕСТВУ
[VK.COM/TEACHINMSU](https://vk.com/teachinmsu).



БЛАГОДАРИМ ЗА ПОДГОТОВКУ КОНСПЕКТА
СТУДЕНТКУ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ФАКУЛЬТЕТА МГУ
СЕМАНОВУ АНАСТАСИЮ СЕРГЕЕВНУ



Содержание

Лекция 1	7
Введение. Стратиграфия	7
Основные задачи исторической геологии:	7
Стратиграфия	9
Время и способы его измерения	10
Геологическое время	11
Лекция 2	15
Стратиграфическая шкала	15
История создания шкалы времени	15
Методы биостратиграфии:	18
Соотношение стратиграфических и геохронологических подразделений шкалы	21
Основные стратиграфические подразделения	22
Лекция 3	26
Проблемы определения геологического времени	26
Циклостратиграфия	31
Литологические методы расчленения отложений	32
Геофизические методы расчленения и сопоставления разрезов	32
Климатостратиграфический метод	34
Лекция 4	36
Методы определения относительного возраста	36
Климатостратиграфический метод	36
Циклостратиграфия	36
Палеомагнитный метод	37
Событийный метод	37
Секвентный метод	37
Палеонтологический метод	37
Радиометрическое датирование горных пород	38
Лекция 5	42
Условия накопления осадков и их реконструкция	42
Условия обитания организмов в морских водоемах	42
Литологические признаки генетических типов отложений	50

Условия накопления отложений в морях бассейнах ненормальной солености и на континентах	56
Лекция 6	63
Генетические классификации отложений. Палеогеография	63
Классификация генетических типов морских отложений	63
Накопление осадков в бассейнах ненормальной солености	65
Лагуны, заливы и вентуриконинентальные бассейны	66
Накопление осадков на континентах	67
Отложения пресноводных бассейнов	67
Озерные (лимнические) отложения	70
Болотные отложения	70
Отложения источников и карстовых полостей	70
Отложения, связанные с деятельностью ледников	71
Отложения пустынь	72
Условия формирования геологических тел. Палеогеография	74
Фации и фациальный анализ	75
Движение структур земной коры	77
Лекция 7	79
Движение структур земной коры	79
Орогенические движения	79
Эпейрогенические движения	80
Строение Земли	82
Типы Земной коры	84
Главнейшие структурные элементы земной коры	85
Фазы складчатости конца докембрия и фанерозоя	87
Лекция 8	88
Основные тектоно - магматические эпохи	88
Модель тектоники литосферных плит	88
Теория геосинклиналей	90
Основные структурные элементы земной коры континентов	92
Основные тектоно - магматические эпохи	95
Лекция 9	96
Докембрийская история Земли	96

Признаки бассейнов различной солености и температур.....	96
История Земли в Докембрии	98
Основные этапы формирования структуры ЗК в AR-PR1.....	99
Ранний протерозой.....	99
Поздний протерозой.....	101
Развитие древних платформ в PR2.....	101
Развитие подвижных поясов в PR2.....	103
Лекция 10	104
Палеогеография докембрия.....	104
Атмосфера и гидросфера.....	104
Основные типы пород	106
Зарождение жизни на Земле.....	106
Лекция 11	114
Ранний палеозой.....	114
Структура земной коры	114
Развитие геосинклинальных поясов	114
Развитие древних платформ (с байкалидами).....	118
Особенности палеогеографии	119
Органический мир раннего палеозоя	120
Лекция 12	122
Поздний палеозой.....	122
Развитие геосинклинальных областей в позднем палеозое.....	122
Развитие областей каледонской складчатости в PZ ₂	127
Развитие древних платформ и байкалид в PZ ₂	128
Палеогеография в PZ ₂	130
Развитие органического мира	132
Лекция 13	135
Мезозойская история Земли	135
Структура земной коры в Mz.....	135
Развитие геосинклинальных поясов.	135
Развитие Лавразии в MZ.....	139
Средиземноморский пояс.....	143
Палеогеография в MZ	144

Развитие органического мира в MZ	146
Лекция 14	148
Кайнозой	148
Структура Земной коры в KZ	148
Органический мир кайнозоя	150
Лекция 15	152
Тенденции геологических процессов в истории Земли	152
Океанические впадины в MZ-KZ	156

Лекция 1 Введение. Стратиграфия

Одной из важных проблем в геологии является определение геологического времени. Геохронологическая шкала – модель восприятия времени. Шкалы времени меняются, они разные. Это один из главных инструментов геолога, на основании которого определяют возраст горных пород, на основе которого строятся карты.

Геология – наука о Земле, её составе, строении и закономерностях развития. Для того, чтобы понять историю развития Земли необходимо вспомнить Луну, Венеру, поэтому информацию о том, как выглядела Земля раньше, мы можем найти на других планетах и спутниках.

Главная задача геологии – построение истории развития Земли. Геология – наука историческая. Для того, чтобы выстроить события в определенной последовательности, нужна шкала времени!

Историческая геология изучает геологическую историю развития Земли со времени ее возникновения, устанавливает причины образования и закономерности развития литосферы, атмосферы, гидросферы и биосферы, дает характеристику ландшафтно-климатических и геодинамических обстановок, определяет время возникновения и исследует условия образования горных пород и связанных с ними полезных ископаемых (Хаин, Короновский, Ясаманов, 1997).

Основные задачи исторической геологии:

1. Определение возраста горных пород. Историю развития Земли можно изучать, только зная последовательность образования горных пород и определив их геологический возраст (рис. 1.1).

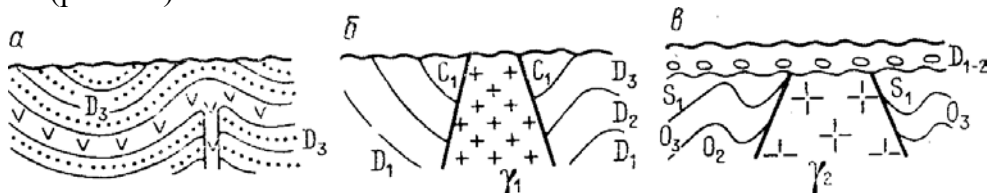


Рис. 1.1. Горные породы с известным геологическим возрастом

На (рис. 1.1. б) видно, что интрузивное тело гранитов прорвало толщу девонского возраста, самые молодые отложения – карбоновые. Внедрение интрузивного тела произошло после раннего карбона. На (рис. 1.1. в) внедрение произошло во второй половине силура. В пластовых внедрениях на (рис. 1.1. а) можно сказать только, что внедрение было после позднего девона. Для того, чтобы определить относительный возраст интрузии, необходимо знать возраст пород относительно которых она внедрилась.

2. Восстановление физико-географических (ландшафтно-климатических) условий земной поверхности геологического прошлого (рис. 1.2).



Рис. 1.2. Реконструкция облика моря ордовикского периода

3. Восстановление истории вулканизма (рис. 1.3), плутонизма и метаморфизма.



Рис. 1.3. Вулкан

4. Восстановление истории тектонических движений (рис.1.4).
В истории Земли 2 тенденции – необратимость (эволюция) и цикличность (изменение климата, возникновение и распад суперматериков). Существовали суперматерики, океаны раскрывались, расталкивая блоки, а старым океанам приходилось сжиматься, возникали горно-складчатые сооружения на их месте, собирались воедино блоки, и всё это многократно повторялось.



Рис. 1.4. Положение материков в начале мезозойской эры сильно отличается от современного.

5. Установление закономерностей развития структуры земной коры.

Основными историко-геологическими документами, по которым реконструируется геологическая история развития региона, являются не горные породы, а геологические тела с содержащимися в них органическими остатками (или без таковых).

Стратиграфия

Стратиграфия изучает первичные пространственные и временные соотношения горных пород, являясь важнейшим разделом исторической геологии. Стратиграфия определяет возраст и сопоставляет (коррелирует) разрезы по заключенным в них органическим остаткам. Последнее составляет наиболее традиционную ветвь стратиграфии — *биостратиграфию*, но к настоящему времени приобрели самостоятельное, и существенное значение другие ветви стратиграфии, использующие физические методы, например, *магнитостратиграфия*, *секвентная стратиграфия*, *сейсмостратиграфия* (Историческая геология, 1985). Также в последнее время возникли и обособились *событийная стратиграфия* и *экостратиграфия*.

Биостратиграфия – метод руководящих форм – те формы органических остатков, которые пользовались максимально широким распространением и существовали небольшой диапазон времени (обычно около млн. лет). Дает возможность определить относительный возраст.

Магнитостратиграфия – изучение возраста по инверсиям магнитного полюса.

Секвентная стратиграфия – анализ геологических тел с точки зрения уровня мирового океана. В меловом периоде уровень мирового океана был выше нынешнего на 200 метров.

Событийная стратиграфия – изучение геологических событий – например, падение астероида в Мексиканский залив в конце мелового периода, проявление магматической деятельности - базальты, которые изливались в конце палеозоя- массовое вымирание.

Экостратиграфия – анализирует как происходит эволюция вместе с палеогеографией с точки расселения этих групп, их площадным распространением.

Существуют следующие критерии геологической периодизации и выделения стратиграфических единиц:

- 1) этапность в ходе эволюции органического мира – палеозой – уровень развития был определённый, в мезозое – другой уровень развития, в кайнозое – как сейчас; Докембрий – «до кембрия» - до этого рубежа у организмов не было скелета, который сохранялся в ископаемом состоянии. Выше – фанерозой – время явной жизни. До этого – криптозой – время скрытой жизни.
- 2) периодическая изменчивость процессов осадконакопления и денудации (основное осадконакопление в морской обстановке);
- 3) палеогеографические критерии (изменение ландшафтно-климатических условий) (например, уголь может накапливаться либо в болоте, либо в лагуне), следовательно, те или иные отложения могут быть идентификаторами палеогеографических условий. На рубеже перми и триаса – максимальная температура в фанерозое – массовое вымирание;
- 4) степень активности и характер проявления магматической деятельности и процессов метаморфизма;
- 5) проявление крупных тектонических движений и деформаций.

Таким образом, любое стратиграфическое подразделение должно отвечать определенному этапу развития Земли или ее региона.

Стратиграфия неразрывно связана с *геохронологией*, которая изучает длительность и последовательность основных этапов развития земной коры и Земли. *Абсолютная геохронология* датирует земные минералы и горные породы физическими методами в годах (точный возраст в числах). *Относительная геохронология* определяет место геологического тела в общем разрезе стратисферы.

Время и способы его измерения

Солнечное астрономическое время – день, сутки (вращение вокруг своей оси), год (вращение вокруг солнца) (рис. 1.5). До того, как изобрели часы, использовали солнечные часы. Когда люди стали активно путешествовать, стали замечать, что время по мере перемещения тоже изменялось.

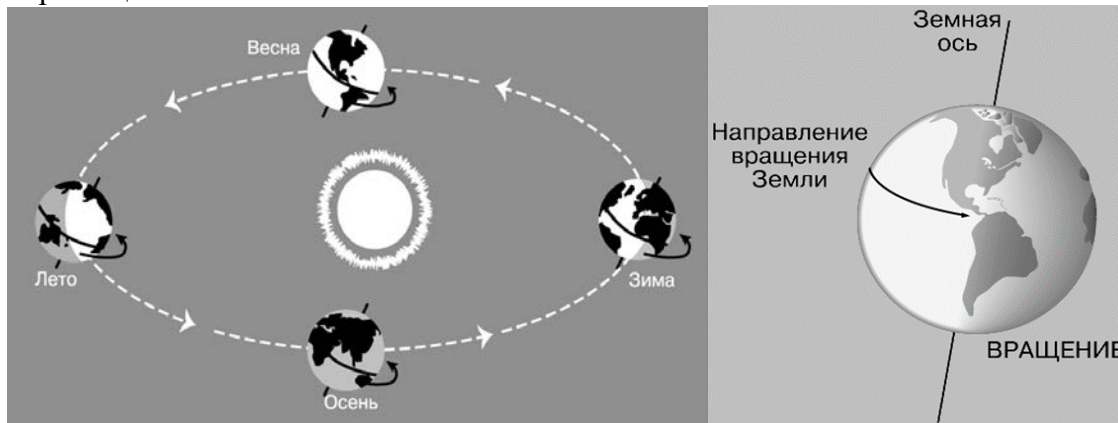


Рис. 1.5. Год и сутки

До введения поясного времени в каждом городе использовалось своё местное солнечное время, зависящее от географической долготы. Путешествуя, время нужно было переводить на 1 минуту каждые 12 миль. После придумали поясное время, гринвичский меридиан за 0. Время в разных местах разное.

Геологическое время

Н. Стено в 17 веке заинтересовался тем, как накапливались слои (рис. 1.6).



Рис. 1.6. Н. Стено и его труд «О твёрдом, естественно содержащемся в твёрдом»

Он написал труд «О твёрдом, естественно содержащемся в твёрдом», где сформулировал несколько основных принципов:

- 1) Все слои первоначально отлагаются горизонтально, и их подошва и кровля являются параллельными
- 2) Принцип последовательности напластования: каждый слой образовался путём осаждения из жидкости (это не всегда так), и во время его образования вышележащие слои еще не существовали
- 3) Каждый (рис.1.7) нижележащий слой древнее слоя его перекрывающего при ненарушенном залегании

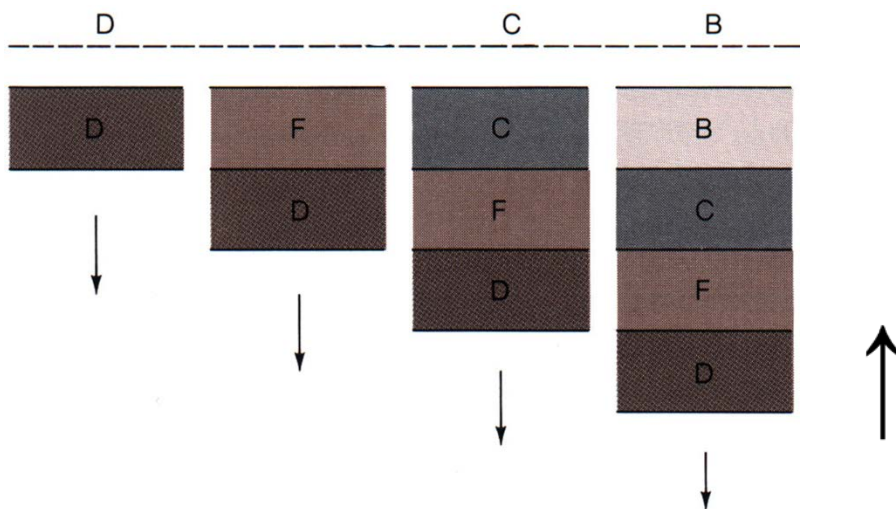


Рис. 1.7. Схема последовательности накопления слоев осадочных пород

У геологии появилась возможность сравнивать события по принципу относительного времени – раньше или позже. Это дало возможность строить карты. Придумали общие цвета, обозначающие цвет возраста.

А как определить, что события в прошлом происходили одновременно?

Для этого надо сравнить разрезы между собой.

Сопоставление (корреляция) разрезов. Соединяем границы слоя границы кровли и подошвы, прослеживаем этот слой. А если слоя нет – происходит выклинивание – граница кровли и подошвы приходят в одну точку.

- 1) По литологическим признакам (рис. 1.8) (по сходной последовательности смены однотипных по составу отложений в разрезе)

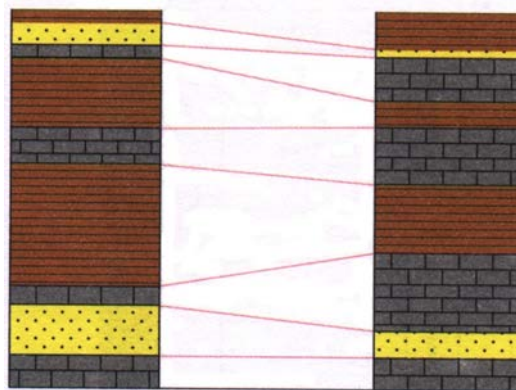


Рис. 1.8. Корреляция слоев

У. Смит – в конце 18 века работал на строительстве Сомерсетского угольного канала. Сомерсетский угольный канал – узкий канал длиной 29 км, входивший в систему доставки угля из шахт графства Сомерсет в Лондон.

Когда рыли траншею, он изучал набор слоёв. Слои залежали моноклинально. При изучении слоёв пород он заметил, что при переходе от одного слоя к другому некоторые виды окаменелостей исчезали, тогда как другие переходили в последующие горизонты, т.е. набор окаменелостей в слоях менялся.

Знаменитый вывод У. Смита о том, что каждый пласт включает ископаемых органического происхождения, характерных именно для него и может быть в сомнительных случаях, путём их изучения установлен и отделен от другого пласта, сходного с ним, но принадлежащего другой части серии.

«природа отвела каждому классу (организмов) свой собственный слой»

Гениальная идея – слои можно распознавать и сравнивать между собой по содержащимся в них органических остаткам

Расположил коллекцию ископаемой фауны в определенной последовательности, начиная с окаменелостей самых нижних слоёв, и заканчивая окаменелостями из самых верхних слоёв. У. Смит установил стратиграфическую последовательность слоев в районе г. Бата и пришёл к выводу, что слои с одинаковыми комплексами органических остатков являются одновозрастными. И составил свою первую геологическую карту окрестностей г. Бата, а затем графства Сомерсет.

1799 год – первая стратиграфическая схема окрестностей г. Бата, подразделения имеют не только литологическую, но и палеонтологическую характеристику

1815 год – составил первую геологическую карту Англии, Уэльса и Шотландии



Рис. 1.9. Геологическая карта Англии и Уэльса У. Смита

К ней приложил «Геологическую таблицу ископаемых органического происхождения Британии, устанавливающую последовательность и непрерывность слоёв».

У. Смит считается основоположником стратиграфии, предложил этот термин в работе 1817 года. Заложил основы палеонтологического (биостратиграфического) метода датирования и сопоставления отложений. Смит был последователем Вернера и полагал, что каждый слой имеет глобальное распространение, поэтому своей задачей он считал не корреляцию, а идентификацию слоев. Работы У. Смита – первый шаг в создании общей стратиграфической (геохронологической) шкалы.

Идеи У. Смита в Европе

1808 г. исследовали разрез Парижского бассейна и установили, что по ископаемым остатками можно не только разделить осадочные образования по относительному возрасту, но и восстановить физико-географические условия их образования (Ж. Кювье, Ал. Броньяр)

Исследования ископаемых животных Парижского бассейна привели Ж. Кювье к следующим выводам:

1. При смене геологических эпох органический мир изменяется
Каждая эпоха имеет свою фауну и флору
2. При переходе от древних слоев к более молодым в них появляются все более высоко организованные формы животных и растений
Вслед за К. Линнеем считал биологические виды неизменными

3. Смена одних организмов другими происходит путем массового исчезновения прежних фаун и флор и появлением на их месте новых

На место теории постепенной эволюции органического мира Ж.Б. Ламарка выдвинул концепцию о геологических переворотах на поверхности земного шара

Выступил против эволюционного развития органического мира.

Но сам Ж. Кювье ясно в пользу многократных творческих актов не высказывался!

Придерживался представлений о массовом переселении наземных организмов и быстрой изменчивости водных обитателей при резком изменении состава воды после каждой катастрофы.

Многочисленные последователи досказали то, что сам Ж. Кювье не говорил.

Стали считать Ж. Кювье главой школы катастрофистов и создателем теории многократного божественного творения органического мира.

Лекция 2

Стратиграфическая шкала История создания шкалы времени

Шкала времени была принята на второй сессии Международного стратиграфического конгресса. Учёные со всего мира договорились о том, что будет применен унифицированный подход к отображению стратонов различного возраста. Договорились о цветах.

К 40-м гг. XIX века в Европе были выделены практически все системы фанерозоя:

- Меловая во Франции (Ж.Б.Д. Омалиус д'Аллау, 1822)
- Каменноугольная в Англии (У.Д. Конибир и У. Филлипс, 1822)
- Юрская в Швейцарии, Франции (А. Броньяр, 1829)
- Четвертичная во Франции (Ж. Денуайе, 1829)
- Триасовая в Германии (Ф. Альберти, 1832)
- Кембрийская в Уэльсе (А. Седжвик, 1835)
- Силурийская в Англии (Р.Мурчисон, 1835)
- Девонская в Англии (А. Седжвик и Р.Мурчисон, 1839)
- Пермская в России (Р. Мурчисон, 1841)
- Ордовикская в Англии (Ч. Лапворт, 1879)

Названия происходят от географических названий, либо связано с какими-то событиями, например – меловая система – массово накапливался пясчид мел.

Системы представляли собой комплексы пород, выделенные на основании данных об их литологическом составе, содержащихся в них органических остатков, данных о последовательности залегания отложений, наличию явных несогласий в кровле и подошве комплекса пород системы.

Системы отвечали естественным этапам геологического развития конкретных территорий. Разрезы систем были приняты за эталоны.

Стратотип (стратотипический разрез) – конкретный геологический разрез (рис. 2.1), указанный и описанный в качестве эталонного.

Стратотип – эталон объёма, границ и общей характеристики подразделения.



Рис. 2.1. Стратотип гжельского яруса верхнего карбона у платформы 55 км (Моск. обл. пос. Гжель)

Если эталон перестаёт быть доступным, то данный эталон утрачивает своё назначение. Такое случилось с монским ярусом, который был в шкале времени после датского и перед зеландским ярусом в палеогене. Теперь монский ярус – вторая половина датского яруса. В 1840-1841 гг. Дж. Филлипс предложил объединить все породы от кембрия до перми, содержащие органические остатки первого крупного этапа эволюции органического мира, **в палеозой (как эра древней жизни).**

Им же были предложены термины мезозой – эра средней жизни, и кайнозой – эра новой жизни, в их современном историко-биологическом смысле.

Относили к группам по схожести к современным.

Для растений – мезофит, кайнофит, палеофит, но так как некоторые растения палеозоя заходят в мезозой, некоторые покрытосеменные растения появились в середине мела, следовательно, кайнофит наступил в середине мела. Решили использовать разделение по животным, так как по растениям-менее детально.

Соответствующие комплексы пород получили название групп. Впоследствии термин «группа» был заменен термином эратема.

Дальнейшее изучение разрезов, содержащих окаменелые органические остатки, позволило сделать следующие выводы:

- 1) Вертикальный разрез осадочных пород на всех континентах имеет одну и ту же последовательную смену ископаемых организмов от примитивных форм к все более сложным высокоорганизованным
- 2) В процессе эволюции любой биологический вид, род, раз возникнув, пройдя свой путь развития и исчезнув, больше никогда в более позднее время не появляется

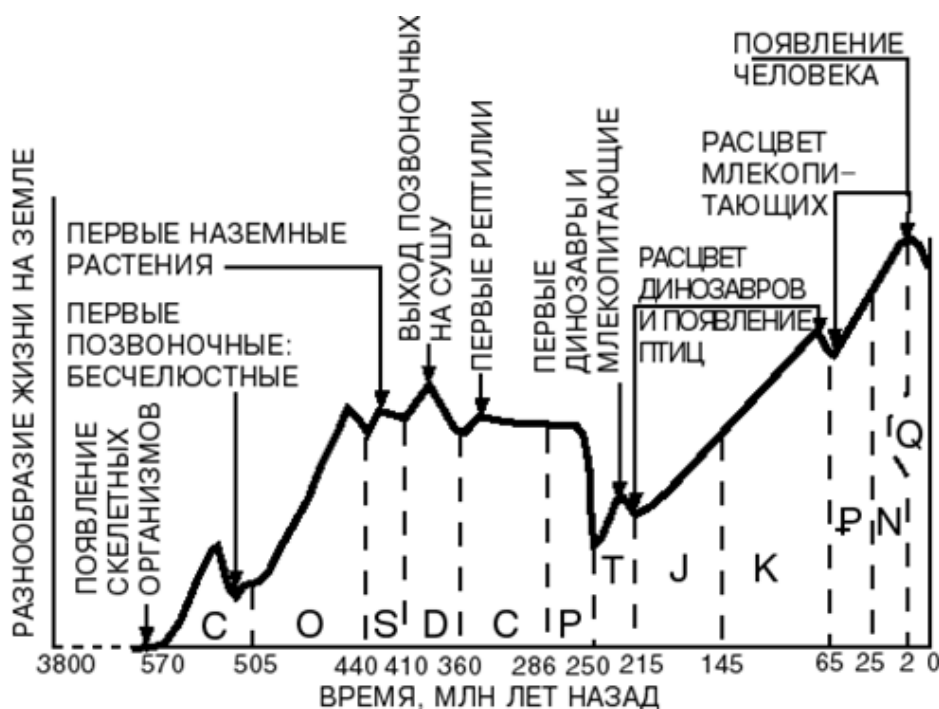


Рис. 2.2. График изменения числа видов организмов в истории Земли. Отчетливо видны моменты массовых вымираний

Массовые вымирания: венд-кембрий, ордовик – силур, пермь-триас (85%) триас – юра, мел-палеоген (75%) – исчезли динозавры.

Границы вымирания совпадают с границами геологических периодов – это говорит о том, что эволюция органического мира используется как критерий периодизации истории нашей планеты.

Граница между *ордовиком* и *силуrom* – сопровождается вымиранием каких-то групп фауны, также произошла таконская фаза складчатости, происходило горообразование в районе Центрального Казахстана Северного Тянь-Шаня. Также из-за того, что на Землю обрушился поток гамма-лучей, который возник в результате трансформации умирающей звезды типа солнца, в момент завершения своего жизненного пути она испускала из полюсов два мощных пучка гамма-лучей, и эти лучи смерти попадали на Землю, преобразовывали атмосферу, разрушили озоновый слой. В результате преобразования атмосферы наступил ледниковый период.

На рубеже *силура* и *девона* – позднекаледонская фаза складчатости, в конце кембрия – синхронно с салаирской фазой горообразования.

В целом, события часто все взаимосвязаны друг с другом, и границы, разделяющие геологическое время, обоснованы.

Граница *девона-карбона* – внедрение суперплюма – эпизод магматической активности. То же самое происходило на рубеже перми и триаса, до того, как упал астероид в Мексиканском заливе – проявление траппового магматизма в меловом периоде.

На рубеже *триаса* и *юры* вымирание связано с раскрытием океанов – Атлантического, Индийского, океана Тетиса.

В *каменноугольном периоде* – появились массовые леса. До этого растения были представлены одиноко стоящими деревьями. Плауны, хвощи, папоротники, которые достигали больших размеров. В результате фотосинтеза растения начали поглощать углекислый газ из атмосферы, кислород отдавали обратно, парникового углекислого газа становилось меньше, температура падала, и началось оледенение. Далее льды заморозили леса, и дальнейшее оледенение прекратилось.

Во времена высокой концентрации кислорода членистоногие увеличивали размер своего тела.

Принцип прерывисто-непрерывного и необратимого развития органического мира лежит в основе биостратиграфического метода.

Каждому отрезку геологического времени отвечают характерные только для него растения и животные (рис. 2.3).

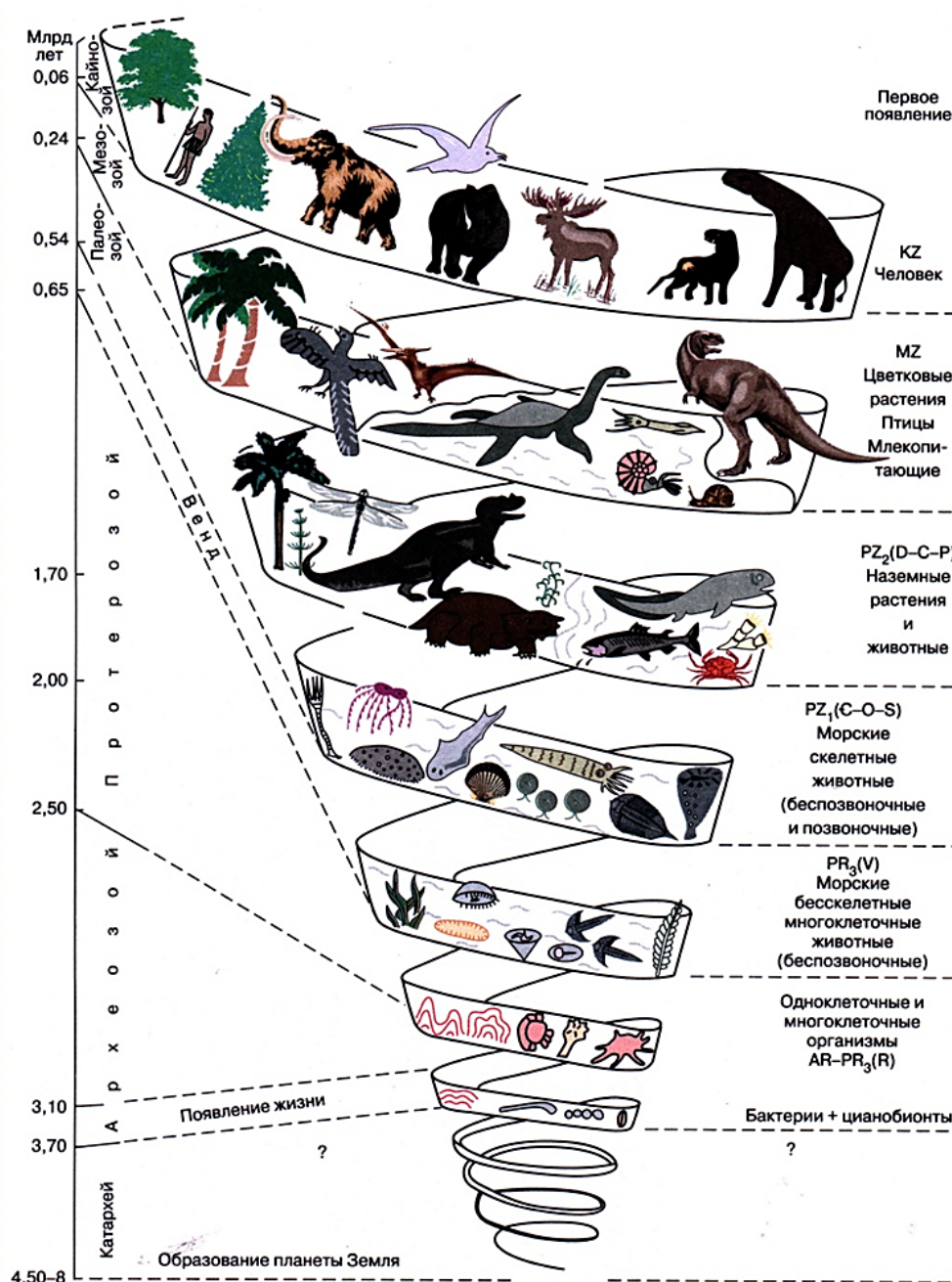


Рис. 2.3. Развитие органического мира во времени (по И.А. Михайловой, О. Б. Бондаренко, 1997)

Методы биостратиграфии:

1) Метод руководящих форм

руководящие ископаемые – органические остатки, принадлежащие группам, которые существовали очень недолгое время, но характеризуются очень широким распространением (рис. 2.4).

Таких форм мало. Они характеризуются:

- Значительной изменчивостью во времени и недолговечностью
- Обилием особей и широким горизонтальным распространением
- Хорошей сохранностью и специфическими отличительными чертами твердых частей скелета

Сначала составляется шкала из органических остатков, устанавливается их последовательность, это используется для определения относительного возраста.

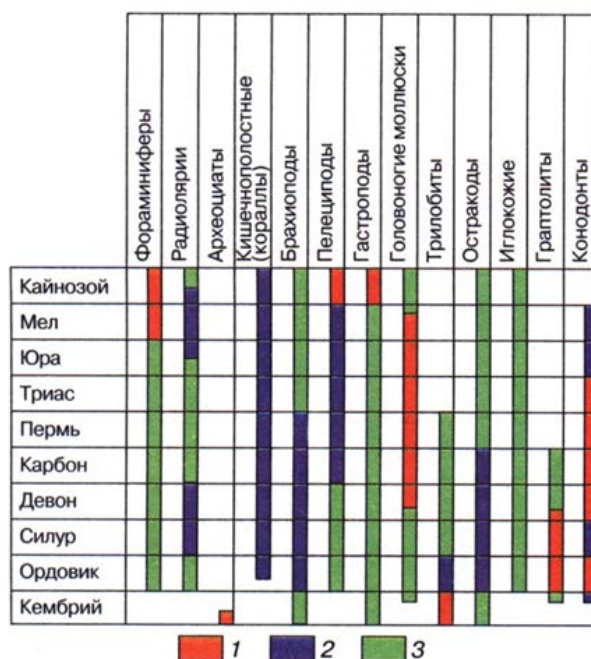


Рис. 2.4. Стратиграфическое значение главных групп морских беспозвоночных в фанерозое. Группы: 1-используемые для корреляции с общей шкалой, 2-применяющиеся в региональной стратиграфии, 3-используемые в местной стратиграфии

2) Метод характерных комплексов

Для каждого отрезка геологического времени существует свой набор биологических форм. Этот набор никогда не повторяется.

Например, для палеозоя руководящие формы – трилобиты, ракоскорпионы. Мезозойские формы – аммониты, белемниты, двустворки, рудисты, динозавры

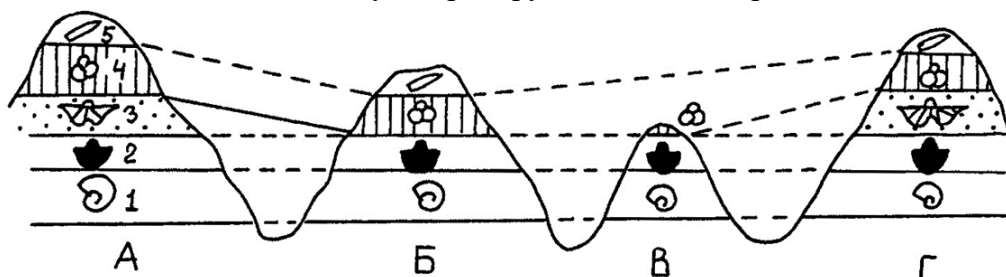


Рис. 2.5. Сопоставление разрезов палеонтологическим методом. Слой 3 отсутствует в разрезах Б и В. Остальные слои прослеживаются во всех разрезах

Есть два фундаментальных принципа геологии, которыми пользуются при изучении истории Земли:

- 1) Принцип Стено, или закон напластования: если один слой (пласт) горных пород лежит на другом, то верхний слой образовался позднее, чем нижний
Позволяет установить хронологический порядок образования горных пород в одном месте
- 2) Принцип Смита-Гексли, или закон фаунистических и флористических ассоциаций: слои, содержащие ископаемые остатки одних и тех же видов животных и растений, образовались в одно и то же время
Позволяет синхронизировать между собой слои, залегающие в разных местах

Международная стратиграфическая (геохронологическая) шкала

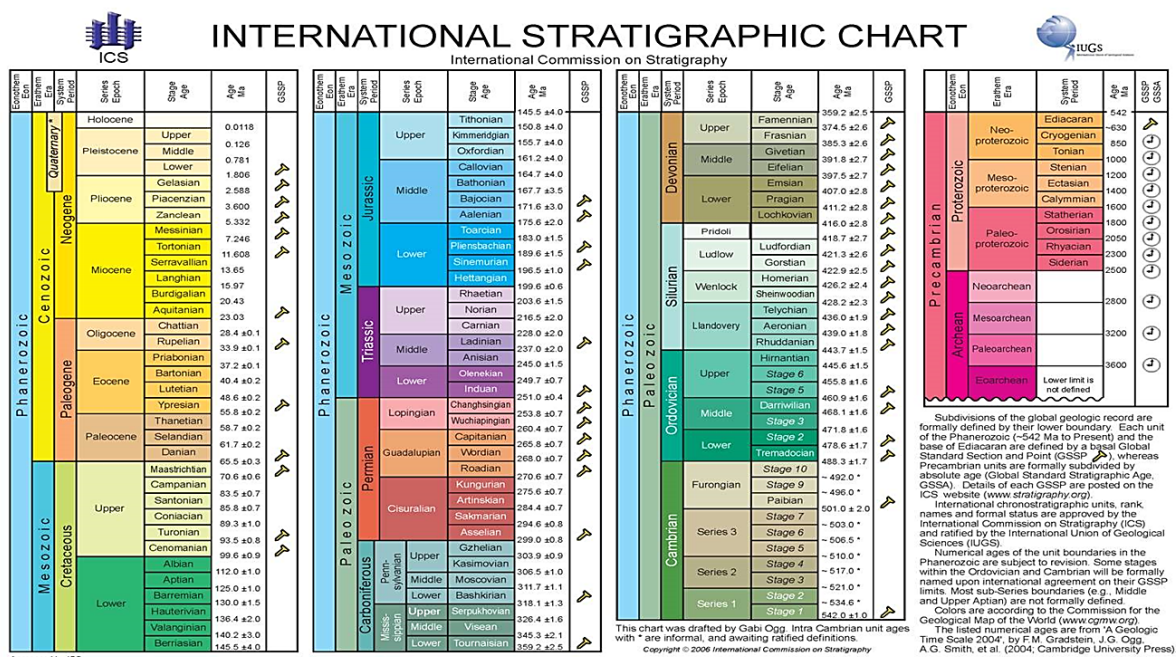


Рис. 2.6. Международная стратиграфическая (геохронологическая) шкала

Первая шкала была принята на II сессии Международного геологического конгресса в Болонье в 1881 году.

На данный момент известен абсолютный возраст большинства подразделений. Известно, что докембрий занимает 85% от всей геологической истории Земли (млрд. лет).

Системы – комплексы пород, выделенные на основании последовательности залегания отложений, наличию явных несогласий между ними, их состава и содержащихся в них окаменелостей.

Системы отражают естественную последовательность образования толщ осадочных горных пород.

Системы отвечают этапам геологического развития конкретных территорий.

Названия систем соответствуют:

- либо географическим названиям тех местностей, где они были выделены (кембрийская, девонская, юрская, пермская),
- либо происходят от названий древних племён, обитавших на этих территориях (силурийская, ордовикская),
- либо отражают состав пород (каменноугольная, меловая),
- либо отражают характер строения отложений (триасовая – три части в разрезе).

Позже системы по содержащейся в них фауне объединили в группы (группы систем, эратемы) *палеозойскую* (греч. «палеос» - древний), *мезозойскую* («мезос» - средний), и *кайнозойскую* («кайнос» - новый)

Сложившуюся иерархию основных стратиграфических подразделений (группа, система, отдел, ярус) утвердили на II сессии МГК и за ними закрепили единые для всех стран названия

Интервалы времени, в течение которых формировались стратиграфические подразделения, получили названия геохронологических подразделений: для групп (эратем) – эра, систем – период, отделов – эпоха, ярусов – век.

Соотношение стратиграфических и геохронологических подразделений шкалы

Стратиграфические подразделения – комплексы отложений, имеют региональное распространение и значение

Геохронологические подразделения – временные, имеют всеобщее планетарное значение.

Строение стратисферы похоже на луковицу. В любой точке Земли стратиграфическая летопись, отраженная в породах, никогда не бывает непрерывной и полной. Она обычно прерывается многочисленными перерывами и несогласиями.

Общая стратиграфическая шкала России (2006 год)

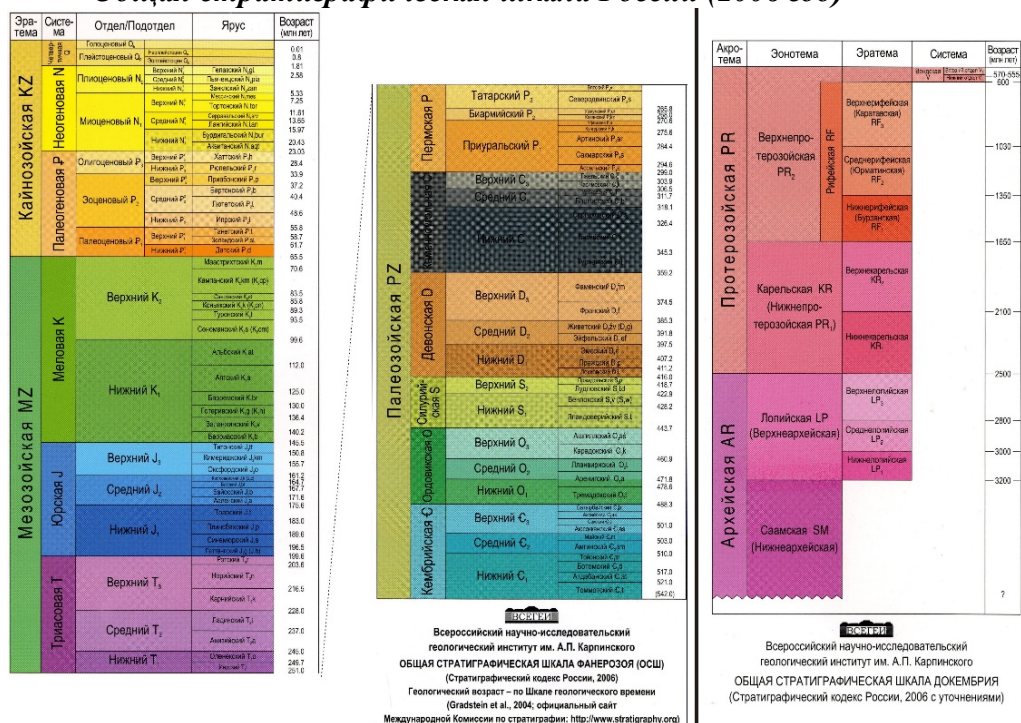


Рис. 2.7. Общая стратиграфическая шкала России (2006)

На геологической графике для обозначения возраста пород используют:

- 1) Общеизвестную цветовую шкалу
- 2) Общеизвестные индексы эратем, систем, отделов и ярусов

На основе шкалы составляются геологические карты.

Структура стратиграфической классификации

Стратиграфические подразделения	Категория стратиграфических подразделений		
	общие	региональные	местные
Основные	Эонотема Эратема(группа) Система отдел Зона Звено	Горизонт Зона (провинциальная зона)	Комплекс Серия Свита
Частные	Категория зональных биостратиграфических подразделений: биостратиграфические зоны разных видов		
Вспомогательные	Категория литостратиграфических подразделений: толща, пачка, пласт (слой), маркирующий горизонт; категория биостратиграфических подразделений: слои с фауной (флорой)		

Существуют *вспомогательные стратиграфические подразделения*, то, с чего начинаем, когда подходим к обнажению. Мы выделяем там какие-либо слои. Далее можем слои сгруппировать в пачки, а затем пачки объединить в толщи (вулканогенно-осадочная толща). Можем выделять маркирующие горизонты – например, прослой вулканического пепла, можем выделять различные слои с фауной и флорой.

Частные подразделения – зоны разных видов.

Основные стратиграфические подразделения

Стратиграфические подразделения – совокупность горных пород, естественное геологическое тело, время формирования которых соответствовало определенному этапу геологической истории Земли. Общие подразделения устанавливаются с помощью различных методов. Для докембрийских образований в основном используют радиогеохронологические методы, а для фанерозоя – палеонтологические.

Эонотема – это отложения, образовавшиеся в течение самой крупной геохронологической единицы – зона (архейский, протерозойский и фанерозойский), длительностью многие сотни миллионов и даже более миллиарда лет. Архейскую (Archaen, AR) и протерозойскую (Proterozoic, PR) эонотемы объединяют под названием «криптозой» (эра скрытой жизни), но чаще используют название «докембрий» (Precambrian), т.е. совокупность пород, образовавшихся до кембрийского периода. Основным критерием разделения криптозоя и фанерозоя (Phanerozoic, PHZ) является присутствие только бесскелетных организмов в криптозое и появление большого разнообразия скелетных форм в фанерозое.

Эратема или группа – составляет часть эонотемы и характеризует отложения, образовавшиеся в течение эры продолжительностью в первые сотни миллионов лет (в фанерозое). Эратемы отражают крупные этапы развития Земли и органического мира. Границы между ними соответствуют переломным рубежам в истории развития

органического мира. В фанерозое выделяют три эратемы: палеозойскую (Paleozoic, PZ), мезозойскую (Mesozoic, MZ) и кайнозойскую (Cenozoic, CZ).

Система - составляет часть эратемы и характеризует отложения, образовавшиеся в течение периода длительностью в десятки миллионов лет. Системе свойственны типичные для неё семейства и роды фауны и флоры. Для каждой системы на геологических картах приняты определенный цвет, являющийся международным, и индекс, образованный начальной буквой латинского названия системы. В настоящее время в фанерозое официально узаконены 12 систем: кембрийская (Cambrian), ордовикская (Ordovician, O), силурийская (Silurian, S), девонская (Devonian, D), каменноугольная, или карбоновая (Carboniferous, C), пермская (Permian, P), триасовая (Triassic, T), юрская (Jurassic, J), меловая (Cretaceous, K), палеогеновая (Paleogene, Pg), неогеновая (Neogene, N), четвертичная или антропогеновая (Quaternary, Q). Названия большинства систем происходят от географических названий тех местностей, где они были впервые установлены.

Отдел - часть системы; он характеризует отложения, образовавшиеся в течение одной эпохи, длительность которой обычно составляет первые десятки миллионов лет. В палеонтологическом отношении отделам свойственны характерные роды или группы видов фауны и флоры. Названия отделов даны по положению их в системы: нижний, средний, верхний или только нижний и верхний; эпохи соответственно называют ранней, средней, поздней. Некоторые отделы имеют собственные названия. Так, например, в каменноугольной системе – миссисипий и пенсильваний, в пермском – предуральный, гваделупий и лопингий, в юрской – лейас, доггер, мальм, а в палеогеновой – палеоцен, эоцен и олигоцен, в неогеновой – миоцен, плиоцен.

Ярус – часть отдела. Ему отвечают отложения, образовавшиеся в течение века, продолжительностью в несколько миллионов лет. Для яруса характерен определенный комплекс ископаемых организмов с типичными родами и видами. Названия ярусов обычно происходят от названий областей, районов, рек, гор, населенных пунктов, где находятся стратотипические разрезы. Например, волжский ярус верхнего отдела юрской системы – J_{3v}. Иногда выделяют подъярусы: нижний и верхний или нижний, средний и верхний. Например, средневолжский подъярус – J_{3v2}. На геологической карте ярусы закрашиваются оттенками цвета системы, а индексы их образуют путем добавления к индексу отдела начальной буквы латинского названия яруса: K_{1v} – валанжинский ярус, K_{2c} – коньякский ярус, P_{1a} – артинский ярус. В случае, если отдел имеет ярусы, начинающиеся с одной и той же буквы, к первой букве добавляется следующая согласная буква K_{1ar} – аптский ярус, K_{1al} – альбский, K_{2cm} – сеноманский.

Зона – является частью яруса и охватывает отложения, образовавшиеся в течение одной фазы порядка 2-3 млн. лет. Её границы устанавливаются по определенному зональному комплексу видов ископаемых организмов, который содержит формы, имеющие широкое географическое распространение и быстро эволюционировавших. Название зоны дается по наиболее характерному виду зонального комплекса. Зона и фаза имеют название одного и того же вида – индекса. Например, зона или фаза *Virgatites virgatus* (J_{3v2-v}). Следует помнить, что не все ископаемые формы растений и животных являются руководящими ископаемыми, есть и сравнительно более долго живущие, т.е. медленнее эволюционирующие.

Звено – выделяется в составе четвертичной системы. В звено объединяют горные породы, сформированные во время одного цикла климатических изменений: похолодания

(ледниковье) и потепление (межледниковье). Звено должно иметь свой стратотип и климатостратиграфическое или литолого-экологическое обоснование. Четвертичная система состоит из четырех звеньев: нижне, средне, верхнечетвертичного и современного. Их иногда называют нижним, средним и верхним плейстоценом и голоценом.

Вспомогательные стратиграфические подразделения

К литостратиграфическим подразделениям относятся: толща, пачка, слой, залежь, маркирующий горизонт, линза. Они называются обычно по характерным породам, цвету, литологическим особенностям или по характерным органическим остаткам.

Название биостратиграфических подразделений происходит от характерных групп фауны или флоры, которые отличаются от организмов, встречающихся в ниже- и вышележащих слоях.

Местные и региональные стратиграфические подразделения

Местные стратиграфические подразделения представляют собой толщи пород, выделяемые и отвечающие этапу геологического развития данного района (бассейна).

Местные стратиграфические подразделения:

- Комплекс
- Серия
- Свита

Региональные стратиграфические подразделения:

- Горизонт
- Лона

Комплекс – самое крупное местное стратиграфическое подразделение. Чаще всего оно применяется при расчленении докембрия. Комплекс имеет очень большую мощность, сложный состав горных пород, сформированный в течение крупного этапа развития. На границе комплексов часто наблюдаются крупные несогласия, скачки метаморфизма горных пород. Комплексу присваивается географическое название по характерному месту его развития; например, байкальский или беломорский комплекс.

Серия охватывает достаточно мощную и сложную по составу толщу горных пород и объединяет в своем составе несколько свит для которых имеются какие-либо общие признаки:

- 1) Сходные условия образования
- 2) Преобладание определенных типов горных пород
- 3) Близкая степень деформаций и метаморфизма и т.д.

Серии часто разделяются стратиграфическими и угловыми несогласиями. В Америке серии соответствует группа (Group), а свите – формация (Formation).

Свита – основная единица местной шкалы, представляет собой толщу пород, образованных в определенной физико-географической обстановке и занимающих установленное стратиграфическое положение в разрезе. Она может состоять из однородных пород, или из переслаивания их нескольких типов. Главные особенности свиты – наличие устойчивых литологических признаков на всей площади ее распространения, четкая выраженность границ и соответствие ей обособленному этапу геологического развития района. Возрастной объем свиты может изменяться от места к месту. На геологической карте площадь развития свиты закрашивается оттенкам цвета системы, к которому она относится по возрасту. Индексы образуются путем прибавления к индексу отдела начальной латинской буквы названия свиты. Своей название свита получает по географическому местонахождению стратотипа.

Региональные стратиграфические подразделения

Горизонт – основное региональное подразделение, которое объединяет разновозрастные свиты и их части. Геохронологическим эквивалентом служит время.

Горизонт = Свита Центральная + Свита Центральная + Свита Восточная

Пример: мячковский горизонт в среднем карбоне и мячковское время.

Лона представляет собой провинциальную зону. Она устанавливается по комплексу фауны и флоры, характерному для данного региона и отражает определенную фазу развития населявшего его органического мира данного региона. Границы лоны определяются по характерным видам зонального комплекса. Лона должна иметь стратотип, содержащий зональный комплекс, и ее название происходит от вида – индекса. Геохронологическим эквивалентом лоны является время.

Проблемы определения геологического времени

- 1) Неполнота геологической летописи как объекта изучения (перерывы (ненакопление, конденсация и эрозия, переотложение))
- 2) Инструменты и методы изучения (абсолютное и относительное летоисчисление)
- 3) Модель геологического времени (шкалы времени)

Венд – ученые находили хорошо сохранившиеся отпечатки, так как не было хищников и не было тех, кто питался падалью. В начале венда все организмы были небольшими, а к концу стали большими, так как это защитная реакция. Появились первые хищники – конодонтоносители, имели рот, не имели челюстей. Они начали есть мягкотелые организмы. Это привело к тому, что в ходе эволюции появилась раковина.

Лекция 3

Проблемы определения геологического времени

Шкала постоянно меняется, так как появляются новые данные, которые позволяют уточнить имеющиеся данные. Все решения принимаются на международном стратиграфическом конгрессе.

Как по-разному делят отложения кембрия в разных частях планеты.

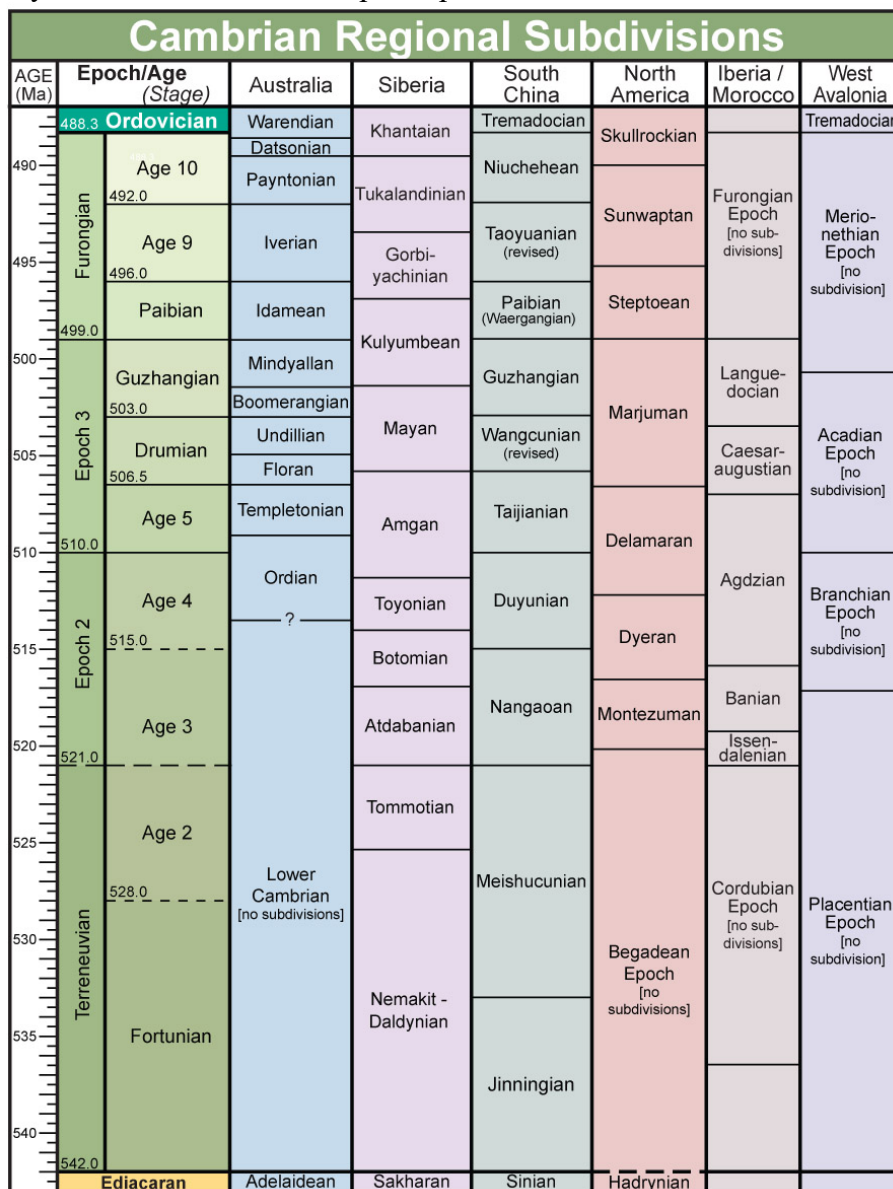


Рис. 3.1. Общая стратиграфическая шкала кембрия

Многие границы времени не совпадают, так как в конкретной местности есть свои стратиграфические подразделения.

Сравнение шкал для ордовика.



<div>  <h1>ORDOVICIAN CHRONOSTRATIGRAPHIC CHART</h1> <p>International Subcommission on Ordovician Stratigraphy</p>  </div>														
GLOBAL	UNITED KINGDOM		NORTH AMERICA		BALTO-SCANDIA		AUSTRALIA		CHINA		SIBERIA		MEDITERRANEAN & N. GONDWANA	Stage Slices (SS)
SYSTEM	SERIES	STAGE	SERIES	STAGE	SERIES	STAGE	SERIES	STAGE	SERIES	STAGE	SERIES	STAGE	STAGE	
ORDOVICIAN	UPPER ORDOVICIAN	HIRNANTIAN	ASHGILL	HIRNANTIAN	CINCINNATIAN	GAMACHIAN	HARJU	PORKUNI	BOLINDIAN	HIRNANTIAN	UPPER	Not distinguished	HIRNANTIAN (=KOSOVIAN)	H2
				RAWTHEYAN CAUTLEYAN PUGILLIAN		RICHMONDIAN MAYSVILLIAN EDENIAN		PIRGU VORMSI NABALA RAKVERE DANDU NEILA				BURIAN NIRUNDIAN DOLBORIAN	KRALODVORIAN	H1
		KATIAN	CARADOC	STREFFORDIAN CHENEYAN	MOHAWKIAN	TURINIAN	VIRU	HALJALA	EASTONIAN	NEICHIASHANIAN	UPPER	BAKSAN	BEROUNIAN	Ka4
				BURRELLIAN		CHATFIELDIAN		KUKRUSE						Ka3
		SANDBIAN	CARADOC	AURELUCIAN	WHITEROCKIAN	CHAZYAN	OELAND	UHAHU	DARRIWILIAN	DARRIWILIAN	MIDDLE	CHERTOVSKIAN	DOBROTIVIAN	Ka2
				LLANDEILIAN ABEREIDIAN		Not distinguished		LASNAMAGI ASERI KUNDA						Ka1
	MIDDLE ORDOVICIAN	DARPIINGIAN	ARENIG	FENNIAN	IBEXIAN	RANGERIAN	OELAND	VOLKHOV	YAPEENIAN	DAPINGIAN	MIDDLE	KIMAIAI	ARENIGIAN	Sa2
				WHITLANDIAN		BLACK HILLSIAN		BILLINGEN						Sa1
		FLOIAN	TREMADOC	MORIDUNIAN	IBEXIAN	TULEAN	OELAND	HUNNEBERG	CHEWTONIAN BENDIGONIAN	FLOIAN	LOWER	UGORIAN	TREMADOCIAN	Dw3
				MIGNEINTIAN		STAIRSIAN SKULLROCKIAN		VARANGU						Dw2
		TREMADOC	TREMADOC	CRESSAGIAN	IBEXIAN		OELAND	PAKERORT	LANCEFIELDIAN	TREMADOCIAN	LOWER	NYAIAN	TREMADOCIAN	Dw1
														Dp3
	LOWER ORDOVICIAN	TREMADOC	TREMADOC		IBEXIAN		OELAND		LANCEFIELDIAN	TREMADOCIAN	LOWER	NYAIAN	TREMADOCIAN	Dp2
														Dp1
		TREMADOC	TREMADOC		IBEXIAN		OELAND		LANCEFIELDIAN	TREMADOCIAN	LOWER	NYAIAN	TREMADOCIAN	Fi3
														Fi2
		TREMADOC	TREMADOC		IBEXIAN		OELAND		LANCEFIELDIAN	TREMADOCIAN	LOWER	NYAIAN	TREMADOCIAN	Fi1
														Tr3
	TREMADOC	TREMADOC	TREMADOC		IBEXIAN		OELAND		LANCEFIELDIAN	TREMADOCIAN	LOWER	NYAIAN	TREMADOCIAN	Tr2
														Tr1

Рис. 3.2. Общая стратиграфическая шкала для ордовика

Отложения пермской системы.

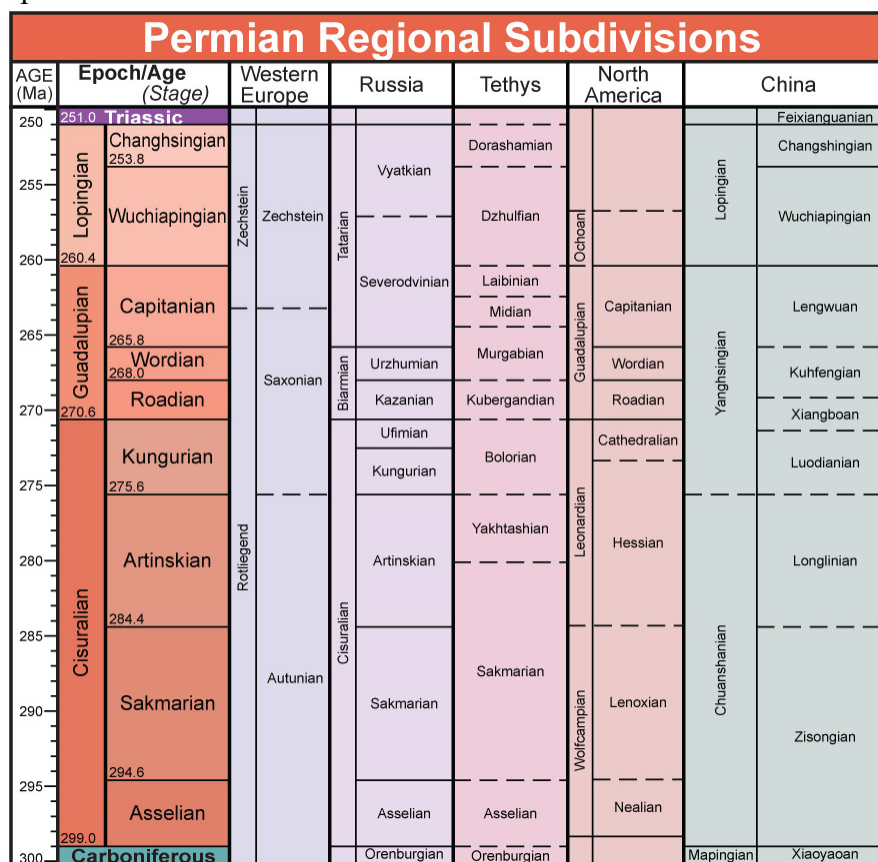


Рис. 3.3. Общая стратиграфическая шкала для перми

Таблица 3.1. Общая стратиграфическая шкала для карбона

	Россия	Зап. Европа	Сев. Америка
C ₃	гжельский	стефанский	Пенсильваний C ₂
	касимовский		
C ₂	московский	вестфальский	Миссисипий C ₁
	башкирский		
C ₁	серпуховский	намюрский	
	визейский	динант C ₁	
	турнейский		

Деление отложений каменноугольной системы. В России выделяются 7 ярусов, а в Северной Америке 2 яруса. Это связано с тем, что в Северной Америке отложения этого времени представлены в основном континентальными фациями, поэтому у них каменноугольная система делится на два отдела. В западной Европе – 4 яруса, так как там были наиболее разнообразные палеогеографические условия. В России – в основном морские отложения, поэтому отложения разнообразные.

Мессинский кризис

В неогеновом периоде был такой момент, когда в результате продолжающегося движения Африканской плиты, возникла сухопутная перемычка в районе Гибралтара, и Средиземное

море потеряло сообщение с Атлантическим океаном. Оно распалось на серию бассейнов. Вода там стала интенсивно испаряться, в некоторые места стали впадать реки, где-то в этих бассейнах соленость стала, наоборот, слишком высокая. Бассейны потеряли связь друг с другом, и все те, кто там остались жить, были изолированы друг от друга, и поэтому эволюция каждого шла своим путем. Это привело к тому, что для неогена в некоторых шкалах времени нет ярусов, употребляются региональные ярусы, так как в одном месте своя последовательность осадков со своими окаменелостями, в другом – другая. Вместе их найти практически невозможно. В какой-то момент времени в результате следующих тектонически движений перемычка была разрушена, и воды Атлантического океана заново стали вливаться в котловину Средиземного моря.



Рис. 3.4. Мессинский кризис

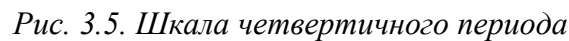
В каждом бассейне осадконакопления своя последовательность органических остатков, сравнить их друг с другом тяжело. После того, как были выделены ярусы, ученые стали заниматься датировкой абсолютного возраста, но этот метод даёт цифру \pm ошибку, поэтому в результате различных определений, которые были сделаны в разное время, установлено, что одни и те же ярусы могли иметь разную датировку своей длительности. Коньякский ярус в одной шкале – 3 млн. лет, а в другой – 4 млн. лет. Кампанский в одной шкале 12,2 млн. лет, в другой – 8 млн. лет. В одной шкале события могут попасть в один век, в другой шкале – в другой век.

Существуют следующие критерии геологической периодизации и выделения стратиграфических единиц:

- этапность в ходе эволюции органического мира,
- периодическая изменчивость процессов осадконакопления и денудации,
- палеогеографические критерии (изменение ландшафтно-климатических условий),
- степень активности и характер проявления магматической деятельности и процессов метаморфизации,
- проявление крупных тектонических движений и деформаций.

Таким образом, любое стратиграфическое подразделение должно отвечать определенному этапу развития Земли или ее региона.

Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years



Проблемы четвертичного периода:

- 1) Он еще не закончился
- 2) Очень короткий
- 3) В нем появился человек
- 4) Непонятно, где провести нижнюю границу. Если считать, что проводим по появлению первых людей – но кого считать первым человеком? Известно, что было несколько параллельных эволюционных направлений, одно из них оказалось удачным. Другие говорят, что необходимо проводить границу по изменению климата, но оледенения были и в неогене. Другие говорят, что необходимо проводить по изменению в характере в комплексе фауны и флоры.

Сейчас нижняя граница четвертичного периода опущена в неоген. Это подвижная система. Часто геолог имеет дело с фоновыми отчетами материалов производственных работ второй половины 20-го века. Детальность расчленения скважин (сенон, неокон, мальм-берриас) и датировки границ по фауне в подавляющем большинстве случаев не отвечают современным представлениям и требованиям, керн и образцы недоступны, но исключать такой материал из работ было бы неверно.

Циклостратиграфия

Пластовая цикличность читается на каротажных и других диаграммах и прослеживается в планетарном масштабе. Это может позволить выявить общие тренды и по ним, как по корреляционным уровням, связать скважины и разрез.

С помощью циклостратиграфии возможно поймать и оценить диапазон скрытых перерывов, т.е. решить одну из фундаментальных проблем геологии – проблему геологического времени.

Цикличность (например, Миланковича) находит свое отражение в вариациях:

- 1) Почти всех параметрических кривых (аналитика, каротаж)
- 2) Кривых магнитного склонения и наклонения (инверсия магнитного поля)

Следовательно, решается вторая проблема – сопоставление морских и отложений тоже в планетарном масштабе.

Стратиграфия неразрывно связана с геохронологией, которая изучает длительность и последовательность основных этапов развития земной коры и Земли. **Абсолютная геохронология** датирует земные минералы и горные породы физическими методами в годах. **Относительная геохронология** определяет место геологического тела в общем разрезе стратисферы.

По годовым кольцам в разрезе ствола дерева мы можем определить скорость роста дерева, и можем понять сколько дереву лет.

Методы расчленения и сопоставления разрезов отложений и определение из относительного возраста:

- Палеонтологический (биостратиграфический)
- Литологический
- Геофизический
- Ритмо(цикло)стратиграфический
- Климатостратиграфический
- Событийный (астероиды, извержение вулканов, цунами и т.д.)
- Секвентный (изменение глубины моря)

Литологические методы расчленения отложений

Литологические методы расчленения отложений – выделение интервалов разреза (слоев или групп слоев), отличающихся от подстилающих и перекрывающих интервалов по цвету, вещественному составу, текстуре, включениям и другим литологическим особенностям. Затем в разрезе устанавливают наиболее заметные, отличные от других слои и пачки (Историческая геология, 1985).

Геофизические методы расчленения и сопоставления разрезов

Геофизические методы близки к литологическим и основаны на сравнении пород по их физическим свойствам. Они применяются для корреляции разрезов между собой и с опорным разрезом, возраст отложений которого определен другими методами (Историческая геология, 1985).

Геофизические методы:

- Вертикальное электрическое зондирование (ВЭЗ)
- Метод преломленных волн (МПВ)
- Корреляционный метод преломленных волн (КМПВ)
- Межскважинное сейсмоакустическое просвечивание (томография)
- Анализ результатов каротажа (геофизических исследований скважин, ГИС)

Метод ВЭЗ проводится для уточнения геологического разреза в местах, где бурение скважин оказалось невозможным, и корреляции между скважинами.

Опесчаненные глины и глины по результатам электроразведки не различить, так как они характеризуются похожими удельными сопротивлениями.

Сейсмические методы – где-то есть источник сейсмических волн, далее эти волны проходят сквозь слои, частично преломляются, отражаются, проходят дальше, в приемники. В итоге получается сейсмограмма.

Сейсмическое профилирование в методике КМПВ на продольных и поперечных волнах проводится с поверхности и служит для определения упругих параметров в рыхлых отложениях, слагающих верхнюю часть разреза. В итоге получаем временной разрез, из времени можно пересчитать на мощность. В итоге довольно быстро получаем представления о строении разреза.

Межскважинное сейсмоакустическое просвечивание (томография)

Для определения свойств грунтов в условиях естественного залегания путем определения скоростей продольных и поперечных сейсмических волн, выявления участков возможного карстопроявления и межскважинной корреляции разрезов, выполняются геофизические исследования в скважинах с применением метода томографии.

Статическое зондирование – задавливается под определенным давлением зонд в рыхлые отложения, и потому сопротивлению, которое испытывает грунт (лобовому и боковому), мы понимаем какие это породы. У глины очень сильное боковое сопротивление, но слабое лобовое. У песка сильное лобовое сопротивление и слабое боковое.

Сейсмическое просвечивание между скважинами. Области пониженных скоростей обычно там, где карстовые полости.

Границы уточняются по описанию керна.

Анализ результатов каротажа (ГИС)

Разновидности методов исследования скважин:

- Электрический каротаж
- Радиоактивный каротаж
- Гамма-каротаж

- Нейтронный метод каротажа
- Акустический каротаж
- Сейсмический каротаж
- Каротаж плотности
- Термический каротаж
- Магнитный каротаж
- Гравитационный каротаж
- Ультразвуковой каротаж

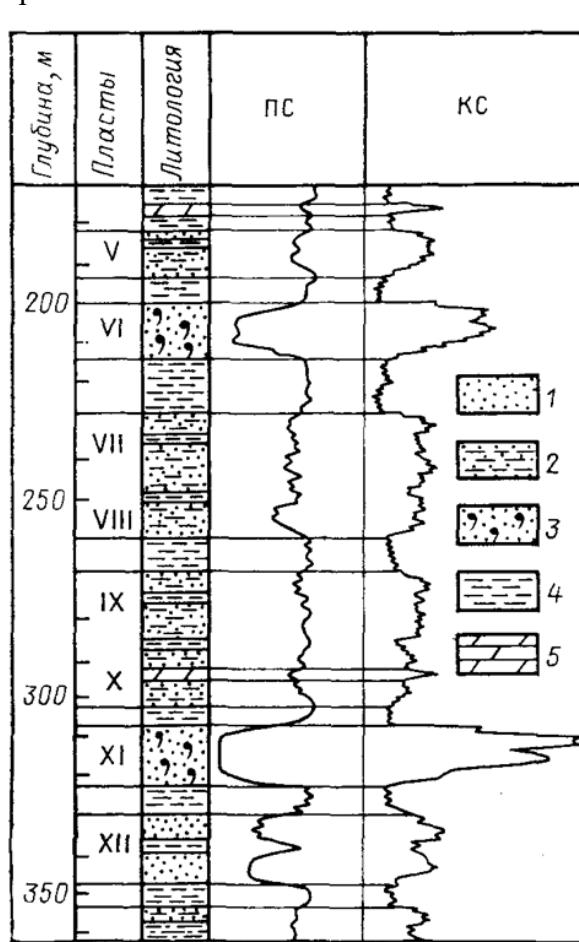


Рис. 3.6. Результаты электрического каротажа одного из интервалов разреза по скважине. Условные обозначения: 1 – песчаники, 2 – глинистые песчаники, 3 – нефтеносные песчаники, 4 – глины, 5 – мергели (Историческая геология, 1985)

Видно, что у нефтеносных песчаников минимум на ПС и максимум на КС, далее по тонкой цикличности чередуются слои маленькой мощности и прибор на это реагирует. Зная, что различные породы характеризуются различными значениями, мы можем определить геологическую колонку только по каротажу.

В глинах высокая радиоактивность.

Акустический каротаж – одна из разновидностей сейсмоакустических методов исследования скважин. В зонде есть излучатель упругих колебаний частотой 10-2-кГц и 20 кГц-2 МГц и пара сейсμοприемников. Акустический каротаж выполняется как в

необсаженных скважинах, заполненных жидкостью, так и в обсаженных скважинах. Радиус исследования пород от оси скважины не превышает 0,5 – 1 м.

Морская (подводная) геофизика

Для инженерно-геологических и геодезических изысканий под подводные трубопроводы и другие элементы инженерной инфраструктуры нефтедобывающей отрасли (добыча на шельфе), а также для мониторинга их состояния, применяют подводные модули типа эхолота AUV FUGRO.

Также эти комплексы используются в морской археологии (поиск затонувших судов, погребенных морским осадком). Также эти комплексы нашли применения при ликвидации аварии на океанской буровой установке Deerpwater Horizon компании «Бритиш петролиум» в Мексиканском заливе в 2010 г.

Геофизические исследования на море – идёт специальное судно с сейсмической косой. Это возможно делать там, где нет айсбергов, скал. Сейчас данные исследования используются на шельфе морей.

Для разведки по льду – подледный комплекс, который базируется на подводных лодках. Он включает в себя подводную лодку с сейсмической косой, которая может раздвигаться и складываться, она осуществляет сейсмическую съемку.

Аэрогеофизика

Аэрогеофизические исследования выполняются как опережающие или в комплексе с геологическими съемками на всех стадиях их производства – от региональных исследований до детальных поисков полезных ископаемых. Отличительной особенностью их является большая скорость изучения площадей исследования (до 10-15 тыс. п. км в месяц) при низкой стоимости.

Воздушная (аэромагнитная, аэроэлектроразведочная, аэрогаммаспектрометрическая, газовая, термографическая, аэрогравиметрическая) съемка.

Аэрометоды геофизических исследований используются в инженерной геологии при изысканиях под трубопроводы, которые часто располагаются в труднодоступных местах.

Климатостратиграфический метод

Климатостратиграфический метод основан на чередовании в четвертичном периоде интервалов резкого похолодания и потепления, что определяет смену литолого-фациальных и палеонтологических комплексов. В настоящее время метод используется и в дочетвертичной стратиграфии.

Выстраиваются горизонты, связанные с климатическими изменениями для четвертичной системы. Видно, что они в разных местах разные (рис. 3.7).

КОРРЕЛЯЦИОННАЯ СХЕМА СТРАТИГРАФИИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ												
			Альпы		РУССКАЯ ПЛАТФОРМА		ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ		УРАЛ		СЕВЕРНАЯ АМЕРИКА	
ВОЗ-РАСТ ТЫС. ЛЕТ	РАЗДЕЛ	ЗВЕНО			НАДГОРИЗОНТ	ГОРИЗОНТ	НАДГОРИЗОНТ	ГОРИЗОНТ	НАДГОРИЗОНТ	ГОРИЗОНТ		ТЕРРАСА (УРАЛ)
0-10	ГОЛОЦЕН									ГОРБУНОВСКИЙ		
10-90	ВЕРХНЕЕ		ВЮРМСКОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ W	W3	ВАЛДАЙСКИЙ	ОСТАШОВСКИЙ OS	ЗЫРЯНСКИЙ	САРТАНСКИЙ	СЕВЕРОУРАЛЬСКИЙ	ПОЛЯРНОУРАЛЬСКИЙ	ВИСКОНСИНСКОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ	РЕЖЕВСКАЯ (I)
				W2		ЛЕНИНГРАДСКИЙ (МОЛОГО- ШЕКСНИНСКИЙ) LD		КАРГИНСКИЙ		НЕВЬЯНСКИЙ		КАМЫШЛОВСКАЯ (II)
				W1		ПОДПОРОЖСКИЙ (КАЛИНИНСКИЙ) PD		ЕРМАКОВСКИЙ		ХАНМЕЙСКИЙ		
90-130			РИСС-ВЮРМСКОЕ МЕЖЛЕДНИКОВЫЕ R-W	МИКУЛИНСКИЙ (МЕЖЛЕДНИКОВЫЕ) MK		КАЗАНЦЕВСКИЙ			СТРЕЛЕЦКИЙ	САНГАМОНСКОЕ МЕЖЛЕДНИКОВЫЕ		
130-300	СРЕДНЕЕ		РИССКОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ R	R3	СРЕДНЕ- РУССКИЙ	МОСКОВСКИЙ MS	БАХТИНСКИЙ	ТАЗОВСКИЙ	СРЕДНЕУРАЛЬСКИЙ	ЛЕПЛИНСКИЙ	ИЛЛИНОЙСКОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ	ИСЕТСКАЯ (III)
				R2		ШКОЛОВСКИЙ (ОДИНЦОВСКИЙ) SK		ШИРТИНСКИЙ		НИЦИНСКИЙ		УФИМСКАЯ (IV)
				R1		ДНЕПРОВСКИЙ DN		САМАРОВСКИЙ		ВИЛЬГОРТОВСКИЙ		
300-400			МИНДЕЛЬ-РИССКОЕ МЕЖЛЕДНИКОВЫЕ M-R	ЛИХВИНСКИЙ (МЕЖЛЕДНИКОВЫЕ) LN		ТОБОЛЬСКИЙ			СЫЛВИЦКИЙ	ЯРМУТСКОЕ МЕЖЛЕДНИКОВЫЕ		
400-500	НИЖНЕЕ		МИНДЕЛЬСКОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ M	M3	БЕЛОРУССКИЙ	ОКСКИЙ OK	ШАЙТАНСКИЙ		КУНДРАВИНСКИЙ	КАРПИЙСКИЙ	КАНЗАССКОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ	ЧЕРНОСКУ- ТОВСКАЯ (V)
				M2		БЕЛОВЕЖСКИЙ BV				ЧЕРНОРЕЧЕНСКИЙ		
						ДЗУКИЙСКИЙ (ДОНСКОЙ) DZ				ЛОЗЬВИНСКИЙ		
				M1						БАТУРИНСКИЙ		
500-750		ГЮНЦ-МИНДЕЛЬСКОЕ МЕЖЛЕДНИКОВЫЕ G-M	ВИЛЬНЮССКИЙ	ИЛЬИНСКИЙ IL ПОКРОВСКИЙ PK МИХАЙЛОВСКИЙ MH	ТАЛАГАЙСКИЙ		САРЫКУЛЬСКИЙ	АРТОНСКОЕ МЕЖЛЕДНИКОВЫЕ	МИАССКАЯ (VI)			
750-900	ВЕРХНЕЕ		ГЮНЦСКОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ G					ЧУМЛЯКСКИЙ	НЕБРАССКОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ			
900-1300			ДУНАЙСКО-ГЮНЦСКОЕ МЕЖЛЕДНИКОВЫЕ D-G									
1300-1800	НИЖНЕЕ		ДУНАЙСКОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ					УВЕЛЬСКИЙ		УВЕЛЬСКАЯ (VII)		

Рис. 3.7. Корреляционная схема стратиграфии четвертичных отложений

Лекция 4

Методы определения относительного возраста

Климатостратиграфический метод

Распознает осадки, формировавшиеся в эпоху холодного и теплого климата. Чередование климатических циклов позволяет выделять один горизонт включающий цикл оледенения и потепления.

Изначально метод применен для четвертичных отложений, а затем и для всей стратисферы. Например, аллювиальные пески разной зернистости, хорошо сортированы. Флювигляциальные водно-ледниковые отложения – плохо сортированные, гравийно-галечные.

Морские пески имеют включения глауконита.

Морены – могут быть представлены суглинками, супесями, глинами и могут содержать включения, плохая сортировка.

В зависимости от того, через какие места с геологическим строением ледник перемещался, следы этого передвижения, мы находим в обломках, которые он несет. Поэтому моренные отложения могут быть разного цвета, цвет также определяется минеральным составом.

Циклостратиграфия

Циклический метод заключается в изучении чередования различных пород в разрезах.

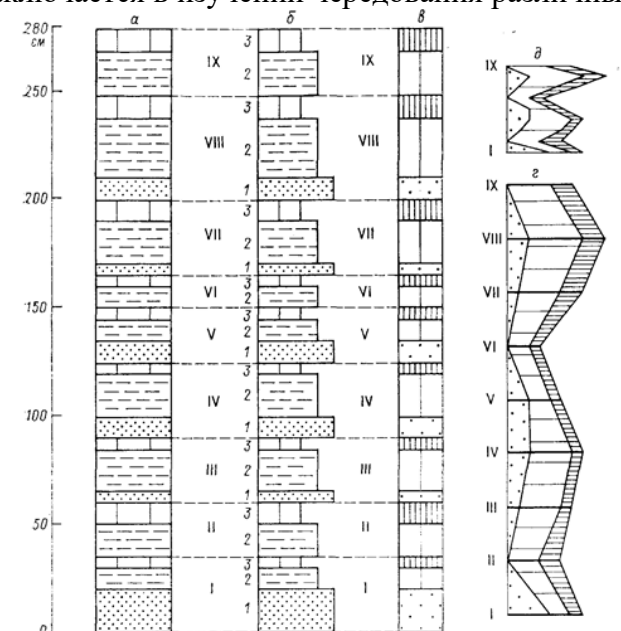


Рис. 4.1. Построение ритмограммы (Историческая геология, 1985): а — разрез; б — разрез разделен на ритмы (I—IX), выделены элементы (1, 2, 3) ритмов; в — элементы ритмов заменены условными знаками (произвольно); г — ритмограмма: колонки ритмов заменены отрезками горизонтальных линий (расположены друг от друга на равных расстояниях), границы элементов ритмов соединены прямыми линиями; д — ритмограмма того же разреза в более компактном и удобном виде: уменьшен вертикальный масштаб и убраны отрезки линий, обозначающих колонки ритмов (вертикальный масштаб ритмограмм выбирается произвольно, мощности элементов ритмов откладываются по горизонтали). На диаграмме выделяется цикличность разных порядков. Разная мощность связана с тектоническими движениями, или с изменением уровня мирового океана.

Пример, таврическая серия.

Палеомагнитный метод

Палеомагнитный метод основан на явлении *палеомагнетизма*. Магнитное поле, существовавшее в геологическом прошлом, зафиксировано в горных породах. При своем образовании горные породы намагничивались по направлению геомагнитного поля того времени и места, где они возникали. Вектор первичной намагниченности сохранился в горной породе и может быть определен. «Окаменевший геомагнетизм» позволяет сопоставлять отложения и выяснять их возраст.

Положение магнитных полюсов меняется. Изменяется полярность, такое бывало неоднократно.

Событийный метод

В основе событийного метода лежит корреляция с использованием маркирующих горизонтов (МГ). Те или иные события оставляют следы.

Событийный метод выделяет и прослеживает следующие событийные отложения:

- Тиллиты и морены – отложения ледников
- Турбидиты – отложения мутьевых потоков
- Темпеститы – отложения штормов
- Инундиты – отложения наводнений
- Импактиты – отложения ударных кратеров метеоритов

Секвентный метод

При анализе сейсмических профилей, на сейсмическом разрезе выделялись какие-то тела – секвенции. Некоторые из этих тел имели причудливую форму типа клиноформ или чечевицы. Объяснили это тем, что меняется уровень мирового океана, и поэтому возникают такие тела.

Анализ геологического разреза с позиций эвстатических колебаний уровня Мирового океана – секвентный метод.

Палеонтологический метод

Палеонтологический метод базируется на законе о необратимости эволюции органического мира. Для каждого интервала времени характерна своя фауна и флора.

Аммониты, белемниты – мезозой. Граптолиты – часть палеозоя. Трилобиты – характеризуют в целом палеозой.



Рис. 4.2. Раннемеловой аммонит

Радиометрическое датирование горных пород

Возраст Земли

Методы определения относительного возраста пород не дают ответа на такие вопросы, как:

- 1) Точное время начала и окончания какого-либо геологического события
- 2) Продолжительность геологических событий

Для ответа на эти вопросы нужно установить возраст геологических событий в астрономической шкале времени, т.е. в современных годах.

Метод определения возраста по ленточным глинам

Метод определения возраста по ленточным глинам, которые отлагаются в спокойных приледниковых бассейнах при сезонном изменении климата. За год образуется лента из двух тонких слоев: песчаного (весенне-летнего) и глинистого (осенне-зимнего). Пользуясь этим методом, геологи установили, что последний ледник покинул территорию Ленинградской области 16,5 тыс. лет назад, а Скандинавию 8—9 тыс. лет.

Считаем число слоев, 2 слоя – 1 год, т.е. разделим количество слоев на два и получим геологическое время.

В настоящее время для определения радиометрического возраста всех типов горных пород и минералов применяют изотопно-геохронологические методы датирования.

В их основе лежит явление радиоактивности, открытое в 1896 году Анри Беккерелем. Суть его заключается в следующем. Атом урана нестабилен: он испускает энергию (потoki частиц) и со временем превращается в атом свинца – устойчивого элемента, не подверженного дальнейшим превращениям.

Природа этого типа реакций такова, что скорость ядерного распада абсолютно постоянна и никакие внешние факторы (температура давление) на нее не влияют.

Установлено, что в любой порции урана (точнее изотопа ^{238}U) половина составляющих его атомов превратится в свинец за 4,5 млрд. лет. Срок в 4,5 млрд. лет называют периодом полураспада ^{238}U .

Ряд распада урана-238 (^{238}U). Восемь из 15 изотопов при распаде излучают альфа-частицу. Если порода остается нераздробленной, то все атомы свинца (в которые постоянно превращаются атомы урана) остаются внутри породы, и в результате уран все более «загрязняется» свинцом. Внешние факторы не влияют на скорость этого процесса, степень

«загрязнения» будет зависеть только от времени, в течение которого порода оставалась монолитной.

1907 год – первые определения возраста пород уран-свинцовым методом (впоследствии появились калий-аргоновый, рубидий-стронциевый, радиоуглеродный и другие).

Очень скоро обнаружили граниты возрастом 1 млрд. лет. По мере дальнейших поисков этот «максимальный известный возраст» быстро увеличивался.

Урано – ториево - свинцовый метод

В основу метода положен процесс распада изотопов урана и тория $^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}$, $^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb}$, $^{232}\text{Th} \rightarrow ^{208}\text{Pb}$. Периоды полураспада: ^{238}U – 4,51 млрд лет, ^{235}U – 713 млн лет, ^{232}Th – 15170 лет.

Оценить возраст минерала позволяют пять изотопных отношений $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

Для определения возраста используют минералы монацит, циркон, реже уранинит и ортит.

Преимущества. Достоинство уран-свинцовых методов заключается в том, что они дают возможность определять изотопный возраст изверженных и метаморфических пород, для которых палеонтологические методы неприменимы.

Калий-аргоновый (аргон-аргоновый) метод

Калий-аргоновый (аргон-аргоновый) метод основан на том, что в процессе самопроизвольного распада калия 12 % атомов ^{40}K переходят в аргон ^{40}Ar , а остальные 88 % — в изотоп ^{40}Ca . Период полураспада ^{40}K – 1,3 млрд лет.

Преимущества. Применение метода объясняется тем, что калий присутствует в составе таких распространенных в природе минералов, как полевые шпаты, слюды, амфиболы, пироксены, глауконит. Метод позволяет установить абсолютный возраст не только интрузивных и эффузивных, но и осадочных пород.

Недостатки. Он пригоден лишь для тех пород, которые не подвергались достаточно сильному нагреванию (свыше 300 °C) и большому давлению.

Самарий-неодимовый метод

Самарий-неодимовый метод заключается в медленном распаде изотопа ^{147}Sm до ^{144}Nd . Изотоп ^{147}Sm встречается в смеси со стабильными изотопами ^{144}Sm , $^{148-150}\text{Sm}$, ^{152}Sm , ^{154}Sm . Период полураспада ^{147}Sm – 153 млрд лет.

Преимущества. Считается одним из наиболее надежных для определения возраста сильно метаморфизованных раннедокембрийских пород.

Недостатки. Иногда дает заниженные значения возраста.

Рубидиево-стронциевый метод

Рубидиево-стронциевый метод основан на распаде рубидия ^{87}Rb и превращении его в изотоп стронция ^{87}Sr . Изотоп ^{87}Rb присутствует в виде примеси в калиевых минералах (биотит, мусковит, лепидолит). Период полураспада ^{87}Rb – 47 млрд лет.

Недостатки. Из-за низкой скорости распада рубидия метод применяется в основном для определения возраста докембрийских и палеозойских пород.

Радиоуглеродный метод

Радиоуглеродный метод базируется на определении радиоактивного изотопа углерода ^{14}C в породах. Этот изотоп постоянно образуется в атмосфере из азота ^{14}N под воздействием космического излучения и усваивается живыми организмами. После смерти организма происходит распад углерода ^{14}C с известной скоростью, что позволяет определить возраст вмещающих его слоев.

Недостатки. Изотоп ^{14}C распадается с большой скоростью, поэтому метод применим лишь для отложений, возраст которых не древнее 60 тыс. лет. Радиоуглеродный метод широко используется при изучении *четвертичных отложений* и в *археологии*. Период полураспада ^{14}C – 5750 лет.

Наиболее древние из известных в настоящее время на Земле пород – серые гнейсы района Акаста, слагающие фундамент эократона Слейв Канадского щита имеют возраст 3,92 млрд. лет.

Перед археем был катархей. Затем катархей стал раннем археем, а архей – поздним археем. Катархей – догеологический этап, тот этап развития Земли, от которого не осталось вещества. Космический этап развития - когда Земля была огненно-жидкая.

Древнейшие же из известных минералов – цирконы, возраст которых 4,3 – 4,4 млрд. лет, были найдены в Австралии.

Значит, Земля никак не моложе 4,4 млрд. лет, но и ненамного старше!

Дело в том, что:

- 1) Возраст всех изученных на этот предмет метеоритов составляет 4,5-4,6 млрд. лет
- 2) Возраст всех горных пород, собранных в девяти районах Луны американскими экспедициями «Апполон» и советскими автоматическими станциями «Луна», также варьирует от 4 до 4,5 млрд. лет.

Все это свидетельствует о том, что цифра 4,6 млрд. лет верно отражает реальный возраст Земли.

Возраст Земли – время, которое прошло с момента образования Земли как самостоятельного планетарного тела. В настоящее время возраст Земли оценивается в 4,54 – 4,57 млрд. лет.

Масштаб времени

14 млрд. лет = 24 часа

- 1) Через 4 сек. После «Большого взрыва» появляются первые атомы
- 2) Через 5 часов появляются первые звезды и галактики
- 3) Через 15 часов образуется Солнечная системы
- 4) В 18:00 появляются первые признаки жизни на Земле
- 5) В 23:12 появляются первые наземные растения
- 6) 23:37 – 23:53 – время существования динозавров
- 7) 23:59:43 сек появляются человекообразные обезьяны (30-35 млн. лет)
- 8) За 0,05 сек до 24 часов появляются *Homo sapiens* (90 тыс. лет)
- 9) За 0,001 сек до 24 часов – промышленная революция (18 век)

Примеры применения методов относительного определения возраста

В качестве примера выяснения истории магматизма проанализируем схематические разрезы палеозойских отложений Восточного Казахстана (рис. 4.3). В разрезе на (рис. 4. 3. а) толща вулканических пород подстилается и перекрывается верхнедевонскими песчаниками с растительными остатками. В середине позднего девона на пески с растениями излилась магма, образовался лавовый покров; нижележащие породы обожжены

(горячий контакт). Затем на остывшую поверхность лавового потока (холодный контакт) легли пески с остатками флоры. В дальнейшем эффузивы и вмещающие их песчаники были собраны в складки. Позднедевонский возраст вулканических пород определяется однозначно.

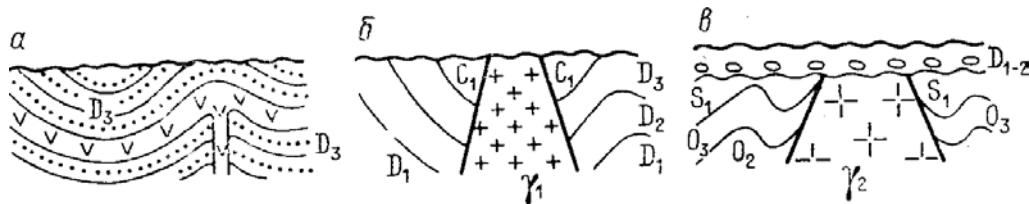


Рис. 4.3. Схематические геологические разрезы районов Восточного Казахстана
(Историческая геология, 1985)

На другом разрезе (рис. 4.3, б) гранитная интрузия прорывает девонские и нижнекаменноугольные отложения. Контакт с вмещающими породами горячий. Возраст интрузии — после-раннекаменноугольный, точнее его нельзя определить. В разрезе, представленном на рис. 4.3, в, возраст гранитов устанавливается уверенно. Интрузия прорывает толщу ордовика и нижнего силура и с размывом перекрывается нижедевонскими отложениями, в конгломератах которых найдены гранитные гальки. Следовательно, интрузия имеет позднесилурийский возраст.

Лекция 5

Условия накопления осадков и их реконструкция

Палеогеографические условия осадконакопления – условия, в которых накапливаются осадки, и как эти условия мы можем реконструировать по облику пород, литологическому составу и органическим остаткам.

Восстановление физико-географических обстановок далекого прошлого – одна из задач исторической геологии, это позволяет прогнозировать будущее.

Условия обитания организмов в морских водоемах

Наилучшие условия для захоронения и сохранения остатков организмов создает водная среда. Поэтому большая часть органических остатков геологического прошлого принадлежит организмам, обитавшим в воде.

Соленость

Соленость является одним из ключевых факторов, так как есть те организмы, которые живут в пресноводных условиях, в условиях нормальной солености, Соленость непостоянная, она меняется. Это связано с поступлением пресной воды из рек, которые впадают в океаны, также это связано с процессами испарения, с процессами круговорота разных элементов и соединений.

Соленость бассейнов определяется количеством граммов соли в одном литре воды и измеряется в промилле (1 ‰ = 1 г/л). В настоящее время соленость Мирового океана равна 35 ‰. Соленость открытых морей приближается к этому значению.

По солености современные бассейны подразделяют на морские, ненормальной солености (солонатоводные, осолоненные) и пресноводные. Морские бассейны имеют соленость 15—45 ‰ (например, Красное море – 43 ‰; Черное – до 23 ‰; Каспийское – до 17‰), среди них выделяют моря нормальной солености (близкой к 35‰). У пресноводных бассейнов соленость ниже 0,5‰, солонатоводных 0,5—15‰ (например, Балтийское море – 9 ‰), осолоненных свыше 45 ‰.

По отношению к солености организмы делятся на *эвригалинные* и *стеногалинные*.

Эвригалинные организмы выдерживают заметные изменения солености, *стеногалинные* живут в водах только определенной солености.

К *стеногалинным* обитателям морей нормальной солености относится большая часть колониальных кораллов, иглокожие, головоногие моллюски, брахиоподы, трилобиты (рис. 5.1). Только единичные представители перечисленных групп могли переносить изменение солености. Пресноводными являются двустворки *Unio*, гастроподы *Limnaea*, *Viviparus*, *Planorbis*.



Рис. 5.1. Диорама ордовикского моря нормальной солености со стеногалинными организмами. В центре – головоногий моллюск, пожирающий трилобита. По бокам и на заднем плане – колониальные и одиночные кораллы

Эвригалинные группы составляют пелециподы (двустворчатые моллюски), гастроподы (брюхоногие моллюски), некоторые ракообразные, черви, водоросли. Некоторые представители перечисленных групп не выносят изменения солености. Так, пелециподы *Hippurites*, *Diceras* жили только в морях нормальной солености.

Глубина

Глубина бассейна играет существенную роль в расселении организмов. С ростом глубины уменьшается освещенность, возрастает давление (через каждые 10 м глубины давление увеличивается на 10^5 Па), изменяется газовый режим; температура воды на больших глубинах низкая и практически постоянная. Для жизни растений и животных наиболее благоприятны небольшие глубины. С увеличением глубины число видов и биомасса значительно уменьшаются.

В настоящее время биомасса зообентоса в абиссали (глубина 5—6 км) в центральных районах океана составляет 1—2 мг/м², что в 100—200 тыс. раз меньше, чем на шельфе (до глубины 200 м), где сосредоточено 82,6 % всей биомассы бентоса. 65 % всей биомассы планктона находится в толще воды на глубинах до 500 м.

Многие организмы могут двигаться в толще воды по вертикали, например, рыбы, головоногие моллюски (рис. 5.2) и мигрирующий зоопланктон.



Рис. 5.2. Два современных головоногих моллюска – наутилуса поедают рыбу. Наутилусы и рыбы – эврибатные организмы

На небольших глубинах обитали водные растения и разнообразные рифостроители: известковыделяющие цианобактерии (строматолиты), археоциаты, строматопораты, кораллы. Поселения брахиопод и двустворок характерны для морского дна. На мелководье располагались брахиоподовые и пелециподовые банки, заросли морских лилий. По отношению к изменению глубины бассейна организмы бывают *эврибатные* и *стенобатные*.

Эврибатные организмы способны выносить изменение глубины обитания, а стенобатные – не способны.

Пример: рифострояющие животные (мшанки, кораллы) являются стенобатными организмами, а активно плавающие животные (рыбы, головоногие моллюски) – эврибатными.

Свет

Свет необходим для фотосинтеза растений. Чем глубже, тем темнее. Если дно илистое – хуже видно, если каменное – лучше. Наиболее освещены верхние 10 м водной толщи. Развитие растительности в освещенных верхних слоях воды (до глубины 50—80 м) и на мелководье приводит к тому, что здесь существует наиболее богатый животный мир. На глубине свыше 200 м царит фактически полный мрак. Проникновение солнечного света на глубину зависит от прозрачности воды и широты места (Историческая геология, 1985).

Температура

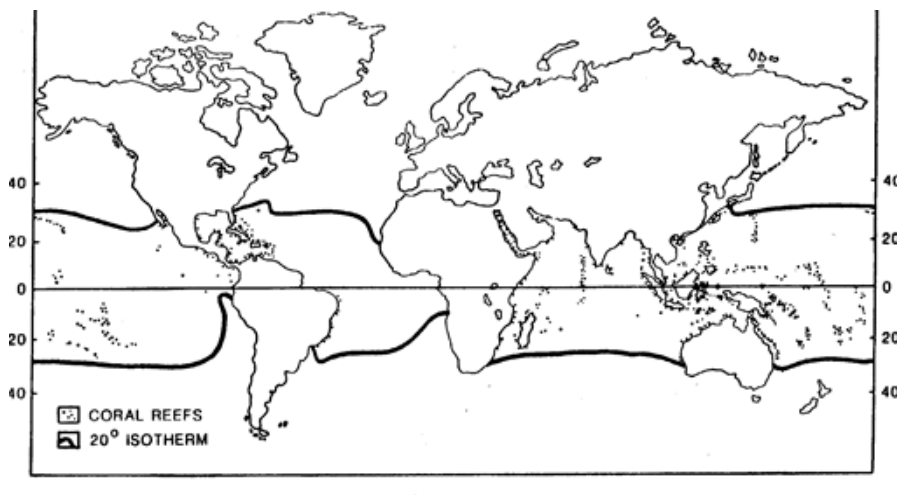
Температура воды на небольших глубинах определяется географическим положением (широтой) местности, временем года, действием течений. Вода отличается большей термостабильностью, чем воздух, у нее низкая теплопроводность (она медленнее нагревается и медленнее остывает). В бассейнах существует «температурная слоистость». В Мировом океане наивысшая температура воды 36 °С (в тропической зоне), наиболее низкая—от 0 до —2 °С. Все глубинные области океанов заполнены холодными водами (Историческая геология, 1985). Выделяют *эвритермные* и *стенотермные* организмы.

Эвритермные организмы способны выносить изменение температуры воды, а *стенотермные* организмы не выносят изменения температуры.

Пример стенотермных организмов — колониальные кораллы с симбионтами, которые живут при температуре не ниже 20°C (рис. 5.3). В теплых морях известковые раковины животных более толстые, массивные, с богатой скульптурой. Более богатая и разнообразная в видовом отношении фауна характерна для морей тропиков, а менее разнообразная – для Антарктиды (Историческая геология, 1985).



А



Б

Рис.5.3.А - колониальный коралл с симбионтами – пример стеногалинного, стенотермного и стенобатного организма. Б – область распространения современных коралловых рифов ограничена изотермой 20° (Schanger, 1992)

Газовый режим

Газовый режим, особенно содержание кислорода, углекислого газа и сероводорода, имеет большое значение для водных существ. Кислород поступает из атмосферы и выделяется фотосинтезирующими растениями; он необходим для нормальной жизнедеятельности организмов. Углекислый газ выделяется в воду организмами и поступает сюда во время вулканической деятельности. Он потребляется фото- и хемосинтезирующими организмами и расходуется на химические соединения. Сероводород образуется в водных бассейнах в результате деятельности бактерий.

Если нарушается гидроциркуляция – могут образоваться застойные участки, где вода не будет перемешиваться – аноксидные условия, там будут формироваться богатые органикой осадки. Существуют формы, способные жить в бескислородных (аноксидных) условиях. По отношению к изменению концентрации растворенного в воде кислорода организмы делятся на стенооксидные и эвриоксидные.

Стенооксидные организмы не могут выдерживать изменение концентрации растворенного в воде кислорода, а эвриоксидные – могут- их очень мало

Движение воды

Это важно для аэрации бассейна, для того, чтобы вода перемешивалась, происходит расселение организмов. Действие волн, приливы и отливы оказывают большое влияние на обитателей прибрежной зоны. У них вырабатываются различные приспособления: прочные постройки, толстые раковины, способность к всверливанию и т. п. В зоне подводных течений на скалистом грунте обитают прирастающие животные (например, кораллы, строматопораты). Кроме горизонтальных перемещений водных масс известна и вертикальная циркуляция воды.

Движение воды усиливает газовый обмен, создает окислительную среду, в противном случае возникает восстановительная обстановка.

Характер грунта

Характер грунта определяет облик донных животных (бентоса). Изучая формы организмов и их приспособления, мы можем сделать вывод о характере грунта. Для обитания на рыхлом грунте вырабатываются особые приспособления (рис. 5.4). Так, у морских лилий появляются образования, напоминающие корни; свободно лежащая широкая плоская или слабовыпуклая раковина моллюсков (например, *Pecten*) и брахиопод не погружается в грунт. Подобной цели служат иглы у некоторых морских ежей, широкий лимб у трилобитов, а также шипы, иглы, выросты на раковинах брахиопод, двустворок, гастропод.

На твердом грунте живут формы, прирастающие при помощи цемента. У морской лилии утолщается основание стебля, напоминающее усеченный конус (рис. 5.7.). Многие двустворки и брахиоподы образуют тесные поселения, банки, нарастая друг на друга (рис. 5.8); раковины в таких скоплениях обычно неправильной формы. Прирастающими являются также домики некоторых низших ракообразных (*Balanus*) (см. рис. 5.5). Кораллы, археоциаты, строматопораты растут на твердом грунте. В твердый грунт всверливаются разнообразные камнеточцы. Некоторые формы обладают способностью присасываться к твердому грунту (*Patella*), другие подвешиваются при помощи биссуса (*Mytilus*).

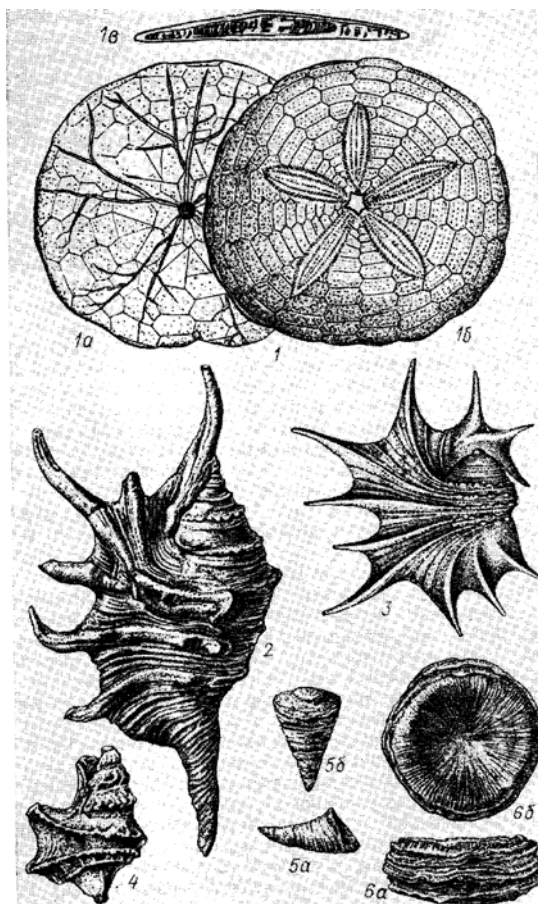


Рис. 5.4. Обитатели рыхлого грунта (Историческая геология, 1985). 1 — дисковидный морской ёж обтекаемой формы (а — вид снизу, б — вид сверху, в — вид сбоку); 2—4 — раковины гастропод с выростами наружной губы, играющими роль якоря; 5 — одиночный четырехлучевой коралл кальцеола, лежащий боковой стороной на дне (а — вид сбоку, б — вид сверху); 6 — одиночный шестилучевой коралл, лежащий на дне основанием (а — вид сбоку, б — вид сверху)

Морской ёж – 1) – он плоский, так как существует в условиях крайне нестабильных осадков, и такая форма-адаптация под те условия, в которых он должен не утонуть.

Раковины – 2,3) – семейство гастропод – шипы идут по горизонтали, а не по вертикали – это дополнительные точки опоры, из-за которых происходит уменьшение собственного веса и давления на единицу поверхности.

5,6) – кораллы – плоская форма из-за уменьшения давления на единицу поверхности.

Биссус – это секрет биссусовой железы, имеющийся в ноге у двустворчатых моллюсков, затвердевающий при выделении в прочные нити, которыми моллюск прикрепляется к субстрату.

Сохранность органических остатков нарушается в процессе переноса: скелетные элементы разъединяются, разрушаются, обламываются, окатываются, иногда превращаются в мелкие обломки.

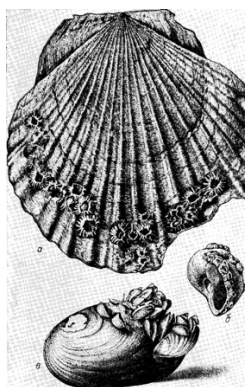


Рис. 5.5. Закономерное взаимное расположение домиковракообразных (балянусов) и двустворчатых моллюсков (дрейссен) (Историческая геология, 1985): а—створка пектена (свободно лежащей на рыхлом грунте формы двустворчатого моллюска) с раковинками балянусов; б—балянусы на краю наружной губы хищной гастроподы натики; в—группа дрейссен, прикрепившаяся к оставшейся не погруженной в грунт задней части пресноводного двустворчатого моллюска

Если организмы обрастают только с одной стороны – значит это было при жизни, если обрастают с другой стороны, следовательно, они использовали эту площадку как субстрат – после смерти моллюска.

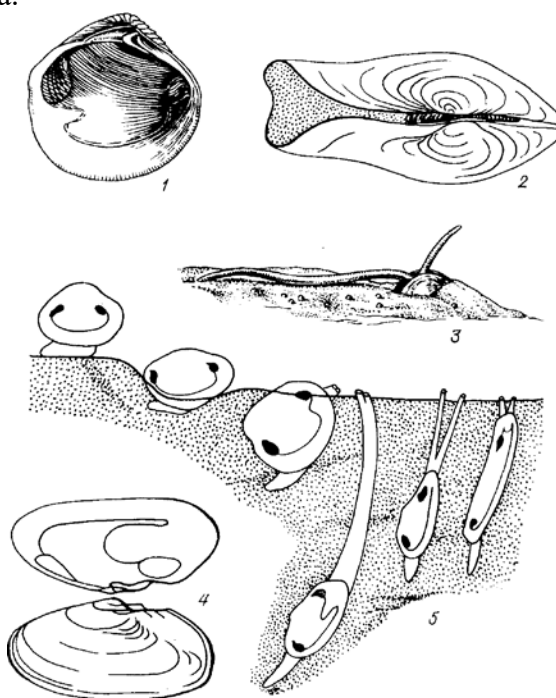


Рис. 5.6. Углубляющиеся и зарывающиеся двустворчатые моллюски (Историческая геология, 1985): 1—мало углубляющаяся (неглубокий мантийный синус внутри раковины); 2—4 — глубоко зарывающиеся: 2—с зиянием на заднем конце, откуда выступают не помещающиеся внутри раковины сифоны, 3—с выступающими из грунта сифонами (по вытянутому сифону поступают питательные вещества, анальный сифон направлен вверх), 4—с глубоким мантийным синусом; 5—зарывающиеся на разную глубину

У камнеточцев есть нога, которую они активно используют, зарывающиеся формы, существо жило не на поверхности.

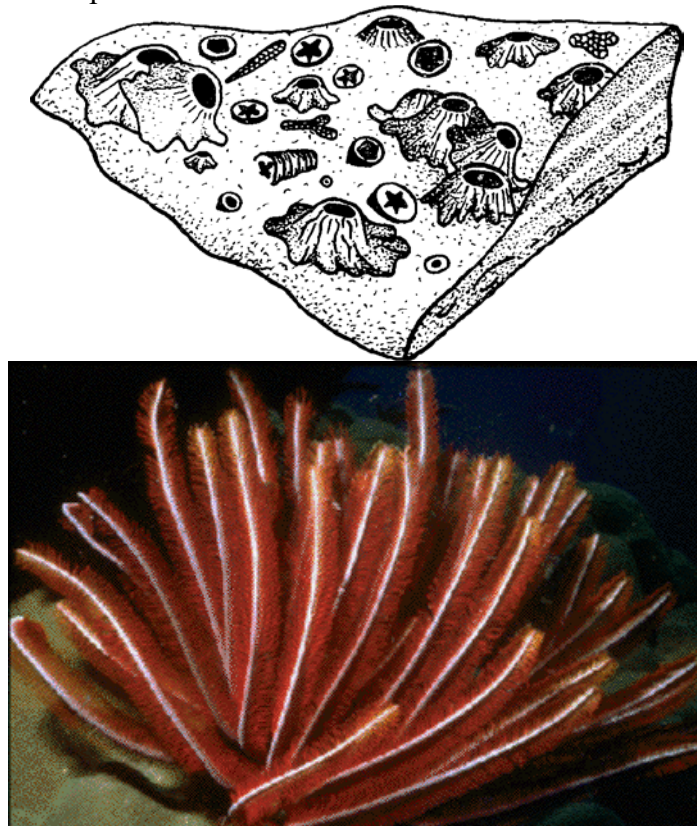


Рис. 5.7. Сверху – основания стеблей морских лилий, прикрепившихся к твердому субстрату. Поверхность напластования силурийского известняка. Сибирская платформа, р. Мойеро (Историческая геология, 1985). Снизу – современная морская лилия на дне моря

Одни из самых глубоководных животных. К ним относятся еще морские лилии и морские ежи.

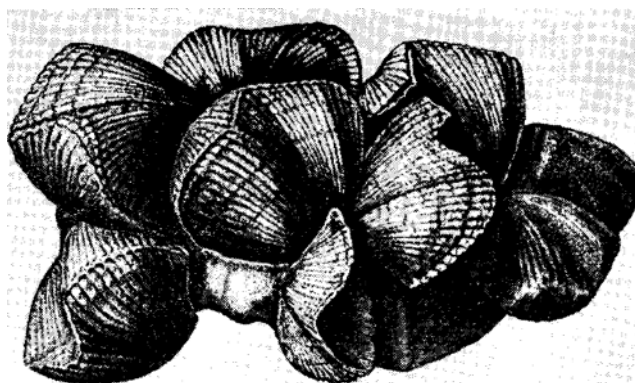


Рис. 5.8. Раковины брахиопод (спириферид), прикрепившихся к створке пелециподы, сохранившиеся в прижизненном положении (Историческая геология, 1985)

Анализ того как организмы захороняются – брахиоподовая банка, это говорит о мелкой обстановке.

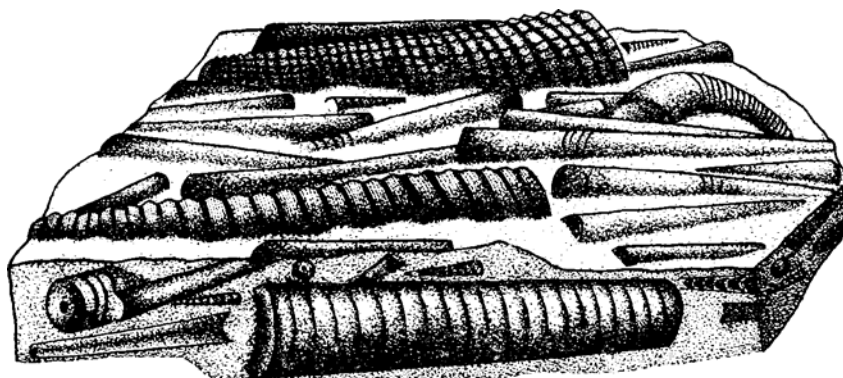


Рис. 5.9. Раковины головоногих моллюсков, ориентированных движением воды в прибрежной части моря. Базальные слои силура. Сибирская платформа, р. Мойеро (Историческая геология, 1985)

На (рис 5.9) все они лежат параллельно друг другу, было течение, которое их сюда принесло. Все они жили в разных местах, и их принесло течением.

Литологические признаки генетических типов отложений

Анализ генетических типов отложений состоит в определении генезиса отложений по текстурным и структурным особенностям пород (Историческая геология, 1985).

Слоистые текстуры

Отложения бывают слоистые и массивные (неслоистые). Отсутствие слоистости говорит об осадкообразовании в постоянных условиях. Слоистость указывает на отложение в среде с менявшимся режимом осадконакопления. Выделяют два основных типа слоистости: параллельную и косую.

Параллельная слоистость – это чередование слоев и слойков с параллельными друг другу поверхностями напластования. Она формируется при формировании осадка в спокойной водной среде. Параллельная слоистость может быть простой линейной и прерывистой, равномерной и неравномерной, ритмичной (рис. 5.10). При ритмичной слоистости наблюдается закономерное чередование нескольких слоев разного литологического состава и/или мощности. Если чередующиеся элементы не выдержаны по мощности, то толща называется неравномерно ритмичной (рис. 5.11).

Это связано (рис. 5.10) с изменением климата – серый слой – более влажно, с суши шел транспортный материал, который засыпал фоновый материал карбонатный, затем становилось сухо, из двух рек оставалась одна, приносили существенно меньше материала, и образовывался белый известняк.



Рис. 5.10. Параллельная двухэлементная равномерно ритмичная слоистость в толще переслаивания светлых и темных фораминиферовых известняков среднего сеномана (белогорская свита) в промоине на южном склоне горы Сельбухры к югу от базы МГУ в Бахчисарайском районе Юго-Западного Крыма



Рис. 5.11. Параллельная двухэлементная неравномерно ритмичная слоистость в толще флишевого переслаивания аргиллитов и песчаников нижней юры (таврическая серия) в овраге Яман к северу от базы МГУ в Бахчисарайском районе Юго-Западного Крыма

Это связано с тем, что каждый ритм – разовый сход подводного мутьевого потока. *Косая слоистость* (рис. 5.12) характеризуется сериями слойков, расположенных косо по отношению к границам подошвы и кровли пластов. Она свидетельствует о накоплении осадка при движении воды и при ветре. Различают однонаправленную (рис. 5.12, а) и разнонаправленную (рис. 5.12 б, в) слоистость. Косая слоистость характерна для

отложений, образовавшихся в руслах рек и временных потоков, в зоне подводных течений, в прибрежной части водных бассейнов, в наземных условиях. В разных сечениях одного и того же слоя будут видны разные типы косой слоистости (рис. 5.12 г).

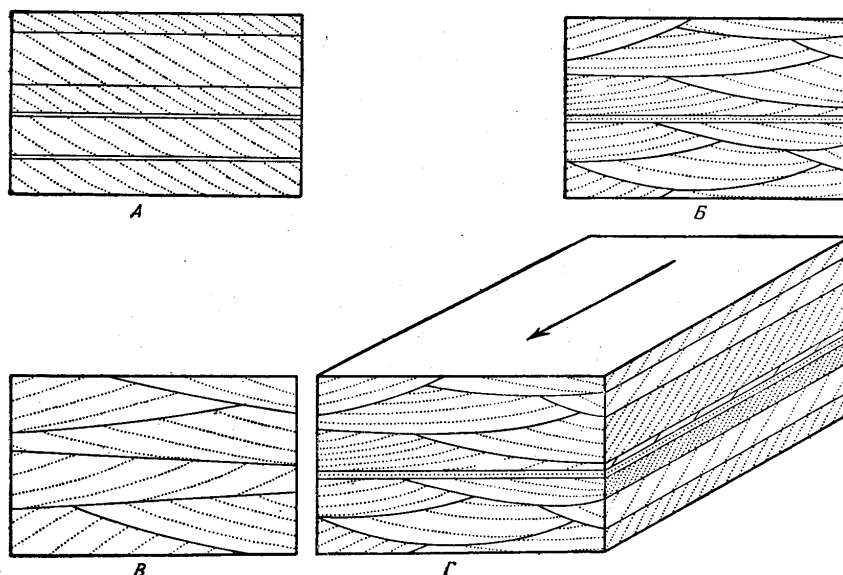


Рис. 5.12. Косая слоистость (Данбар, Роджерс, 1962). А – разрез, на котором видна косая слоистость таблитчатого типа; Б – разрез, на котором видна линзовидная косая слоистость; В – разрез, на котором видна клиновидная косая слоистость; Г – блок-диаграмма, на которой показаны обычные соотношения между таблитчатой и линзовидной косой слоистостью; стрелкой показано направление течения

Текстуры поверхностей напластования

Знаки на поверхности напластования могут быть неорганического происхождения (механоглифы) и органического происхождения (биоглифы). Последние изучает специальный раздел геологии—палеоихнология.

Знаки ряби указывают на обстановку осадконакопления. Симметричная рябь с одинаковыми углами наклона у сторон валиков характерна только для водной среды. Несимметричная рябь бывает водная и ветровая (эоловая). Водная рябь образуется в реках, зонах течений, в прибрежной зоне. Водную рябь (рис. 5.13) от ветровой отличают по индексу ряби (отношение ширины валика к его высоте). У водной ряби индекс колеблется от 5 до 10, у ветровой (рис. 5.14) — от 20 до 50 (Историческая геология, 1985).

Многоугольники высыхания (трещины высыхания) образуются в наземных условиях при сухом, жарком и реже умеренном климате (рис. 5.13).

Гиптоморфозы по кристаллам каменной соли указывают на сухой и жаркий климат, они характерны для пустынных образований (рис. 5.13).

Следы жизнедеятельности различных организмов (ползающих, зарывающихся), следы птиц указывают на ту среду, в которой живет хозяин следов (рис. 5.13). Наблюдаются также следы струй, течения, отека; отпечатки капель дождя, града.

Пример: следы струй, капель дождя, града, следы четвероногих и птиц указывают на их наземное происхождение (суша). Следы ползания и зарывания иглокожих, ракообразных, моллюсков и др. — на формирование осадка в водной среде.

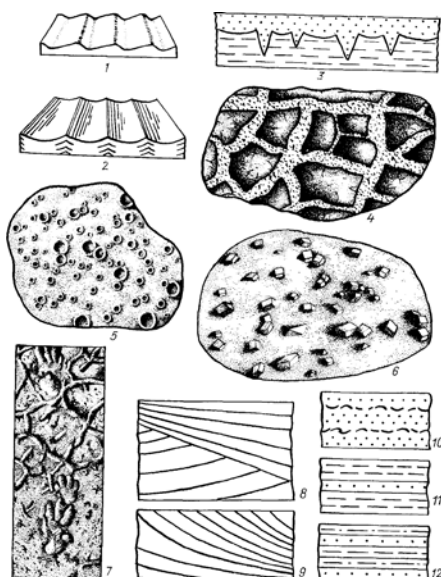


Рис. 5.13. Текстуры особенности пород (Историческая геология, 1985). Условные обозначения: 1, 2 — знаки ряби (1 — несимметричные, 2 — симметричные); 3, 4 — многоугольники (трещины) высыхания (3 — схема образования, поперечный профиль, 4 — вид сверху); 5 — отпечатки капель дождя; 6 — глитоморфозы по каменной соли (галиту); 7 — отпечатки следов четвероногого пресмыкающегося и трещин высыхания на нижней поверхности напластования песчаников (триас, Германская впадина); 8—12 — типы слоистости: 8, 9 — косая (8 — разнонаправленная, 9 — однонаправленная), 10—12 — параллельная (10 — прерывистая, 11 — неравномерная, 12 — равномерная)

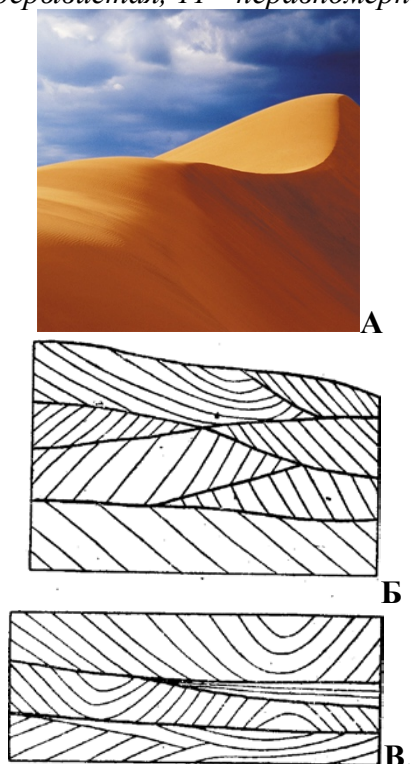


Рис. 5.14. А — несимметричная ветровая рябь — дюны в пустыне; Б - золотой тип косой слоистости (Наливкин, 1933); В — тоже, но мигрирующей дюны (Наливкин, 1933)

Структурные особенности пород

Размер обломочного материала позволяет судить о рельефе и удаленности области питания. Как правило, наиболее крупные обломки располагаются ближе к источнику сноса. Так, грубо- и крупнообломочный материал отлагается непосредственно у подножия горной страны; с удалением от него размеры обломочных частиц уменьшаются.

По крупности обломочных частиц судят о скорости движения воды в месте образования осадка.

- Так, при скорости течения 10 км/ч (Гольфстрим у берегов Флориды) дно бывает выметено,
- при 4—6 км/ч на дно выпадают гальки величиной с грецкий орех.
- Пески отлагаются при скорости течения 0,26—0,34 м/с,
- алевриты — не более 0,26 м/с

Состав обломочного материала галечников, конгломератов, песков, песчаников позволяет выяснить длительность и характер переноса, установить источник сноса. В процессе переноса наиболее неустойчивые, мягкие, легко растворяющиеся минералы и горные породы разрушаются. Наличие в изучаемой породе только устойчивых минералов свидетельствует либо о длительном переносе обломочного материала, либо о долгом выветривании пород перед сносом, либо о переотложении ранее образовавшихся толщ.

Состав горных пород позволяет судить о среде и климате, в которых происходило осадконакопление (рис. 5.15).

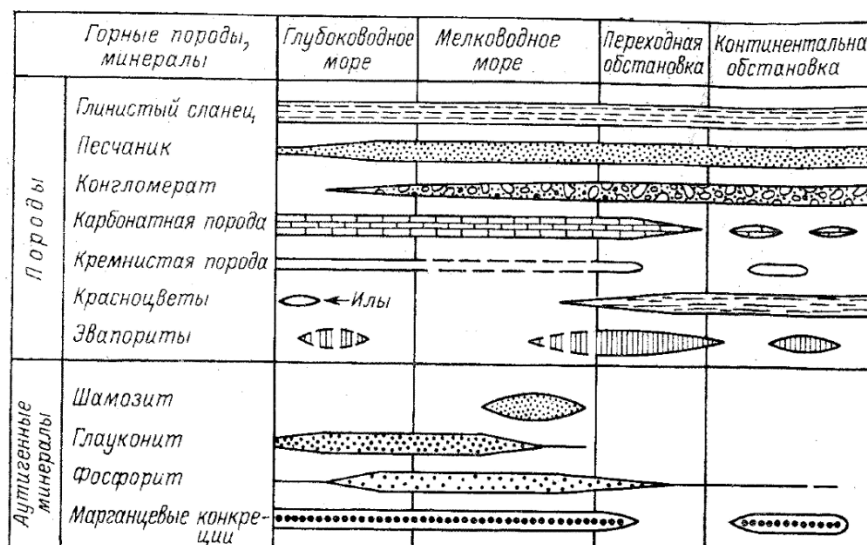


Рис. 5.15. Распределение горных пород и некоторых аутигенных минералов по основным обстановкам осадконакопления (Историческая геология, 1985). Прерывистой линией показано возможное их образование в данной обстановке

Так, присутствие в породах глауконита свидетельствует об отложении осадка в море. Соли и гипс указывают на жаркий сухой климат. Глины, образовавшиеся во влажном тропическом климате при обилии растительности и гумусовых кислот, содержат галлуазит и каолинит; глины аридного климата (сухого типа климата с высокими температурами воздуха и малым количеством атмосферных осадков) — монтмориллонит, гидрослюда.

Мощные карбонатные толщи формируются, как правило, в тепловодных бассейнах (Историческая геология, 1985).

Хорошая сортровка обломочного материала говорит о длительном переносе обломков, а плохая – о небольшом переносе. Отсутствие сортировки характерно для морен, осыпей, глубоководных брекчий, обвальных и селевых отложений (Историческая геология, 1985).

Форма обломков определяется составом разрушающейся породы, ее трещиноватостью, сланцеватостью, слоистостью. Округлая форма галек характерна в общем случае для речных отложений. В морских отложениях преобладают уплощенные гальки, в пустынных встречаются золотые многогранники. Утюгообразные валуны характерны для ледниковых отложений.

Степень окатанности обломков зависит от следующих факторов:

- 1) от состава пород (обломки мягких пород окатываются быстрее и лучше, чем твердых; слюда при переносе крошится, расщепляется на мельчайшие чешуйки, но не окатывается);
- 2) от первоначальной формы обломков;
- 3) от скорости и длительности переноса.

По наиболее простой шкале устанавливаются пять категорий окатанности обломков: неокатанные, угловатые, полуугловатые, полуокатанные, скатанные. Наилучшая окатанность наблюдается у морских галечников, образовавшихся в результате перемыва принесенного в море реками материала. Плохо скатанный материал характерен для отложений конусов выноса временных потоков, верховьев рек и для делювия. Происхождение песков определяют по содержанию в них зерен разной окатанности. У речных песков преобладают полуугловатые и полуокатанные зерна, у прибрежно-морских — полуокатанные и скатанные, у дюнных — скатанные (Историческая геология, 1985).

Характер поверхности обломков определяется их составом и средой, в которую они попали. Ямчатая, бугорчатая, шероховатая поверхность обломков часто объясняется полиминеральностью их состава. Для обломков, попавших в подвижную водную среду, характерна гладкая поверхность; наиболее хорошо отполирована морская галька. В ледниковых отложениях на поверхности валунов и обломков могут быть борозды, шрамы, царапины. Обломки пород в пустынных отложениях покрыты «загаром пустыни», иногда они имеют шагреневую поверхность, трещиноватость.

Расположение обломочного материала позволяет установить направление движения воды, его характер. Так, в русле реки удлиненные гальки разворачиваются по течению. В зоне прибоя удлиненные обломки располагаются почти параллельно береговой линии. В русловых отложениях нередко наблюдается черепитчатое наложение галек.

Характеристика цементирующей массы (состав, количество, соотношение с обломочным материалом) — необходимый элемент анализа структуры обломочных пород. Например, карбонатный цемент характерен для неподвижных галечников водных бассейнов.

Окраска пород может служить индикатором среды осадкообразования. Так, зеленый цвет отложений иногда объясняется присутствием глауконита—минерала от светло-зеленого до черно-зеленого цвета, образующегося в морских условиях. Черный и темно-серый цвет часто наблюдается у отложений, сформировавшихся в восстановительных условиях. Ископаемые песчаные и песчано-глинистые отложения пустынь нередко бывают красноцветные (красные, бурые, коричневые).

Условия накопления отложений в морях бассейнах ненормальной солености и на континентах

Накопление осадков в морских и океанских бассейнах

Морские осадки зависят от глубины бассейна, поэтому они распределяются по батиметрическим областям. Для современных морей и океанов вычислена батиграфическая кривая и выяснены закономерности распределения глубин в Мировом океане. Наибольшую площадь (76,3 %) занимают глубины свыше 3000 м; 16,5 % лежит на глубине от 200 до 3000 м; только 7,2 % приходится на глубины до 200 м (Историческая геология, 1985).

Выделяют следующие батиметрические области: *литоральную* (прибрежную глубиной несколько метров); *неритовую*—до глубины 200 м; *батиальную*—от 200 до 3000 м; *абиссальную*—свыше 3000 м. Абиссальная область располагается над ложем океана, а остальные области — над подводной окраиной материка, состоящей из шельфа и материкового склона (рис 5.16).

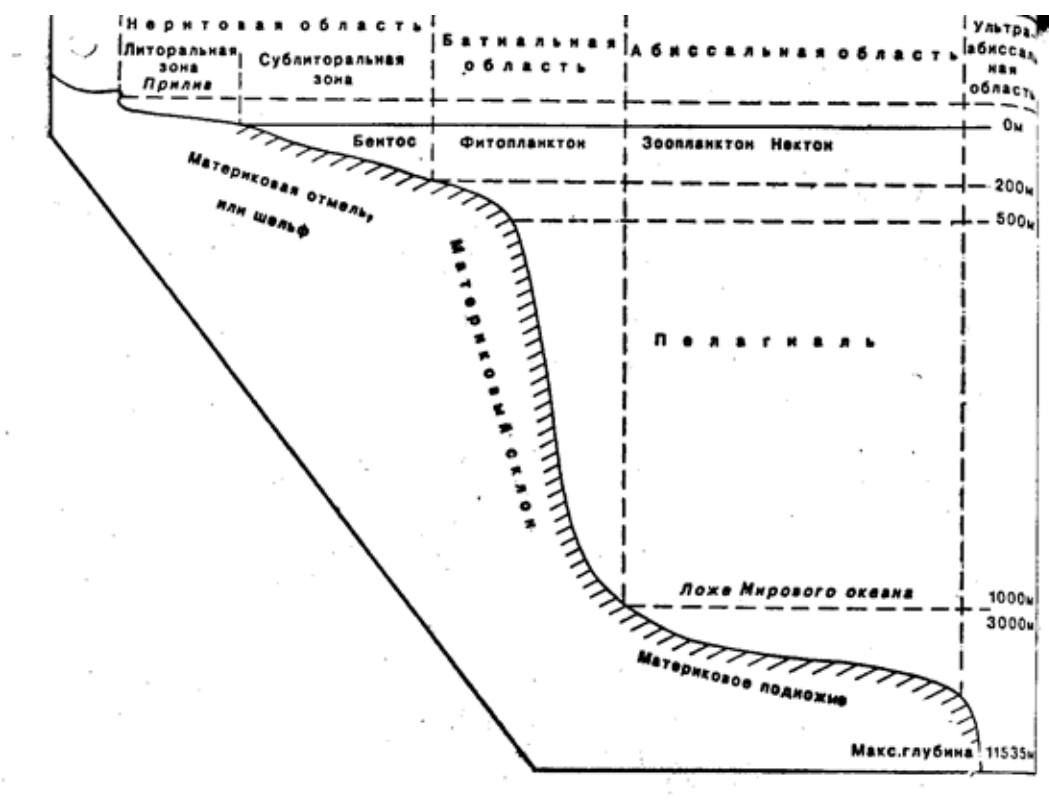


Рис. 5.16. Морфологические элементы рельефа морского дна (Хаин, Короновский, Ясаманов, 1997)

Шельф

Шельф — относительно мелководная, примыкающая к суше часть дна. Одной границей шельфа служит береговая линия, а другой — перегиб в рельефе дна к более крутому материковому склону. Перегиб может быть на разной глубине, условно за нижнюю границу шельфа принята изобата 200 м. Средний угол наклона поверхности современных шельфов 7°.

Для литоральной и неритовой областей характерны небольшие давления, движение воды, проникновение солнечного света. Температура воды зависит от широты, на которой

находится бассейн, и от времени года. Активное перемешивание водной толщи при волнении может распространяться до глубины 50—70 м; это приводит к обогащению воды кислородом, поэтому в верхней части неритовой области возникает окислительная среда. Все это благоприятствует обитанию здесь разнообразных растений и животных (рис. 5.17).

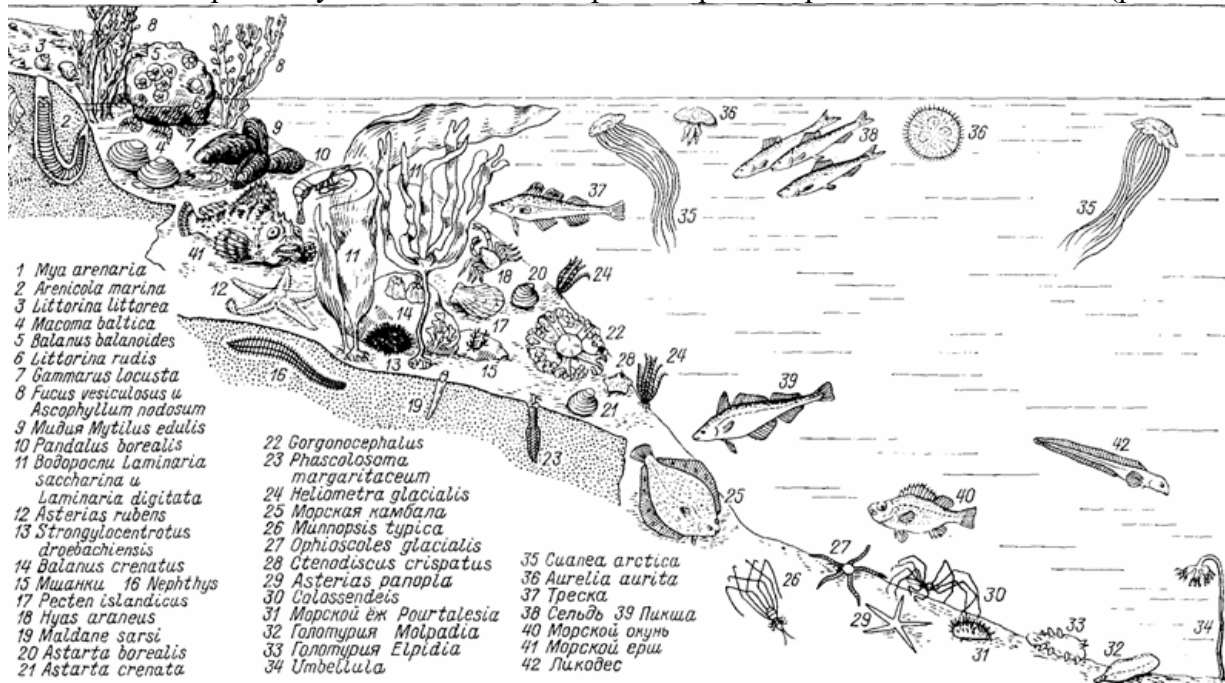


Рис. 5.17. Зональное распределение фауны Баренцева моря (Историческая геология, 1985).
Видно заметное уменьшение видового разнообразия и числа живых существ с увеличением глубины

Отложения шельфа представлены обломочными, органогенными, хемогенными и вулканогенными образованиями.

Обломочные осадки шельфа сложены грубообломочным (глыбы, валуны, щебень, гальки, гравий), песчаным и пелитовым материалом. Установлено, что в мелководной части шельфа (до глубины 50—70 м), где волнение распространяется почти до дна, преобладают пески и алевриты. В более глубокой части шельфа обстановка сравнительно спокойная, сюда значительная часть обломочного материала поступает из взвеси, переносимой в верхней толще воды. Здесь накапливаются тонкозернистые осадки, преобладают глины, иногда наблюдается градиционная слоистость (Историческая геология, 1985).

Органогенные отложения подразделяются на карбонатные и кремнистые. Обычно органогенными называют отложения, состоящие более чем на треть из органических остатков. Кремнистые осадки — это радиоляриевые и диатомовые илы. Карбонатные породы более многочисленны и разнообразны. Одни из них являются результатом жизнедеятельности бактерий или водорослей (строматолитовые известняки). Другие состоят из известкового скелета или его фрагментов. К таким образованиям древних морей относят фораминиферовые (рис. 5.17, 5.18), археоциатовые, строматопоровые, коралловые, криноидные известняки и мергели и брахиоподовые, пелециподовые, гастроподовые ракушечники (Историческая геология, 1985).

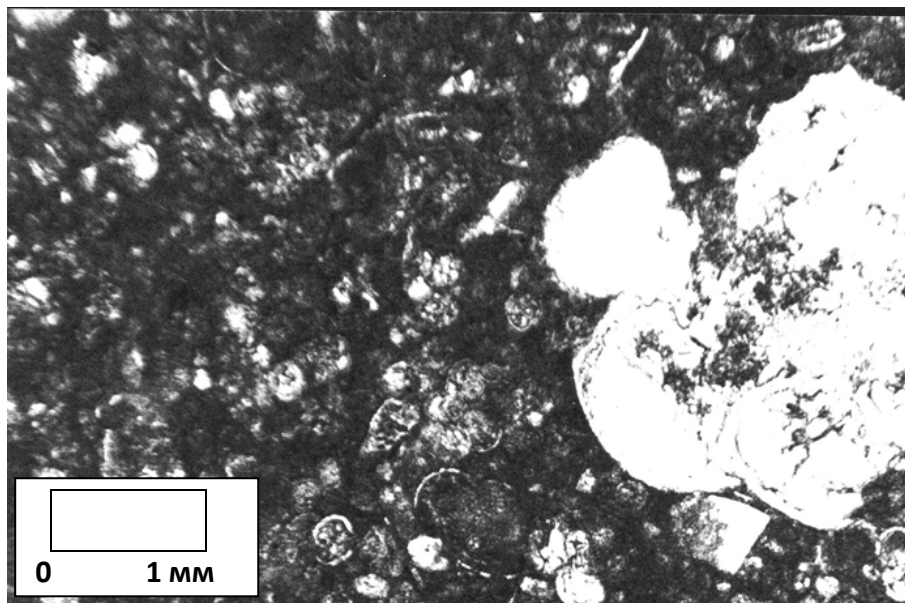


Рис. 5.17. Шлиф пелитоморфного фораминиферового мереля нижнего кампана (кудринская свита) из разреза юго-западного склона горы Кизил-Чигир (район практики). Без анализатора. Увеличение 10 крат. Видны раковины разных родов фораминифер различного размера в глинисто-карбонатной основной массе (матриксе)



Рис. 5.18. Разрез верхнемеловых отложений юго-западного склона горы Кизил-Чигир (район практики): фораминиферовые известняки верхнего турона—коньяка по несогласной стратиграфической границе с «хард-граундом» (отмечен стрелкой) перекрываются фораминиферовыми мерелями нижнего кампана

Вулканогенные образования шельфа представлены подводными эффузивами, туфами, туфопесчаниками, которые также свойственны и более глубоководным отложениям.

Отложения шельфа преимущественно параллельно-слоистые, в зонах движения воды — косослоистые. Встречаются знаки симметричной и несимметричной ряби, знаки размывов, разнообразные биоглифы (Историческая геология, 1985).

Материковый склон

Материковый склон сменяет шельф в сторону океана, опускаясь на значительную глубину. Средний уклон его 3—5°, но известны и более крутые склоны (до 10 и даже 30°). Поверхность материкового склона обладает различным рельефом.

На материковых склонах идут активные геологические процессы. Из-за крутизны склонов и сейсмичности осадки находятся в неустойчивом состоянии, часто возникают оползни, мутьевые (суспензионные) потоки — флиш, скатывающиеся к подножию склона — турбидиты. В пределах материкового склона накапливаются преимущественно алевритовые и глинистые илы, реже пески и биогенные илы.

Батимальная область: высокое давление, низкая температура, отсутствие света. Органический мир беден по сравнению с неритовой областью. Здесь обитают единичные губки, иглокожие.

Абиссальная область. Ложе океана.

Ложе океана характеризуется значительными глубинами, высоким давлением, низкой постоянной температурой, вечным мраком. Глубже определенной границы (4500—5000 м) карбонаты находятся только в растворе. Условия обитания для живых существ в абиссали весьма неблагоприятны.

Строение абиссальных областей сложное. Огромные площади занимают абиссальные котловины с плоским или холмистым рельефом. Котловины разделяются срединно-океаническими и подводными хребтами. По окраинам абиссальных котловин на границе с островными дугами располагаются глубоководные желоба.

Большую часть ложа океана не глубже 4500 м покрывают карбонатные илы; за ними по своему значению следуют так называемые красные глубоководные глины, кремнистые (радиоляриевые и диатомовые) и терригенные илы.

В пределах каждой батиметрической области моря существуют свои парагенетические комплексы фаций.

Примеры фаций шельфа

Береговые фации. Для них характерны отсутствие сортировки обломочного материала, беспорядочное расположение обломков, разная сохранность органических остатков.

Прибрежные фации. В первой зоне обломки и зерна непрерывно перемещаются. При этом совершенствуется их окатанность. Далее от берега располагается зона накопления обломочного материала, образуются массовые скопления ракушки; еще дальше от берега создаются благоприятные условия для обитания бентосных животных и водных растений. Рассмотрим в качестве примера ископаемые отложения прибрежного мелководья в разрезе алайского яруса палеогена Ферганы (рис. 5.18). В его основании залегает песок 1, сменяющийся алевритом 2 с норами ракообразных, заполненными грубым песком.

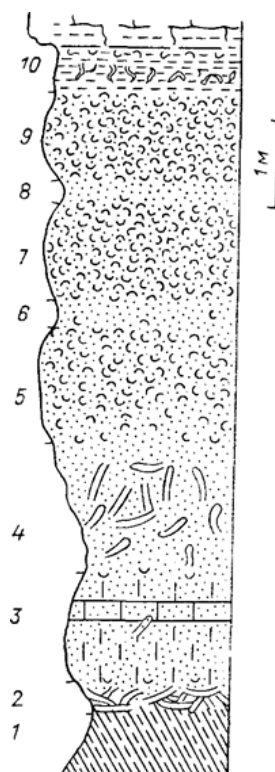


Рис. 5.19. Разрез палеогеновых отложений Ферганы (Таджикистан) (Историческая геология, 1985)

Выше лежащие слои 3, 4 известковистых песчаников также содержат заполненные норы ракообразных. В верхней части разреза чередуются ракушечники (5, 7, 9) и алевролиты (6, 8, 10). Ракушечники представляют собой устричные накаты из разрозненных створок устриц, образованные в мелкой сильно подвижной воде прибрежной полосы моря.

На твердом морском дне в зоне движения воды поселяются прикрепленные формы. Такие участки морского дна найдены в ископаемом виде (рис. 5.20).

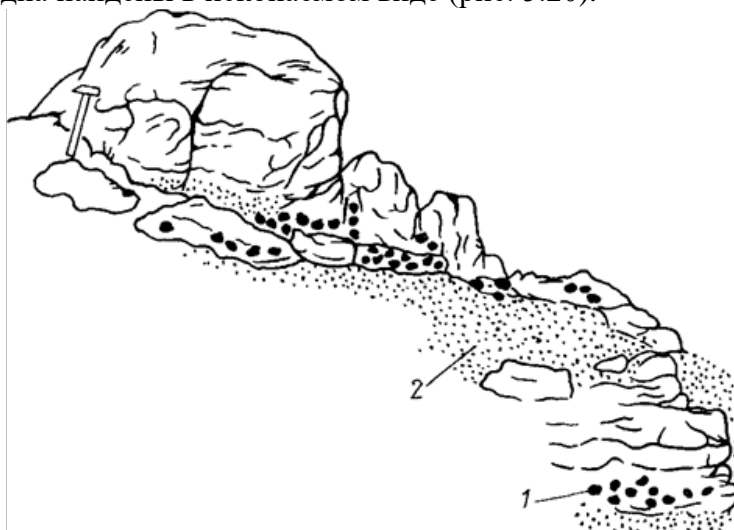


Рис. 5.20. Выходы гранита с приросшими устрицами (Историческая геология, 1985). 1— устрицы; 2—ракушечник (альб)

Особую роль играют на морском дне органогенные постройки. Рифообразователями в прошлом были известковывающие водоросли, археоциаты, губки, кораллы, мшанки. Различают несколько типов рифов: барьерные (рис. 5.21), атоллы (рис. 5.22), поднятые рифы (рис. 5.23) и береговые, которые протягиваются вдоль береговой линии. Барьерные рифы и атоллы могут образовывать полуизолированный бассейн с ненормальной соленостью – лагуну.

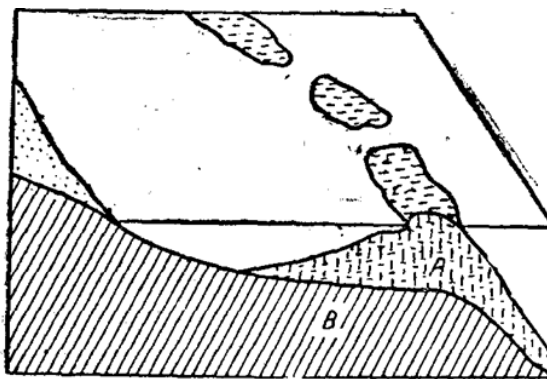


Рис. 5.21. Схема разреза барьерного рифа. А—рифовый известняк. В — материковые породы (Наливкин, 1933)

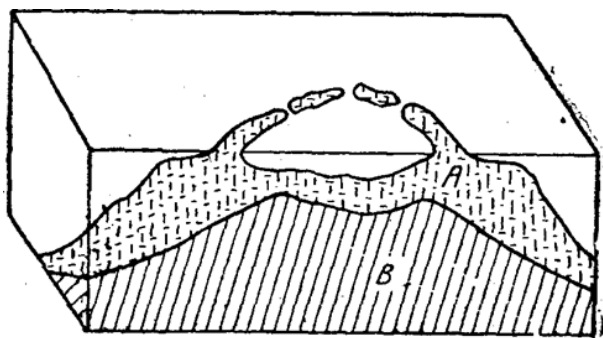


Рис. 5.22. Схема разреза атолла. А—рифовый известняк. В—вулканические породы (Наливкин, 1933)

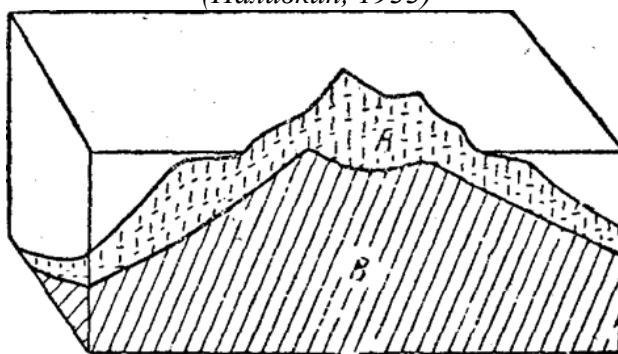


Рис. 5.23. Схема разреза поднятого рифа. А—рифовый известняк. В—вулканические породы (Наливкин, 1933).

Различают два типа органогенных построек (рифов): биостромы и биогермы. Биостром— органогенная постройка из нарастающих друг на друге рифостроителей (рис. 5.24), не достигающая уровня воды, неправильной караваяеобразной формы.

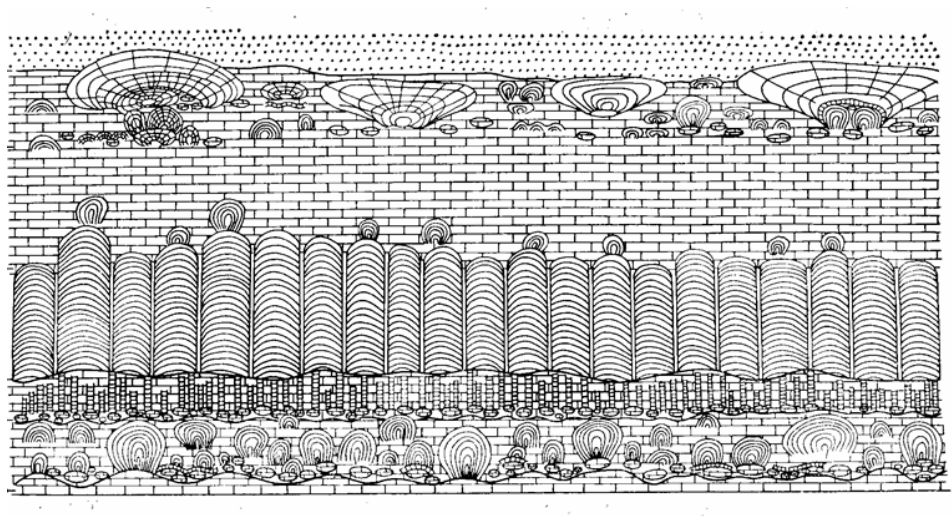


Рис. 5.24. Разрез неогенового биоострома на левобережье Днестра. Видны слои с разными типами столбчатых, куполо- и шаровидных построек, образованных прикреплявшимися фораминиферами и известьвыделяющими цианобактериями. Вертикальная мощность – 6 м (Историческая геология, 1985)

В ископаемом виде биоостром выглядит как линза массивного известняка среди слоистых известняков. Биогерм — постройка более изометричных очертаний, резко возвышающаяся над морским дном, вершина биогерма может достигать уровня воды.

Лекция 6

Генетические классификации отложений. Палеогеография

У каждого бассейна геологического прошлого, как и у ныне существующих, были свои особенности распределения фаций, что видно на примере раннекаменноугольного моря в средней части европейской территории России (рис. 6.1).

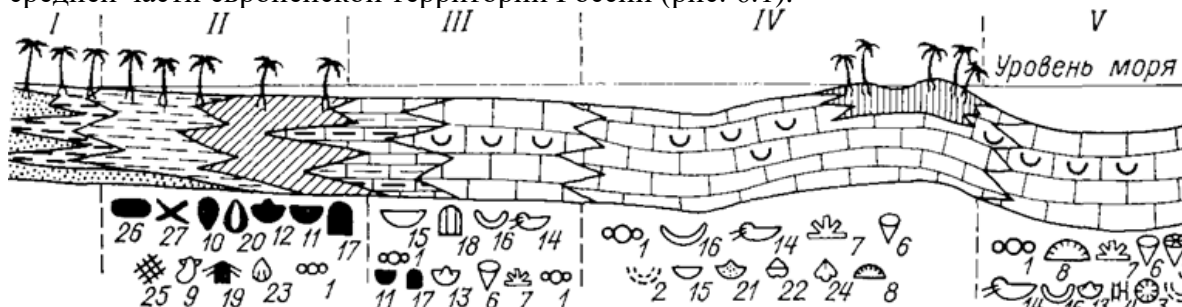


Рис. 6.1. Смена осадков и связанных с ними комплексов фауны в раннекаменноугольном (визейском) бассейне Московской синеклизы. I—суша; II—краевая зона моря (бухты, заливы); III—прибрежное мелководье; IV—мелководье, удаленное от суши; V—открытое море. Фауна (черным обозначены наиболее эврифациальные формы, размер значка отражает количество данного вида): 1—фораминиферы, 2—губки, 3 — хететиды, 4 — сиригоноры, 5—8 — кораллы-ругозы, 9 — двустворки, 10—лингулы, 11—24—брахиоподы (среди них: 14—стриатиферы, 16—гигантопродуктусы), 25—мшанки, 26—остракоды, 27—следы зарывающихся форм; 28—пески и алевриты; 29—глины с углистым веществом; 30—бескарбонатные глины; 31—известковые глины; 32—тонкозернистые карбонатные осадки с примесью органического вещества; 33—детритово-фораминиферовые известковые илы; 34—ракушечники; 35—хемогенные известковые осадки с корнями плауновых; 36 — растительность мангрового типа (Историческая геология, 1985)

Закономерно сменяется состав осадков, сначала в континентальной обстановке терригенная фация, песчано-глинистая с прослоями углей.

Фация — часть слоя, которая отличается от другой части слоя того же возраста по литологическому составу и палеонтологическим характеристикам.

Классификация генетических типов морских отложений

Существует классификация генетических типов морских отложений по В.Т.Фролову (таб. 6.1), в которой фации разделены на группы в зависимости от их способа образования (генезиса).

Таблица 6.1. Классификация генетических типов морских отложений (по В. Т. Фролову)

Генетический ряд	Генетическая группа	Генетический тип
Накопления аллотигенного и переотложенного материала (отложения миграционного потока)	подводно-коллювиальная	подводнообвальный
		подводноосыпной
		подводнооползневой
		подводно-солифлюкционный
	волновая	прибойного потока
		участков волнения
	течений	приливо-отливный
		речных выносов
		вдольбереговых течений
		стоковых течений
		донных течений
		суспензионных потоков
		мутевых потоков
	застойных вод	лагунный
		западин и затишных участков
		пелагический
	подводно-ледовая (мариногляциальная)	льда берегового припая
		подводных морен
		айсберговый
	подводно-вулканогенная	туфы
		туффиты
		отложения гидротерм
Накопления седиментогенного (аутигенного) материала	органогенная	отложения подводных лугов
		рифовые образования
		ракушняковые банки
		планктоногенный
	хемогенно-седиментогенная	отложения активной гидродинамики
		отложения спокойных вод
Накопления остаточного и преобразованного материала	остаточные накопления	каменистые развалы
		горизонты конденсации
	подводноэлювиальная	ихнитолиты (горизонты ходов илоедов) - "твердый грунт"
		подводная кора выветривания

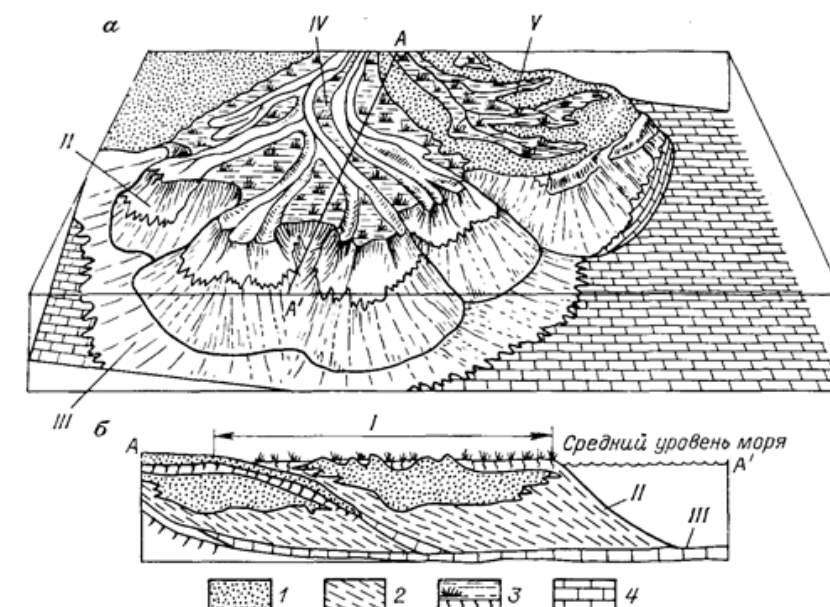
Накопление осадков в бассейнах ненормальной солености

Осолоненные и солоноватоводные (опресненные) бассейны часто возникают на окраинах континентов, где утрачивается либо затрудняется связь с океаном или происходит смешивание пресных вод с морскими. Это — разнообразные заливы, лагуны, эстуарии (губы), дельты, рек, прибрежные озера.

Дельты

Осадки аллювиально-морские формируются под влиянием речного стока и могут далеко проникать в морской бассейн — на расстояние до нескольких сотен километров. Они характеризуются пестротой и быстрой сменой по простиранию и в разрезе. В зависимости от влияния морских условий в дельте выделяются следующие три части (Историческая геология, 1985).

1. Дельтовая равнина, где главную роль играют речные процессы. Осадки представлены косослоистыми (в русловых фациях) и горизонтально-слоистыми песками (со знаками ряби течений), реже галечниками и гравием, более тонкозернистым плохо отсортированным материалом.
2. Подводный склон дельты (авандельта), находящийся ниже уровня моря, где на формирование осадков влияют морские волны и приливы. Здесь накапливаются тонкозернистые алевроиты – глинистые плохо отсортированные косослоистые отложения.
3. Донный участок дельты, находящийся под водой, где формирование осадков происходит полностью в морских условиях. Тонкозернистые осадки (алевриты, глины, карбонатные илы) слагают косо- и горизонтально-слоистые серии.



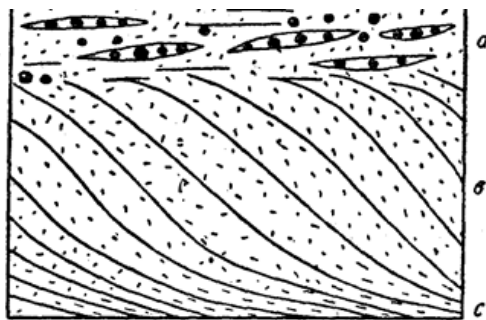


Рис. 6.2. Реконструкция дельты (а) и профиль (б) прибрежно-морских отложений каменноугольного возраста на юго-востоке Северной Америки. I—дельтовая равнина; II—подводный склон дельты; III—донный участок дельты; IV—активно нарастающая дельта; V—брошенная дельта. 1—песчаники; 2—алевролиты и аргиллиты; 3—ископаемые почвы; 4—известняки (Историческая геология, 1985); в – дельтовый тип косой слоистости: «а» – вершинные грубозернистые пески; «в» – среднезернистые слои склона и «с» – тонкозернистые донные слои (Наливкин, 1933).

Такой характер слоистости говорит о том, что это отложения дельт.

Лагуны, заливы и внутриконтинентальные бассейны

Хемотропные эвапоритовые осадки широко развиты в осолоненных бассейнах, это разнообразные соли (сильвин, галит, мирабилит и др.), гипс, ангидрит (рис. 6.3, 6.4). В некоторых бассейнах отлагаются карбонатные илы. При заболачивании лагун и озер появляются торфяники.

Своеобразным строением отличаются подводные и надводные валы (бары и косы), отделяющие заливы, лагуны и лиманы от открытого водного бассейна.

Лагуна должна быть ограничена, как Сиваш отделен от Азовского моря. Через песчаную косу происходит фильтрация воды из Азовского моря, она попадает в крайний мелководный бассейн, где происходит испарение, и хемотропным образом выпадают минералы.

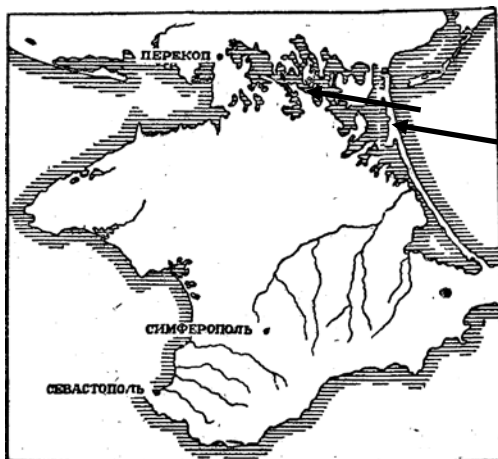


Рис. 6.3. Крымский полуостров с окружающими его с севера лагунами— Сивашем и др. (показаны стрелкой; Наливкин, 1933)

На (рис. 6.4) в плане зональность – в центре – область, где накапливаются одни минералы, далее средняя зона – галит и другие. Концентрическое строение связано с тем, что в центральной части – наиболее глубокая часть, вода чуть более прохладная, чем по краям. В разрезе фации чередуются – меняется состав осадков, значит менялись условия, также можем анализировать тектонические движения.

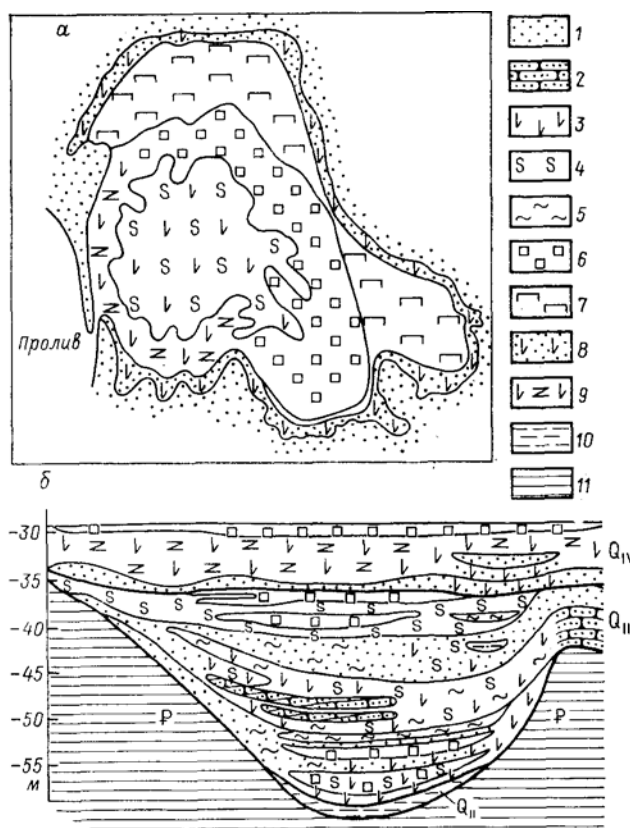


Рис. 6.4. Схема строения залива Кара-Богаз-Гол и разрез четвертичных отложений (Историческая геология, 1985). 1—песок; 2—песчаник; 3—гипс; 4—глауберит; 5—мирабилит; 6—галит; 7—астраханит-галитовые отложения; 8—гипсово-карбонатные отложения с песком; 9—гипсово-карбонатные отложения с фауной; 10—глины; 11—палеогеновые глины и суглинки

Накопление осадков на континентах

Характеризуется тем, что в основном на материках происходит разрушение ранее накопившихся осадков. Накапливаются осадки на склонах поднятий, которые разрушаются, также в озерах, прогибах, реки. Сложность в датировании и условиях формирования осадков на материках. В основном указывается, что это континентальная обстановка.

Отложения пресноводных бассейнов

Осадки пресноводных бассейнов – осадки разных групп водных потоков, как постоянных (река), так и временных (после дождя образуется большой объем воды, и он стекает по склонам. Они включают группы фаций водных потоков, озер, болот, источников.

Фации водных потоков (временных или постоянно действующих—речных). Для них характерны терригенные осадки с косой слоистостью, поверхностями размыва, значительной изменчивостью, с редкими остатками растений и пресноводных организмов. Наиболее типичными образованиями временных потоков являются *конусы выносов предгорий (пролювий)*.

Грубообломочный плохо окатанный материал (пролювий), сносимый временными потоками к подножию горной страны, формирует предгорную равнину. Для такой толщи характерно присутствие отложений грязевых потоков (селей)—массы несортированного песчано-глинистого материала с крупными обломками (рис. 6.5).

Ниже по склону грубозернистые осадки переходят в песчано-галечные отложения постоянных водотоков.

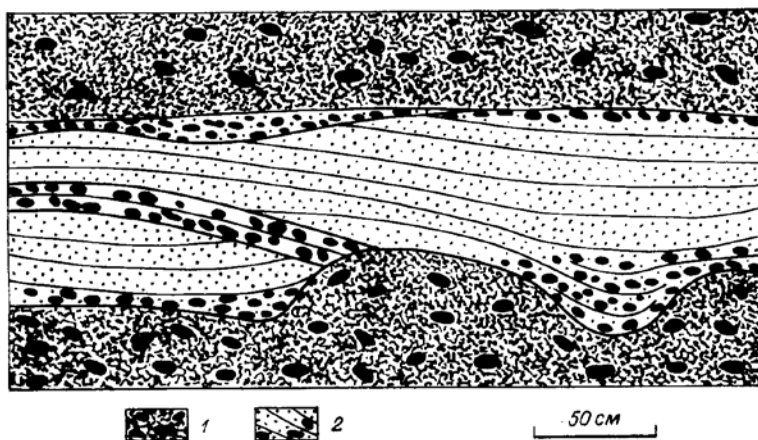


Рис. 6.5. Чередование отложений временных (1) и постоянных (2) потоков
(Историческая геология, 1985)

В глубоких частях русел (рис. 6.7 – 6.8) накапливается грубозернистый материал (галька, гравий, крупнозернистый песок), который залегает обычно в виде линзообразных тел небольшой мощности. Характер обломочных отложений изменяется вниз по течению: увеличиваются окатанность и сортировка обломков. Гальки русловых отложений обычно округлые в поперечном сечении, имеют плохо обработанную поверхность. Иногда реки могут пропиливать большие долины – каньоны.

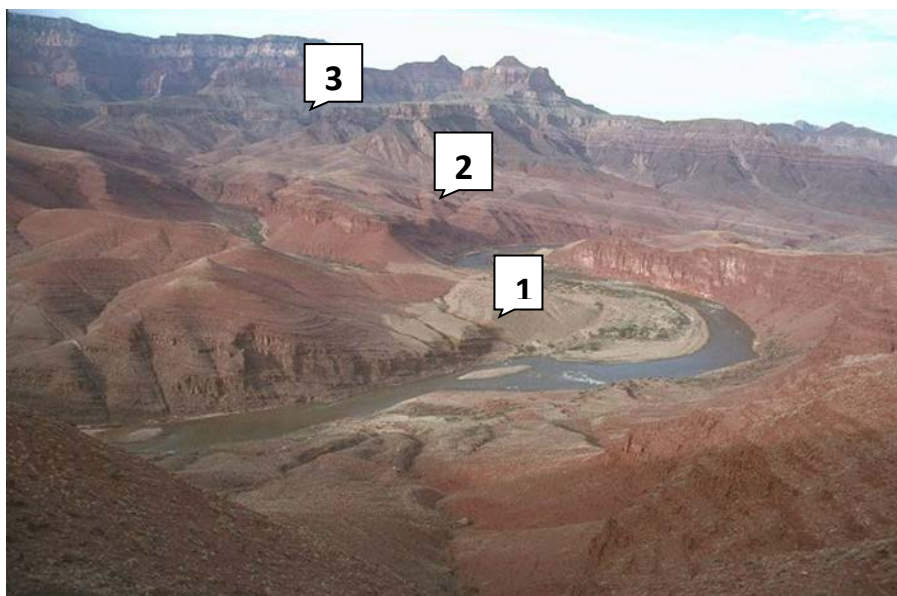


Рис. 6.6. а. Долина реки Колорадо, сформировавшая Великий (Гранд) Каньон США. Начало каньона. Условные обозначения: 1 – сланцы Вишну (AR-PR₁), 2 – известняки, песчаники, глинистые сланцы и лавы серии Б. Каньон (PR₂), 3 – морские сланцы, песчаник и известняки группы Тонто (Є), 4 – известняки (D-C₁), морские и красноватые континентальные отложения



Рис. 6.7. Русло реки Аузун-Узень, сформировавшей Большой Крымский Каньон. Отвесные скалы - известняк, галька средней окатанности – русловая фацция аллювия.

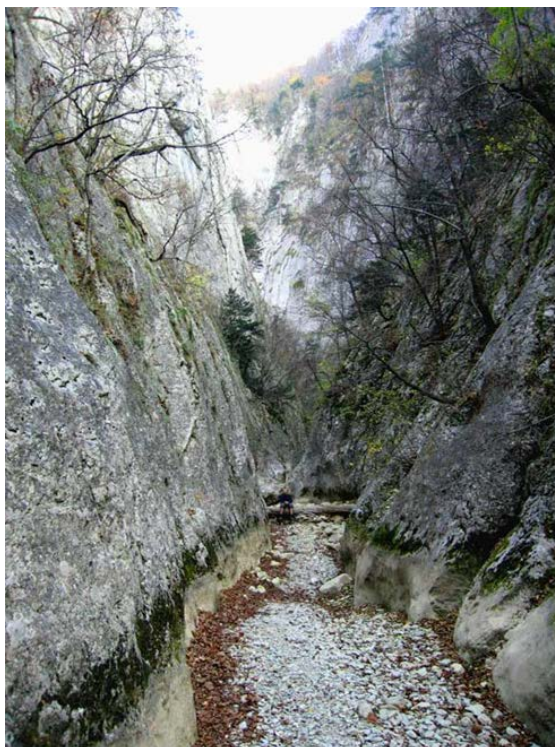


Рис. 6.8. Самое узкое место Большого Крымского Каньона в нижней части выполнено плохо окатанной галькой и валунами.

Русловая часть засыпана галькой – русловая фация, отвесные скалы. Форма долины – V-образная, говорит о том, что здесь происходит постоянный подъем территории, река пропиливает себе долину.

Прямолинейная река чаще течет по разлому.

Озерные (лимнические) отложения

Общими признаками озерных отложений являются замкнутость контура их распространения и зональное распределение осадков. В зоне прибоя у берега откладывается наиболее крупнозернистый материал, глубже—мелкозернистый, в зоне ниже волнового базиса—самый тонкозернистый.

Из терригенных осадков преобладают пески, алевроиты, пелиты. Хемогенные осадки могут быть представлены известняками, железистыми и марганцевыми соединениями, бокситами. Среди органогенных озерных отложений в застойных частях озер может образовываться сапропель, а при зарастании озера часто появляется торф.

Болотные отложения

Болотные отложения возникают на влажных плохо дренируемых равнинах и на месте зарастающих озер. Наиболее типичным болотным образованием является торф; обычно он чередуется с маломощными глинистыми прослоями. В осадках встречаются стяжения и прослой железистых соединений.

Отложения источников и карстовых полостей

Дождевые или грунтовые воды могут быть щелочными или кислотными, и они могут растворять те или иные горные породы. Происходит по трещинам растворение, образуются кавернозные известняки, и потом могут образовываться, например, пещеры, полости. Вода в то же время обогащается карбонатом, и в какое-то время растворение извести в ней

достигает высоких концентраций, и он может выпадать. Образуются сталактиты, сталагмиты или чаши (рис. 6.9).



Рис. 6.9. Каскад «ванн» из известкового травертина, заполненных минеральной водой источника Памуккале (Турция)

Отложения, связанные с деятельностью ледников

Наиболее мощные ледниковые отложения обычно возникают при отступании или временной остановке ледника. Транспортируемый ледником материал сгружается в виде конечной морены; затем осадки подвергаются воздействию вод, возникающих в большом количестве при таянии ледника. Оставшиеся после отступления ледника отложения могут быть существенно переработаны водными потоками (Историческая геология, 1985).

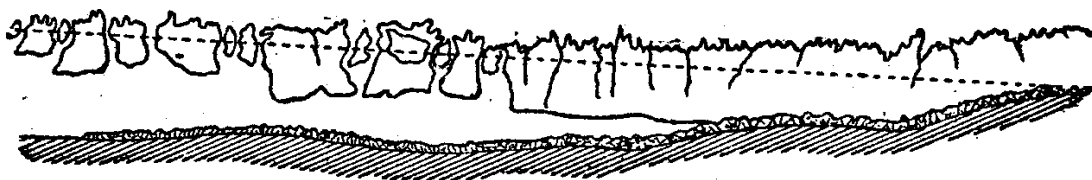
Ледниковые отложения разделяются на два основных типа.

1. Не переработанные водой — гляциальные — отложения образуют морены.
2. Переработанные водой — флювиогляциальные — отложения широко развиты за пределами ледника и морен.

Сортированность этих отложений гораздо лучше; характерна горизонтальная и косая слоистость; материал представлен преимущественно песчаными и глинистыми разностями.



А



Б

Рис. 6. 10. Ледниковые отложения. А – озы в полярной Канаде, представленные крутосклонными валообразными грядами, которые вытянуты по направлению движения существовавшего ранее ледника и сложены хорошо промытыми слоистыми песчано-гравийно-галечными отложениями с глыбами валунов. Высота таких гряд от 10 до 30 м, иногда до 50 м и выше, а протяженность от сотен метров до десятков километров (www.geo.web.ru). Б – ледник, спускающийся в море. На дне – ледниково-морские отложения. Пунктирная линия – уровень моря (Наливкин, 1933)

Отложения пустынь

Пустыни бывают каменистые (рис. 6.11), песчаные и глинистые.



Рис. 6.11. Каменистая пустыня – классический пример американских «бэдлендов» штатов Аризона и Колорадо

Отложения пустынь формируются в специфических условиях бессточных областей, где испаряется влаги больше, чем выпадает осадков; резко преобладает физическое выветривание, а вода активизирует микрохимические процессы. Ветер в пустынях является важнейшим геологическим агентом. Мелкозернистый материал (алевритовый, глинистый) под действием ветра легко удаляется из осадка и переносится на значительные расстояния. *Отложения скалистых и каменистых пустынь* (6.11) образованы обычно неокатанным грубообломочным материалом, не имеющим следов транспортировки; тонкозернистый материал удаляется при ветровой эрозии. Характерны причудливые формы выветривания (6.12)

Отложения глинистых пустынь и отложения на пониженных участках пустынь возникают там, где во время выпадения осадков скапливается вода и получаются очень мелкие быстро высыхающие водоемы. На таких участках формируются такры, солончаки, соляные блюдца.



Рис. 6.12. Эрозионный останец, преобразованный в пустынный многогранник в каменистой пустыне штата Аризона, США

Отложения песчаных пустынь формируются под воздействием ветра, переносящего песчаные зерна из образований различного типа (речных, озерных, каменистой пустыни и др.) и откладывающего их в удалении от первоначального источника.

Эоловые отложения представляют собой совокупность осадков песчаных наносов, насыпей и разнообразных дюн.

Существует классификация генетических типов континентальных фаций (по Е.В. Шанцеру, (табл. 6.2.).

Таблица 6.2. Классификация генетических типов континентальных осадочных образований (по Е.В.Шанцеру)

Парагенетический ряд	Парагенетическая группа		Генетический тип
I. Элювиальный	А. Почвы		почвы
			автохтонные торфяники
	Б. Кора выветривания		элювий
II. Склоновый (коллювиальный)	А. Гравитационные отложения	а) подгруппа коллювия обрушения	обвальные накопления
			осыпные накопления
		б) подгруппа коллювия сползания	оползневые накопления
			солифлюкционные накопления
	Б. Делювиальные отложения (коллювий смывания)		делювий
III. Водный	А. Отложения русловых потоков (флювиальная)		пролювий
			аллювий
	Б. Озерные накопления (лимническая)		озерные накопления
IV. Ледниковый (гляциальный)	А. Ледниковые отложения		краевые морены
			основные (конечные) морены
	Б. Водно-ледниковые	а) подгруппа ледниково-речная (флювиогляциальная)	внутриледниковые накопления
			приледниковый (пери-гляциальный)
		б) подгруппа ледниково-озерная	озерно-ледниковые (лимногляциальные) отложения
V. Эоловый			эоловые пески
			эоловые лёссы
VI. Подземно-водный	А. Отложения пещер (субтерральная)		пещерные отложения
	Б. Отложения источников (фонтальная)		туфы и травертины

Условия формирования геологических тел. Палеогеография

Следующей задачей исторической геологии, после установления возраста геологических тел, является определение условий их формирования. Эта задача сводится к расшифровке

тех палеогеографических обстановок, в которых они накапливались. Это важно с точки зрения нахождения полезных ископаемых.

Сущность *метода актуализма*: все геологические тела, все структуры земной коры являются действия тех же геологических процессов, которые происходят и сейчас, создавались в тех же палеогеографических обстановках, какие наблюдаются сейчас с некоторыми поправками. Следовательно, знание современных геологических процессов и современных географических обстановок может быть положено в основу изучения аналогичных процессов и обстановок геологического прошлого.

Фации и фациальный анализ

Термин «*фация*» был впервые предложен швейцарским геологом А. Грессли в 1838 г. для различных по облику (“*facies*” — лицо) разновозрастных отложений. Изучение фаций происходит путем *фациального анализа*

Фация – это часть слоя или свиты, отличающаяся от других частей этого же слоя или свиты по составу и характеру содержащихся в нем органических остатков. *Фациальная изменчивость* – изменение разновозрастных отложений на площади.

Фациальный анализ — изучение закономерностей фациальной изменчивости отложений с целью определения конкретных палеогеографических обстановок накопления разных фаций.

Один из методов изучения фациальной изменчивости – построение фациальных профилей и карт.

Фациальный профиль (рис. 6.13) представляет собой разрез через разновозрастные отложения, на котором показано взаимоотношение фаций (т.е. частей этого слоя). Взаимоотношение фаций одного возраста на площади показывается на *карте фаций*.

Построение фациального профиля начинается с сопоставления разрезов. Если в двух соседних разрезах разновозрастные отложения представлены разными фациями, то на середине расстояния между ними рисуется фациальная граница, которая разделяет два типа крапа. Если в двух соседних разрезах разновозрастные отложения представлены одной фацией, то на этом расстоянии рисуется один и тот же крап.

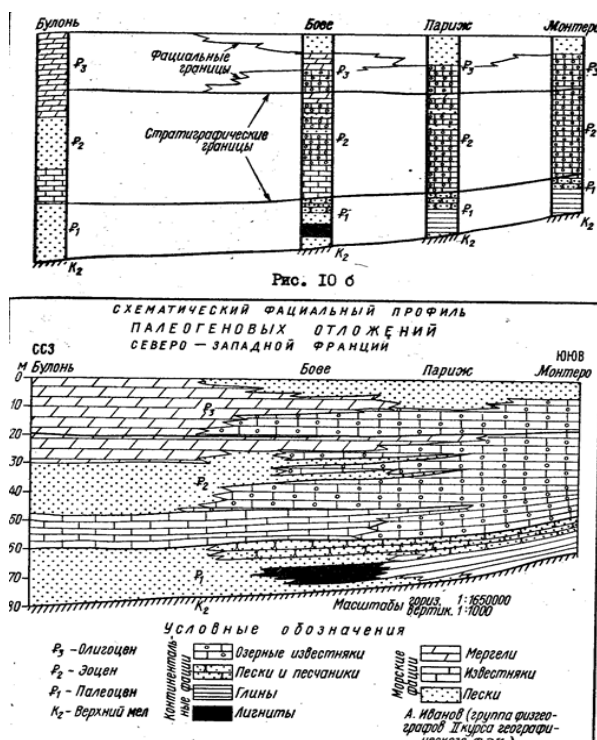


Рис. 6.13. (Казакова, Найдин, 1983). Построение фацеального профиля: а – начальная стадия построения профиля: проведение стратиграфических и фацеальных границ; б – вариант оформления готового профиля

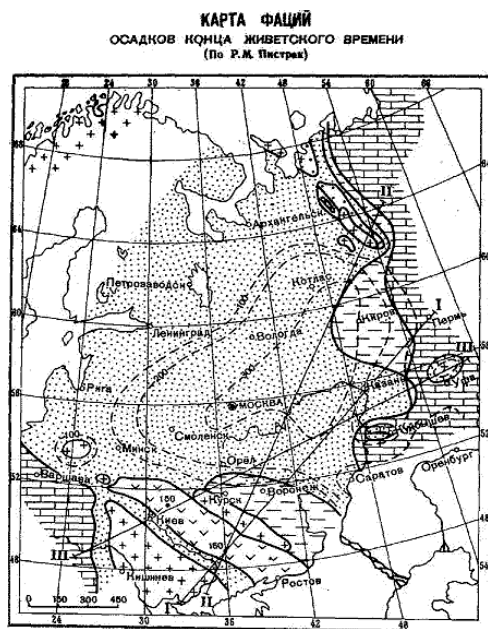


Рис. 6.14. Карта фаций и мощностей осадков конца живетского времени Восточно-Европейской платформы. Пунктирной линией показаны изопахиты сечением 100 м, сплошной линией показаны границы фаций (Историческая геология, 1985)

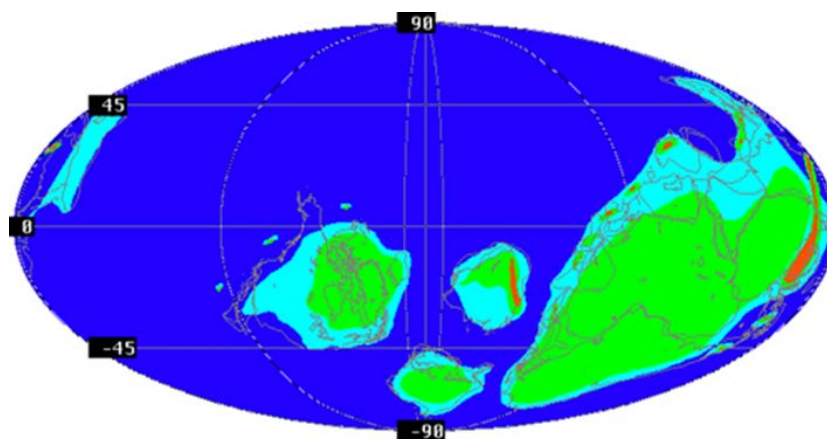


Рис. 6.15. Палеогеографическая карта мира для томмотского века (ранний кембрий).
Примечание: черным цветом показана гидросфера Земли

Видим (рис. 6.15) суперматерик Гондвана и разрозненные материки. На карте – красные – области денудации, там ничего не накапливалось; зеленые – области материковые, где осадконакопление проходило, голубые – континентальные бассейны и синий – глубокий океанический бассейн.

Область денудации, которая характеризуется отсутствием отложений данного возраста (их мощность равна нулю) и представляет собой активно разрушающееся континентальное поднятие показывают красным цветом.

Прибрежную равнину с континентальными и прибрежными (переходными) фациями красят желтым цветом. На прибрежной равнине возможно найти одновременно континентальную флору и фауну, и морскую фауну, которая, например, может быть выброшена на берег волнами или попасть туда во время прилива.

Лагуну, которой соответствует зеленый или фиолетовый цвет. В этой палеогеографической области часто формируются залежи соленосных, соленосно-карбонатных отложений, иногда встречаются угли.

Мелководно-морскую обстановку (голубой цвет) с многочисленными бентосными и нектонными формами ископаемых организмов, коралловыми рифами и терригенно-карбонатными или терригенно-кремнистыми породами.

Глубоководно-морскую обстановку (синий цвет) с планктонными и нектонными формами жизни и пелагическими карбонатными (известняк, писчий мел) или кремнистыми (диатомит, опока, сланец) породами.

Движение структур земной коры

Типы тектонических движений:

- 1) Крупные горизонтальные перемещения литосферных плит (например, образование суперматериков раз в 375 млн. лет)
- 2) Орогенические – быстрые необратимые складкообразовательные движения, слои сминаются в складки, могут приводить к образованию горноскладчатых сооружений – например, Кавказ;
- 3) Эпейрогенические – медленные обратимые движения;

Тектонические движения – механические перемещения отдельных участков земной коры в вертикальном или горизонтальном направлении, приводящие к изменению их строения.

(«Перемещение материала коры», по Белоусову) По Хаину и другим, это касается не только земной коры, но и верхней мантии, т.е. литосферы.

По типу движения могут быть разделены на 2 группы:

- Вертикальные
- Горизонтальные

Орогенические движения - складкообразующие, разрывообразующие движения. Происходят в масштабе геологического времени сравнительно мгновенно (занимают миллионы лет), как автомобильные аварии. Они необратимы.

Особенности:

- 1) наличие горизонтальной и вертикальной составляющих;
- 2) локальность, неповсеместность, эпизодичность, кратковременность;
- 3) необратимость

Метод изучения (прямой):

структурный анализ созданных ими форм (складок, разрывов...) - *структурная геология*

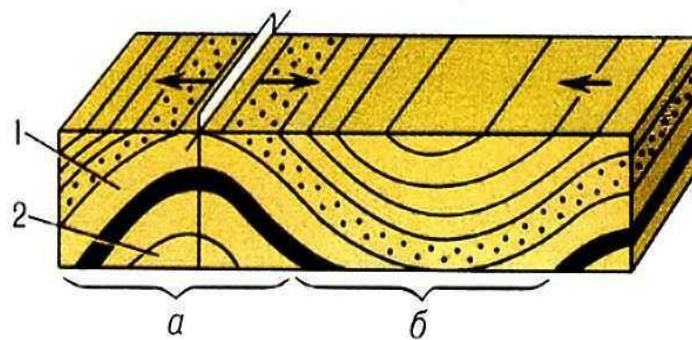


Рис. 6.16. Пример орогенического движения

Лекция 7

Движение структур земной коры

Орогенические движения

Признаки: наличие углового несогласия

Согласно 6-му принципу Н. Стенона складчатость произошла после самых молодых пород ниже поверхности углового несогласия и до самых древних пород выше этой поверхности
В данном случае (рис. 7.1): время складчатости после PR до S

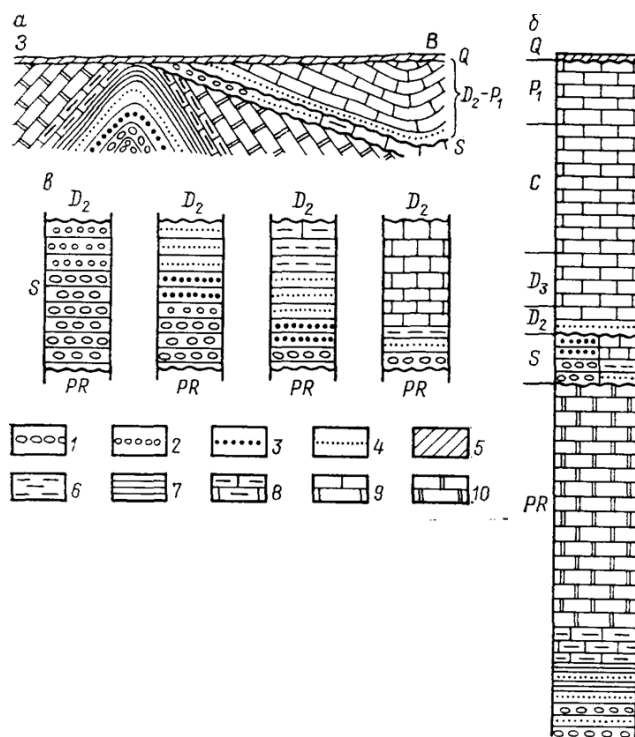


Рис. 7.1. Геологический разрез Полюдова кряжа (Историческая геология, 1985): а—профиль; б—стратиграфическая колонка; в—колонки силурийских отложений. 1, 2—конгломераты (1—галечные, 2—мелкогалечные); 3—гравелиты; 4—песчаники; 5—суглинки; 6—аргиллиты; 7—сланцы; 8—мергели; 9—известняки; 10—доломиты

С угловым несогласием на отложения протерозоя ложатся отложения силура, затем девон, карбон, пермь и все покрывается четвертичными отложениями. При таком геологическом строении мы видим, что складчатость была после протерозоя, так как смяты в складки протерозойские отложения, но до силура, так как отложения силура лежат несогласно.

Методы изучения (косвенные): 1) определение возраста синтетектонических гранитов - абсолютная геохронология (геохимия)

2) по «конгломератам подножий»

Время проявления: граница перми и триаса. Особенно ценно при анализе керна и каротажных диаграмм!

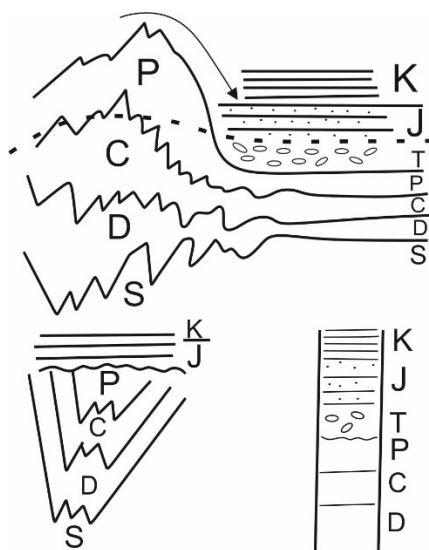


Рис. 7.2. Горно-складчатое сооружение

На (рис. 7.2) видно, что смяты в складки породы палеозоя, но выше ничего не лежит, когда была складчатость непонятно. Можно сделать это с помощью конгломератов, которые накапливаются у подножия источника сноса при поднятии. В том месте, где сносились продукты разрушения, мы видим конгломераты.

Эпейрогенические движения

Эпейрогенические движения - вертикальные перемещения (поднятия или опускания) крупных участков Земной коры, вызывающие:

- 1) трансгрессии и регрессии;
- 2) пенеplanation рельефа и образование плоских, но обширных по площади впадин (депрессий) и поднятий (сводов) на континентах
- 3) формирование высоких горно-складчатых областей

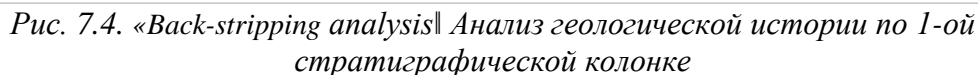
Особенности:

- 1) только вертикальная составляющая;
- 2) повсеместность, постоянность, медленность
- 3) обратимость

Основа метода изучения: геоморфологическое выражение в рельефе областей поднятия и опускания, т.е. анализ процессов осадконакопления и денудации



Рис. 7.3. Пример эпейрогенических движений



Характеристика неполная, так как не учитывается мощность. Палеогеографическая кривая – где находится осадконакопление в данный момент времени. Откладываются также кривая по палеоглубине.

- 1) Распределение областей поднятия и погружения на площади выявляется изучением фациальной изменчивости отложений данного возраста (угли-континент – поднятие, карбонаты – морская обстановка – погружение)
- 2) Палеогеографический метод Карпинского - исключительно качественно и схематично
- 3) Метод анализа карт фаций и мощностей – уточненная качественная и количественная характеристика для областей погружения
- 4) Объемный метод Ронова (рис. 7.5): расчетная оценка величины вертикальных перемещений с использованием величины объема денудированных осадков

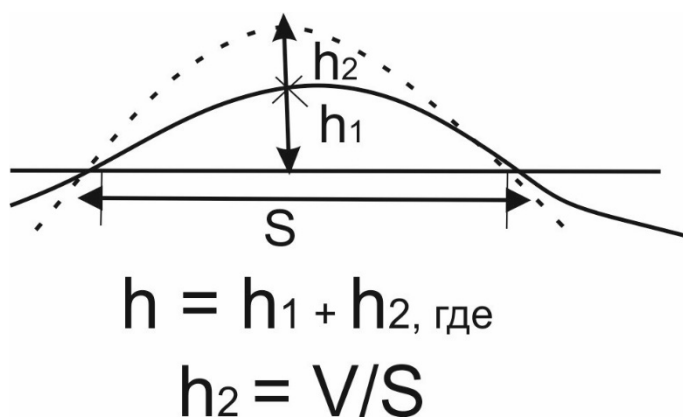


Рис. 7.5. Метод Ронова

Выводы:

- 1) Тектонические движения реализуются в вертикальной и горизонтальных плоскостях, постоянно или эпизодически, локально или повсеместно. Они обратимы, необратимы, могут циклически повторяться
- 2) Методы их изучения: прямые (анализ структурных форм), косвенные (анализ: складчатых интрузий, фациальной и палеогеографической обстановки, темпов осадконакопления и денудации, всей геологической истории).
- 3) Их анализ необходим для тектоно-, секвентной, событийной и др. стратиграфии

Строение Земли

Форма Земли отличается от идеального шара и представляет собой *эллипсоид вращения* или *геоид*.

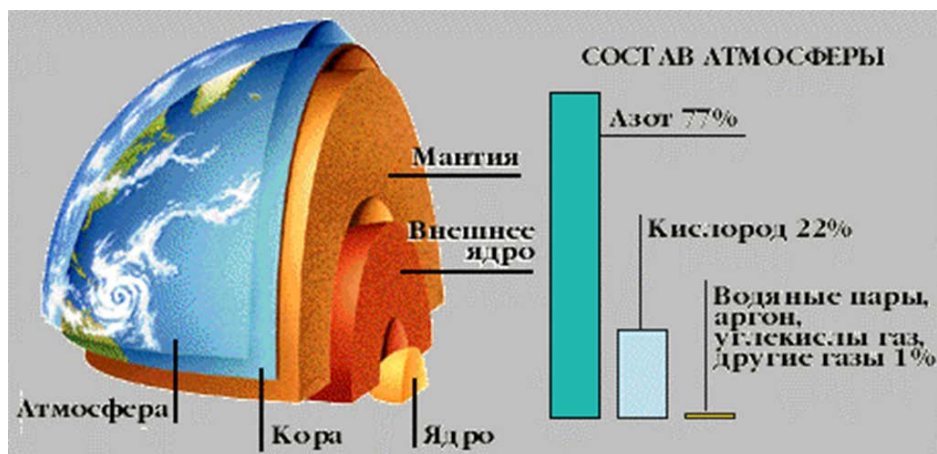


Рис. 7.6. Состав Земли

- Земная кора: мощность (толщина) от 6-10 км (под океанами) до 30-40 км под равнинными платформенными районами и 70-80 км - под горными сооружениями, плотность 2,7-3 г/см³. Земная кора состоит из нескольких слоев. *Верхний – осадочный слой*, он состоит из осадочных и магматических пород, имеет мощность до 20-30 км, но может отсутствовать. По присутствию или отсутствию гранитного слоя выделяется два основных типа Земной коры: *континентальный* и *океанический*, между которыми есть переходные разности.

- Граница между корой и мантией, на которой происходит резкое изменение свойств вещества, получила название *границы А. Мохоровичича (Мохо)* в честь югославского сейсмолога, впервые установившего ее в 1909г.

Гранитно-метаморфический слой

- Ниже следует *гранито - метаморфический слой*; он также может отсутствовать или достигать мощности 40-50 км.
- Сложен толщами сильнодеформированных, и метаморфизованных пород, а также интрузивными образованиями преимущественно кислого состава.
- Скорость распространения продольных волн от 5.5. до 6.3.км/сек. Выходит на поверхность в отдельных участках тектонических структур.

Базальтовый слой

- Ниже следует *базальтовый слой*, достигающий мощности 10-20 км. Правильнее следует называть *гранулит-базитовый слой*. Сложен глубоко-метаморфизованными породами и интрузивами основного и ультраосновного состава, скорость продольных волн 6.5-7.3 км, мощность от 15 до 30 км.
- Переход от 2 к 3 слою происходит по границе или поверхности Конрада. В одних случаях она достаточно резкая, в других постепенная; характеризуется пониженными скоростями прохождения волн и пониженными плотностями.

Строение мантии

- Переход от коры к мантии выражается скачкообразным возрастанием скорости продольных волн до 7.9 - 8.5 км/сек в пределах маломощной зоны, называемой поверхностью Мохоровичича.
- Сама мантия разделяется на *верхнюю* и *нижнюю*.

Строение внутренних оболочек Земли

В верхней части мантии выделяется слой разуплотненного полужидкого вещества (астеносфера), и разделяется на верхнюю и нижнюю.

Астеносфера – невыдержанный по мощности слой, распространенный до глубин 400 км, имеющий плотность 3,32-3,65 г/см³; по составу сближается с ультраосновными породами.

Верхняя мантия (включая астеносферу) выделяется до глубин 900-1000 км и имеет плотность 3,65-4,68 г/см³. Отделяется от нижней мантии т.н. границей Голицына (впервые установлена им в 1916 г). В этом слое формируются очаги наиболее глубоких землетрясений. Существуют две точки зрения на состав верхней мантии. Согласно одной из них верхняя мантия состоит из перидотитов — ультраосновных горных пород, богатых железом и магнием. Согласно другой точке зрения верхняя мантия сложена эклогитами, которые по химическому составу отвечает базальту (габбро), но отличается значительно большей плотностью и состоят в основном из граната и пироксена.

Нижняя мантия и ядро

- *Нижняя мантия* распространяется до глубины 2900 км и имеет плотность 4,68-5,69 г/см³. Поверхность раздела мантии и ядра получила название *границы Б. Гутенберга*.

- *Внешнее ядро* распространяется до глубины 5000 км и имеет плотность 9,3-11,5 г/см³. Ниже, до глубины около 5100 км, выделяется переходный слой с плотностью 11,5-12,0 г/см³. Предполагается, что внешнее ядро находится в жидкой фазе, поскольку поперечные сейсмоволны через него не проходят.
- *Внутреннее ядро* простирается до глубины 6371 км при плотности 12,0-12,3 г/см³. Вероятно, оно твердое

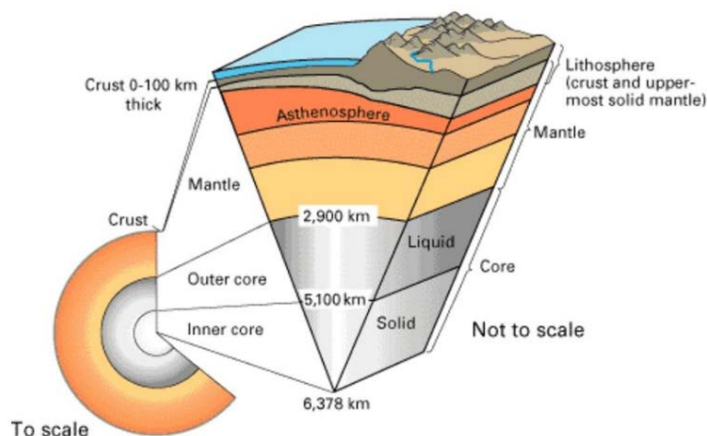


Рис.7.7.Строение Земли

Типы Земной коры

- В настоящее время выделяется несколько типов земной коры. Однако преобладающее распространение имеют два основных типа: континентальный и океанический.

Континентальный тип ЗК

- Характеризуется наличием всех трех слоев — осадочного, гранитного и базальтового. Только на некоторых участках, где выходят на поверхность самые древние магматические и метаморфические породы, осадочный слой отсутствует. Соотношение гранитного и базальтового слоя различное.
- Мощность (толщина) земной коры континентов в пределах равнин в среднем составляет 30—40 км, местами снижается до 20 км, а в горных областях (Памир, Анды, Гималаи) увеличивается до 60—80 км.

Океанический тип ЗК

- В океанической коре отсутствует гранитный слой. Здесь под осадками небольшой мощности (до 1 км) залегает непосредственно базальтовый слой. Общая мощность земной коры не превышает 10—15 км, составляя в ряде случаев 5—7 км.
- Типичная океаническая кора развита в пределах ложа Мирового океана ниже области континентального склона (ниже глубин 2500—3000 км). Помимо двух указанных основных типов земной коры, выделяются промежуточные типы — субокеанический и субконтинентальный.

Субокеанический тип ЗК

Субокеанический тип земной коры по строению близок к океаническому, отличаясь от него значительной мощностью (до 10 и более километров, иногда 14—15 км) осадочного слоя. Такой тип коры обнаружен в крупных прогибах окраинных и внутриконтинентальных морей: в южной котловине Каспия, в Черном, Японском, Охотском, Беринговом, Карибском морях, в Мексиканском заливе и других районах.

Субконтинентальный тип ЗК

Субконтинентальный тип земной коры выделен под некоторыми архипелагами островов и прилегающими к ним участками шельфа. Для этого типа характерны:

- 1) нечеткость разделения гранитного и базальтового слоев, поэтому иногда они объединяются под названием гранитно-базальтового слоя;
 - 2) промежуточное значение скорости распространения сейсмических волн;
 - 3) местами некоторое уменьшение скорости сейсмических волн у границы Мохоровичича.
- Изучение строения Курило - Камчатской переходной зоны от Азиатского континента к Тихому океану, показало, что в пределах материка наблюдается развитие земной коры континентального типа мощностью до 40 км. В районе Южных Курильских островов наблюдается субконтинентальный тип земной коры, который далее в пределах глубоководного желоба сменяется океаническим.

Строение ЗК срединных хребтов

Строение земной коры в области срединных - океанических хребтов совершенно иное. В центральной части существует рифт (от англ. —rift— расселина, ущелье) - грабен глубиной до 2 км, шириной 12—45 км). Здесь развита в целом океаническая кора, но в ней наблюдаются повышенные скорости сейсмических волн и нет четкой границы между земной корой и мантией. Здесь происходит подъем астеносферы, смешение вещества коры и мантии.

Главнейшие структурные элементы земной коры

Структура континентов

- Платформы и складчатые области
- *Платформы* = изометричные структуры большой площади, двухъярусного строения, с хорошо развитым осадочным чехлом.
- *Складчатые области* – тектонические структуры вытянутой формы, с активным режимом развития и слабо развитым осадочным чехлом.
- *Древние платформы* – область архейской и раннепротерозойской складчатости. На протяжении всего неогена характеризовались относительно спокойным тектоническим режимом, слабыми вертикальными движениями небольшой амплитуды.
- Основные структурные элементы древних платформ: щиты и плиты. Структурные элементы плит: синеклизы и антеклизы.

Тектоническая карта мира

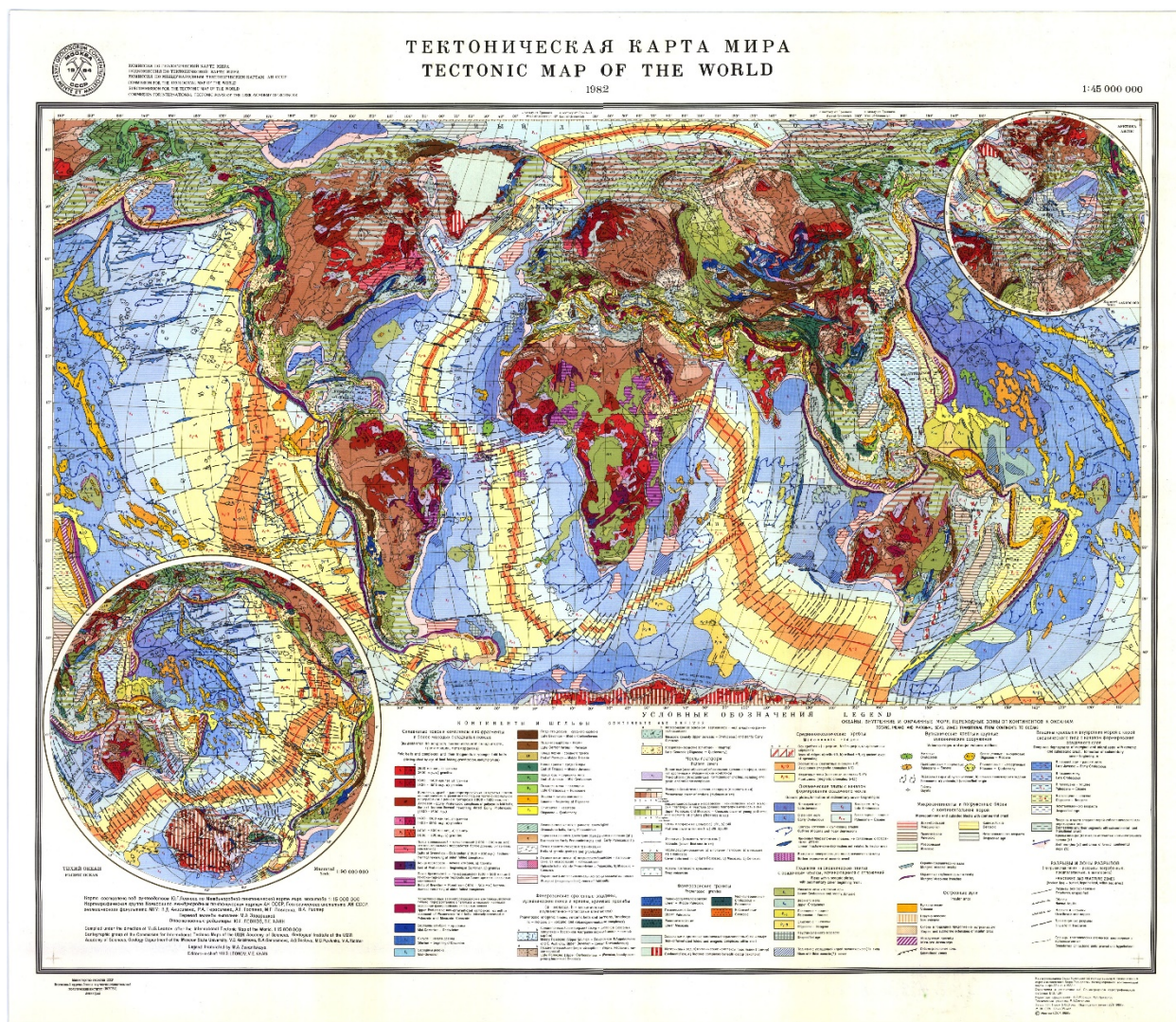


Рис. 7.8. Тектоническая карта мира

Разными цветами обозначен возраст складчатости.

Платформы: Южная Америка: Южно - Американская, Бразильская
Евразия – Восточно-Европейская платформа, Западно - сибирская, Таримская, Северо-Китайская, Южно – Китайская, Индостан; Северная Америка – Северо - Американская, Австралия: Северо- Австралийская, Южно-Австралийская; Африка: Западно – Африканская, Централью – Африканская, Восточно- Африканская – Мадагаскарская, Южно-Африканская, Антарктида – мозаичное строение.

Одно из мест, где могут накапливаться отложения – краевые прогибы – линейно вытянутые впадины, которые идут вдоль горно-складчатого сооружение. Например, Предуральский краевой прогиб.

Аналогия между корой континентов и океанов – есть общие тенденции. Линейные зоны – области срединно-океанических хребтов, где сейчас рождается океаническая кора. Это напоминает подвижные пояса и складчатые области континентов.

Самый молодой возраст коры – в центральной части океанических хребтов – N₂-Q. Самая древняя кора имеет позднеюрский возраст. Кору до этого времени затянуло в зоне субдукции.

Фазы складчатости конца докембрия и фанерозоя

Табл. 7.1. Фазы складчатости конца докембрия и фанерозоя.

Тектоно-магматический этап	Фаза складчатости	Время
альпийский	незавершенная	-
	завершенная	граница Pg и N
мезозойский	ларамийская	граница K и Pg (MZ и KZ)
	верхоянская	граница K ₁ и K ₂
	невадийская	граница J и K
	индосинийская	граница T и J
герцинский	позднегерцинская	граница P и T (PZ и MZ)
	судетская	граница C ₂ и C ₃
каледонский	акадская	граница D ₂ и D ₃
	позднекаледонская	граница O и S
	таконская	граница E и O
	салаирская	граница E ₂ и E ₃
	байкальская	граница R и V

Фазы складчатости – проявление орогенических движений, которые синхронно происходили в разных местах земного шара.

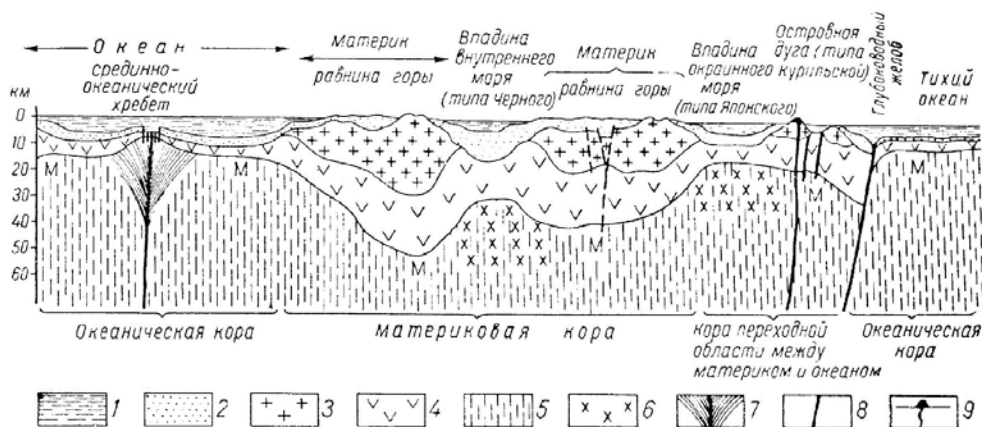
Области байкальской складчатости – байкалиды – на карте фиолетовым цветом. Это либо складчатые области, подвижные пояса, либо если области перекрываются осадочным чехлом – платформа на байкальском фундаменте.

Каледонская складчатость охватывает первую половину палеозоя.

Лекция 8

Основные тектоно - магматические эпохи

Строение земной коры материков и океанических впадин



- 1 - вода; 2 - осадочные породы; 3 - гранито - гнейсовый слой земной коры;
4 - базальтовый слой; 5 - мантия Земли; М - поверхность Мохоровичича;
6 - участки мантии с повышенной плотностью;
7 - участки мантии с пониженной плотностью;
8 - глубинные разломы; 9 - вулканический конус, магматический канал и очаги.

Рис. 8.1. Строение земной коры материков и океанических впадин

Литосферные плиты находятся в движении. Они разных размеров. 6 крупных плит и много мелких; границы плит - свехглубинные разломы.

Границы между плитами – зоны, где рождается океаническая кора – СОХ, или зоны субдукции, где одна плита погружается под другую.

Модель тектоники литосферных плит

Цикл Уилсона

В астеносфере двигаются литосферные плиты. В какой-то момент времени в разных частях Земли возникают то условия сжатия, то условия растяжения.

Допустим, что возникают условия растяжения, происходит утоньшение коры, разрывается континентальная кора, образуется рифтовая долина. Пока еще это не океан.

Рис. 8.3, а представляет начало цикла Уилсона – начальную стадию раскола континента и формирования аккреционной окраины плиты

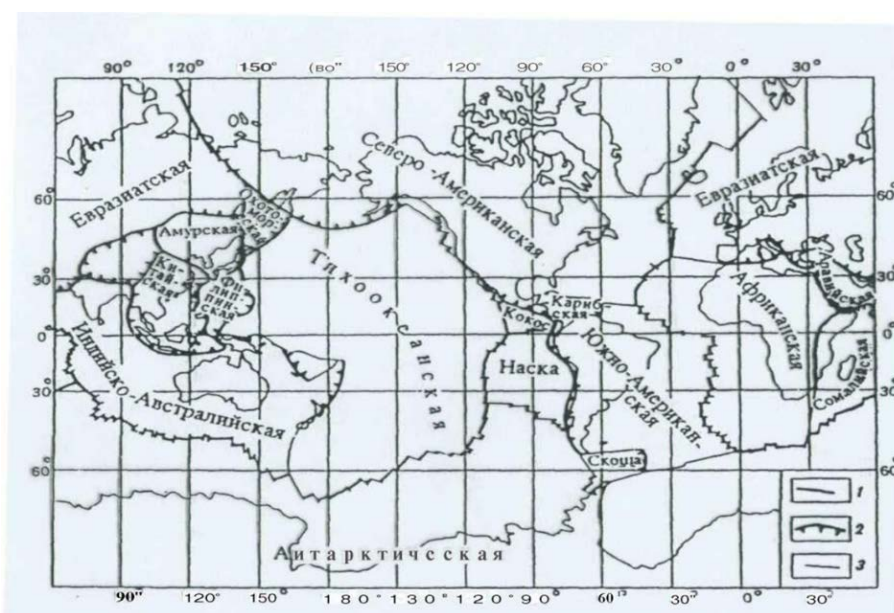


Рис.8.2. Карта литосферных плит Земли, 1944. Границы плит: 1-дивергентные, 2-конвергентные, 3-трансформные

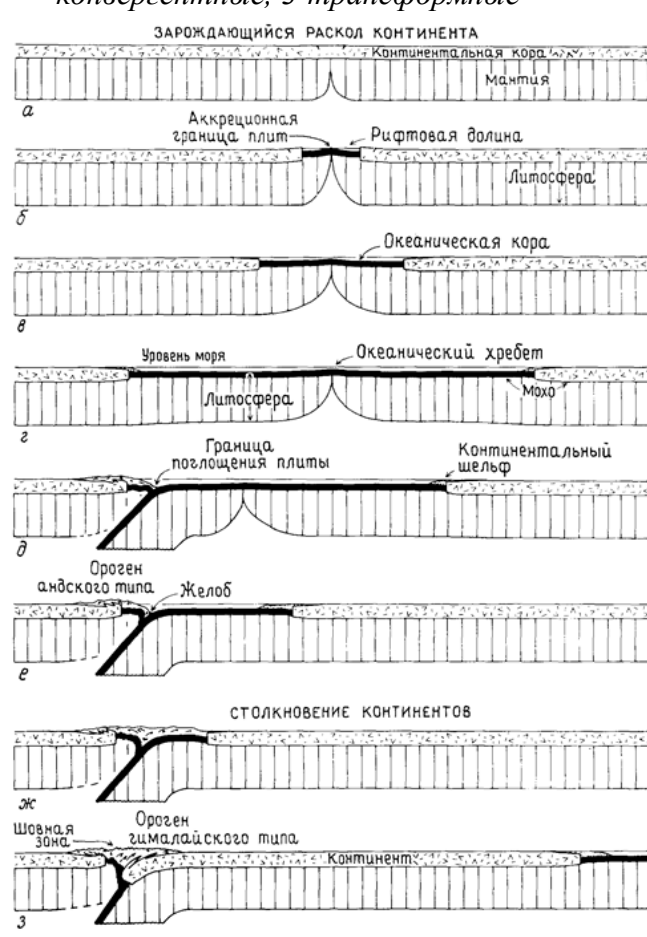


Рис. 8.3. Схема цикла Уилсона развития океанов в рамках эволюции литосферных плит (Структурная геология и тектоника плит, 1991)

При продолжении разделения континентов развиваются рифтовая долина (рис. 8.3, б) и небольшой океан (рис. 8.3, в). Это – стадии раннего раскрытия океана в цикле Уилсона, т.е. условия растяжения продолжаются и образуется молодой океан.

Далее океан расширяется. Образуется океаническая кора, она расталкивает материки.

Полностью сформировавшийся океан (рис. 8.3, г) со срединным хребтом на границе плит и развитым континентальным шельфом называется *океаном атлантического типа*.

Далее постепенное закрытие океана. На рис. 8.3, д показан **океан с плитой**, имеющей простые окраины приращения и поглощения литосферы, – это начальная стадия закрытия океана в цикле Уилсона.

Расчленение литосферы по соседству с континентальной окраиной ведет к превращению последней в ороген андского типа в результате тектонических и вулканических процессов, происходящих на поглощающей границе плит. Если это расчленение происходит на значительном расстоянии от континентальной окраины в сторону океана, то образуется островная дуга типа Японских островов.

Поглощение океанической литосферы приводит к изменению геометрии плит и в конце концов к полному исчезновению аккреционной окраины плиты (рис. 8.3, е). В течение этого времени противоположный континентальный шельф может продолжать разрастаться, превращаясь в полуокеан атлантического типа.

По мере сокращения океана противоположная континентальная окраина в конечном счете вовлекается в режим поглощения плиты и участвует в развитии *аккреционного орогена андского типа*. Это – **ранняя стадия столкновения двух континентов (коллизии)**.

На следующей стадии благодаря плавучести континентальной литосферы, поглощение плиты прекращается. Литосферная пластина отрывается внизу, под растущим орогеном гималайского типа, и наступает **завершающая орогенная стадия цикла Уилсона с зрелым горным поясом**, представляющим собой шов между вновь соединившимися континентами. Антиподом *аккреционного орогена андского типа* является *коллизионный ороген гималайского типа*.

А как думали раньше? Когда не было теории тектоники плит?

Строение и развитие складчатого основания платформ и складчатых областей

- Платформы. Двухъярусное строение платформ и складчатых областей как отображение геосинклинального, орогенного и платформенного этапов развития структуры земной коры.
- В теории геосинклиналей было впервые отмечен контроль тектоники над процессами осадконакопления (Джеймс Холл, Дэна).
- В конце XIX века концепция охватила Европу.
- Появились термины *эвгеосинклиналь* и *миогеосинклиналь* (Ганс Штилле)

Теория геосинклиналей

Геосинклиналь – некоторая подвижная область, которая в ходе геологической эволюции сначала испытывает погружение, а потом воздымание.

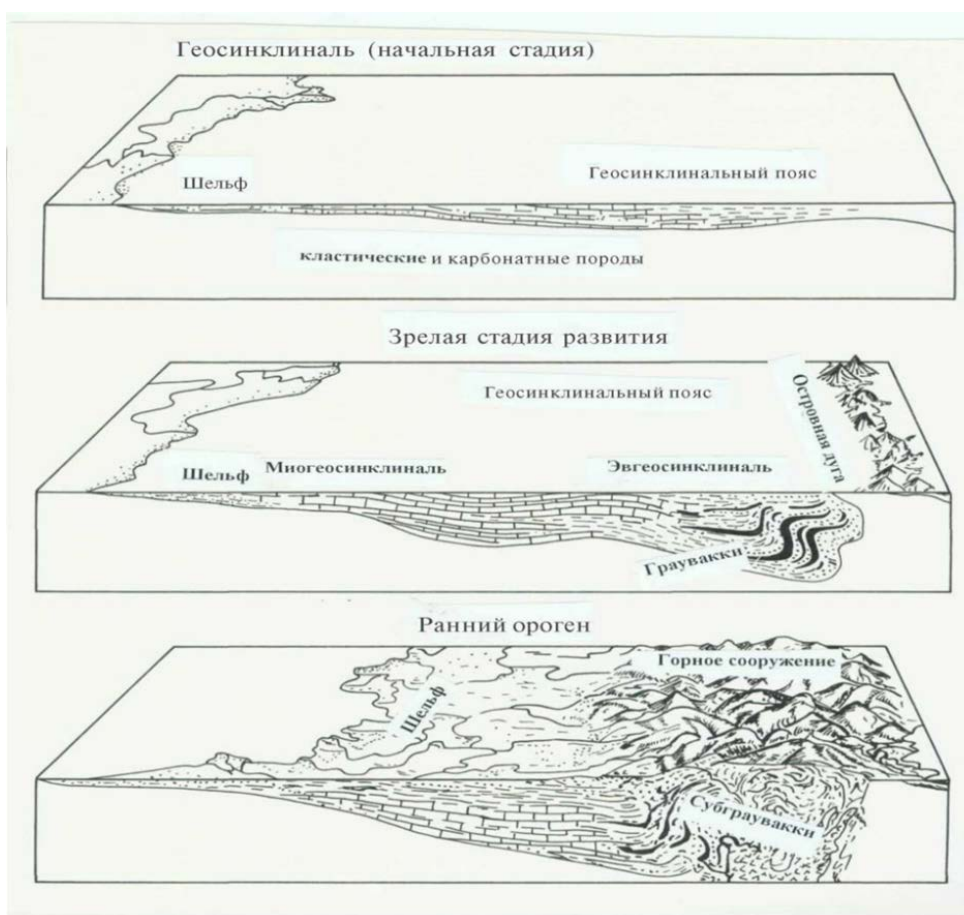
В XIX старались объяснить все вертикальными движениями. Была придумана теория, что в силу ряда причин в этом месте начинается погружение какой-то части земной коры. Возникает депрессия, туда попадает вода и постепенно начинается осадконакопление. Сначала оно идет в озере, болоте и т.д., далее по мере погружения бассейн становится морским, (рис. 8.4) океаническим – 1 стадия.

Далее накапливаются осадки и выделяются две области – миогеосинклиналь – наиболее мелководная, близкая к береговой линии суши, отвечающая шельфовой зоне. Далее ближе к открытой части бассейна, где более глубоководные условия, проявление магматической деятельности – эвгеосинклиналь.

Условия погружения сменяются условиями воздымания – начинает воздыматься блок земной коры. В итоге это приводит к образованию каких-либо складок. Затем в это воздымание включается большая часть коры, вся территория испытывает подъем, происходит осушение. На месте океанического бассейна возникает горное сооружение. Оно начинает разрушаться. Происходит снос и происходит накопление терригенных осадков. Далее по мере разрушения поднятия происходит выравнивание территории, вместо гор появляется холмы, высота их постепенно уменьшается, затем выравнивание рельефа.

Замет могут произойти блоково-складчатые деформации, разломы.

Миогеосинклинальные области – шельфовые окраинные моря – например, Белое море.



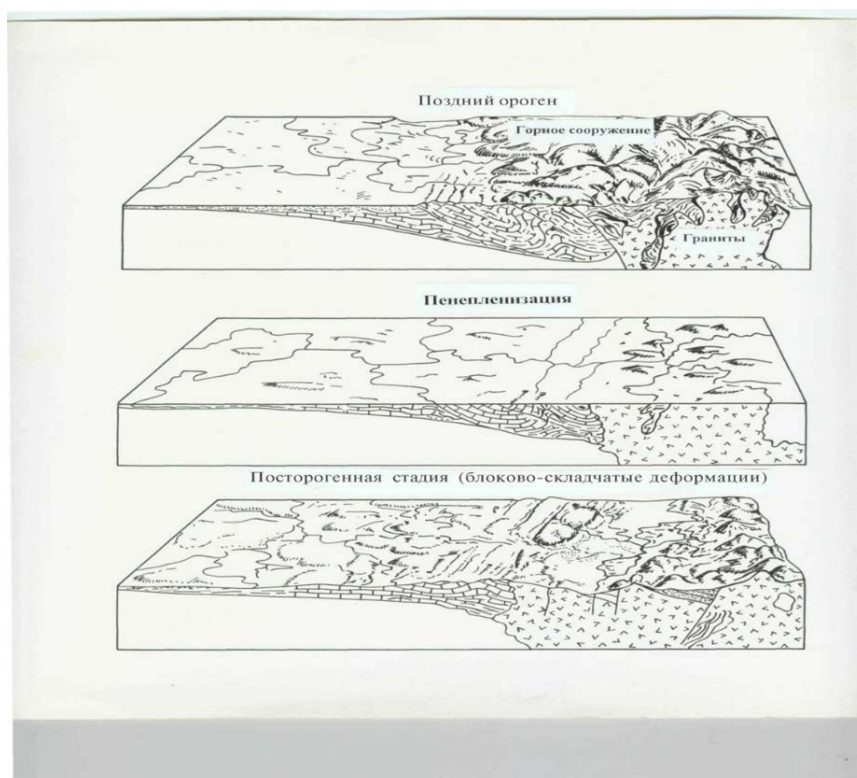


Рис. 8.4. Теория геосинклиналей

Основные структурные элементы земной коры континентов

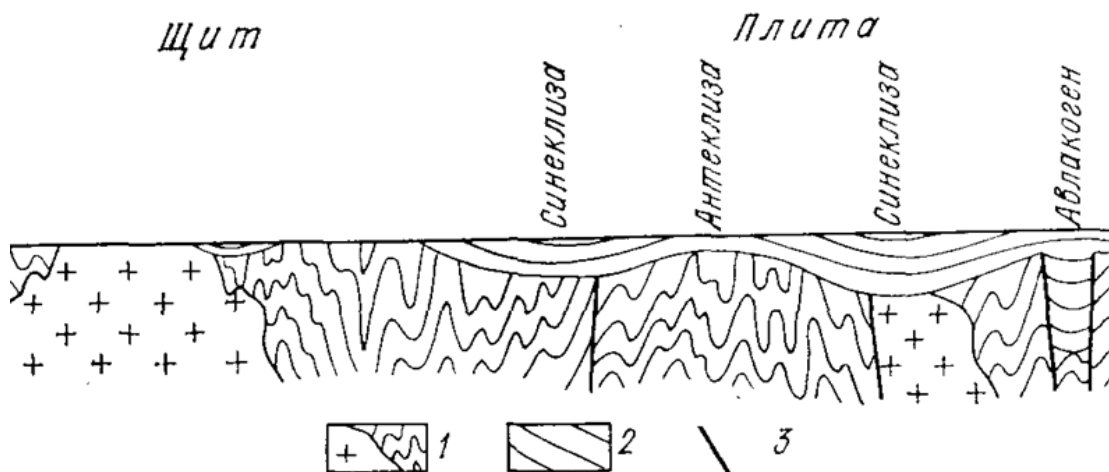


Рис. 8.5. Схема строения платформы. 1 — складчатый фундамент; 2 — платформенный чехол; 3 — разломы (Историческая геология, 1985)

Древние платформы – область архейской и раннепротерозойской складчатости. На протяжении всего неогена характеризовались относительно спокойным тектоническим режимом, слабыми вертикальными движениями небольшой амплитуды.

Платформа – стабильный жесткий участок земной коры континентов, имеющий изометричную форму и двухэтажное строение (рис. 8.5). Нижний (первый) структурный

этаж – *кристаллический фундамент*, представленный сильно дислоцированными метаморфизованными породами, прорванными интрузиями. Верхний (второй) структурный этаж – полого залегающий *осадочный чехол*, слабодислоцированный и неметаморфизованный. Выходы на дневную поверхность нижнего структурного этажа называются *щитом*. Участки фундамента, перекрытые осадочным чехлом, называются *плитой*. Мощность осадочного чехла плиты составляет первые километры.

Пример: на Восточно-Европейской платформе выделяются два щита (Украинский и Балтийский) и Русская плита.

Существует структура нижних горизонтов чехла - авлакоген.

Авлакоген – узкая вытянутая впадина, протягивающаяся через платформу, два борта ограничены разломами. Авлакогены располагаются в нижней части верхнего структурного этажа (чехла) и могут достигать в длину до сотен километров, в ширину – десятки километров. Авлакогены формируются в условиях горизонтального растяжения. В них накапливаются мощные толщи осадков, которые могут быть смяты в складки и близкие по составу к формациям миогеосинклиналей. В нижней части разреза присутствуют базальты.

Пример: Пачелмский (Рязано-Саратовский) авлакоген, Днепровско-Донецкий авлакоген Русской плиты (пунктирная линия на карте).

После образования складчатого фундамента следующая стадия – авлакогенная. Произошла складчатость, продукты разрушения заполняют трещины, а затем покрываются осадочным чехлом. Затем, когда все трещины забиты начинается накапливаться чехол.

Структуры второго этажа платформы (чехла) бывают отрицательные (прогибы, синеклизы) и положительные (антеклизы). Синеклизы имеют форму блюдца, а антеклизы – перевернутого блюдца. Мощность отложений всегда больше на синеклизе, а на антеклизе – меньше. Размеры этих структур в поперечнике могут достигать сотен или первых тысяч километров, а падение слоев на крыльях обычно - первые метры на 1 км. Существуют два определения этих структур.

Синеклиза – геологическая структура, падение слоев которой направлено от периферии к центру. *Антеклиза* - геологическая структура, падение слоев которой направлено от центра к периферии.

Синеклиза – геологическая структура, в ядре которой выходят более молодые отложения, а по краям – более древние. *Антеклиза* – геологическая структура, в ядре которой выходят более древние отложения, а по краям – более молодые.

Прогиб – вытянутое (удлиненное) геологическое тело, имеющее в поперечном сечении вогнутую форму.

Пример: на Русской плите Восточно-Европейской платформы выделяются *антеклизы* (Белорусская, Воронежская, Волго-Уральская и др.), *синеклизы* (Московская, Прикаспийская и др.) и прогибы (Ульяновско-Саратовский, Приднестровско-Причерноморский и др.).

Есть определенная связь между осадками и обстановками, в которых они накапливались. Формация - парагенетическая ассоциация фаций, характеризующая определенный этап развития земной коры. Соотношение формаций (понятия тектонического) и фаций (понятия физико-географического, ландшафтного).

Примеры геосинклинальных (океанических) формаций.

- Эвгеосинклиналь - офиолитовая формация, миогеосинклинальная - флишевая формация. Примеры орогенных формаций: молассовая формация межгорных впадин и краевых прогибов.

- Примеры геосинклинальных платформенных формаций. Меловая формация, лимническая и паралическая угленосные формации.

Процесс накопления осадков, как правило, происходит циклично. Сначала накапливается трансгрессивная морская терригенная формация, затем – карбонатная формация (максимум трансгрессии, табл. 8.1). При регрессии в условиях аридного климата формируется соленосная красноцветная формация, а в условиях гумидного климата – паралическая угленосная формация. В конце цикла осадконакопления формируются осадки континентальной формации. В любой момент этап может прерваться формированием трапповой формации.

Таблица 8.1. Последовательность накопления плитных формаций и их характеристика.

	Название формации	Состав отложений
1. Трансгрессия	<i>трансгрессивная морская терригенная</i>	Кварцевые или полимиктовые пески и песчаники, темные глины, глинисто-карбонатные осадки
	<i>карбонатная</i>	Известняки, доломиты, писчий мел иногда с прослоями песчано-глинистых пород
2. Регрессия	<i>соленосная красноцветная</i>	Пестроцветные песчаники, глины, гипс, соли
	<i>паралическая угленосная</i>	Пестроцветные песчаники, глины, угли
	<i>континентальная</i>	Красноцветные терригенные породы
	<i>трапповая</i>	Долериты, диабазы, базальты и их туфы, межпластовые интрузии – силлы.

Для подвижных поясов (складчатых областей) характерны:

- 1) линейность их контуров;
- 2) громадная мощность накопившихся отложений (до 15—25 км);
- 3) выдержанность состава и мощности этих отложений по простиранию складчатой области и резкие изменения вкрест ее простирания;
- 4) наличие своеобразных формаций—комплексов пород, образовавшихся на определенных стадиях развития этих районов (аспидная, флишевая, спи-лито-кератофировая, молассовая и другие формации);
- 5) интенсивный эффузивный и интрузивный магматизм (особенно характерны крупные гранитные интрузии—батолиты);
- 6) сильный региональный метаморфизм;
- 7) сильная складчатость, обилие разломов, в том числе надвигов, указывающих на господство сжатия.

Основные тектоно - магматические эпохи

Платформы: Северо - Американская, Восточно-Европейская, Западно - Сибирская платформа, Таримская, Северо-Китайская, Южно-Китайская – северное полушарие

В южном полушарии платформ больше, но они меньше по размеру: Южно - Американская, Бразильская, Западно - Африканская, Центральная - Африканская, Южно-Африканская, Восточно-Африканская-Мадагаскарская, Индостан, Северо-Австралийская, Южно-Австралийская, условно выделяем Антарктическую

В конце рубежа R-V, когда произошла байкальская складчатость, байкалиты, показывающиеся фиолетовым цветом на карте.

В южной части часть платформенных блоков, между ними были маленькие океаны, они завершили свое развитие, возникли горно-складчатые сооружения, в итоге получился суперматерик Гондвана. Он возник еще в докембрии, существовал весь палеозой, в конце палеозоя Гондвана столкнется суперматериком в северном полушарии, и образуется суперматерик Пангея-2. Затем он снова расколется на Гондвану и Лавразию, далее Гондвана будет распадаться на материки из-за раскрытия Атлантического и Индийского океана.

Области байкальской складчатости: Гренвельская, Тимано-Печорская, Южно-Скандинавская, Енисейский кряж, Байкальская горная область вместе с частью Алтае-Саянской области, байкалиты Центрального Китая, Делийская область, байкалиты Центральной Австралии, Парагвайская и Рибейрийская область в Южной Америке, Домаро-Кибарская в Африке, Красноморско-Аравийская, Сахаро-Нигерийская, Мавританская.

Далее- первая половина палеозоя – каледонская фаза складчатости, затем герцинская фаза складчатости.

В середине палеозоя: сохраняется суперматерик Гондвана, он нарастил свою площадь за счет области салаирской фазы складчатости, которая была на рубеже кембрия – ордовика в Аделаиде (Австралия), остров Тасмания – Восточная часть Австралии.

В северном полушарии – закончилось развитие океана Япетус, возникли складчатые области – Северо-Восточная окраина Гренландии, Скандинавских гор, большая часть Великобритании и Ирландии, большая часть архипелага Шпицберген – на рубеже силура и девона – возник суперматерик Лавруссия, который включил в себя древние платформы, области байкальской складчатости, разные фазы каледонской складчатости.

На рубеже среднего-позднего девона произошла складчатость в Северных Аппалачах, эта территория нарастила площадь материка Лавруссия.

Урало-Монгольский подвижный пояс, состоял из Уральского океана и Восточно - Азиатского океана. Средиземноморский подвижный пояс – был океан Палеотетис.

В каледонское время складчатость также произошла на юго-западной окраине Сибирской платформы, затем салаирская фаза складчатости - Яблоневый хребет и другие области. Алтае-Саянская область – поздние каледониты, рубеж S и D, и на рубеже O и S возникла область Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня. Также произошла складчатость в районе Юго-Восточного Китая на рубеже S и D-позднекаледонская фаза складчатости.

Лекция 9 Докембрийская история Земли

Признаки бассейнов различной солености и температур

Температура

Литолого-минералогические

Обилие известняков – теплые моря, накопление каолинита – экваториальные широты, глауконит – в умеренных и холодных морях

Палеонтологические

Богатство и разнообразие органических остатков, особенно с мощным известковым скелетом (кораллы, рудисты и др) – теплые моря. Более бедные, мелкие, тонкостворчатые – холодные моря. Состав планктона. Известковистый – экваториальные широты, кремнистый – в умеренных и холодных морях.

Геохимические

Отношение Ca/Mg , Ca/Sr , $\text{O}^{18}/\text{O}^{16}$ в карбонатных породах уменьшается с повышением температуры. Определение – по органическим карбонатам (раковины, ростры белемнитов). Разработаны соответствующие формулы ($\text{O}^{18}/\text{O}^{16}$) и шкалы (Ca/Mg). Сложности: нарушение первичных соотношений изотопов и элементов с последующим диагенезом, зависимость их от солености бассейна, различие соотношений в кальците и арагоните.

Для анализа вариации значений палеотемпературы используются следующие значения концентрации элементов и их отношения: V, Ca, Ni, Ca/Sr , титановый модуль (ТМ), Mn, Si/Al. Вариации температуры также можно оценить с помощью отношения: Ca/Mg , Sr/Ba , Zn/Nb , $(\text{Ce, Nd, La, Ba})/\text{Yb}$ (Y, Zr).

Рост концентрации Ca, Sr, Mg может указывать на аридный тип климата, а увеличение содержания Sc, Ni, Zn, Y, W, U, Cu, V и редкоземельных элементов (РЗЭ) – на гумидные условия седиментации

Титановый модуль (ТМ) – отношение содержания TiO_2 и Al_2O_3 – зависят как от динамической фации седиментации, так и от титанистости петрофонда, поэтому если зафиксировать фациальный фактор, то ТМ служит отличным индикатором петрофонда основного или кислого состава. Различия значений ТМ свидетельствуют о разной климатической обстановке. Гумидные, песчано-алевритистые породы характеризуются более высокими значениями ТМ, чем аридные. Такое же соотношение наблюдается и для глинистых пород. Использование этого модуля для восстановления климатических особенностей возможно лишь в условиях постоянства источника сноса. В ряде случаев динамическая сортировка материала и состав петрофонда влияют на величину ТМ гораздо сильнее, чем климатический фактор. Резюмируя, можно сказать, что его величина возрастает при переходе из аридной зоны в гумидную, а в пределах последней – по мере движения от глубоководных зон к прибрежно-морским и континентальным.

Соленость

Литолого-минералогические

Доломит, гипс, соли – повышенная соленость. Глауконит, фосфорит – нормальная соленость.

Палеонтологические

Стеногалинные и эвригалинные организмы. Богатство и разнообразие органических остатков (колониальные кораллы, иглокожие, головоногие моллюски, брахиоподы,

трилобиты, рудисты) – моря нормальной солености. Богатство особями и бедность видами – ненормальная соленость.

В пресноводных бассейнах – двустворки, гастропроды. Эвригалинные: двустворки, гастроподы, мшанки, ракообразные, черви.

Геохимические

Увеличение показателей Sr/Ba, Ca/Sr, отношение C12/C13 свидетельствует о повышении солености раствора. Концентрация B, Ba, S, Cr, Cu, Ga, Ni, V в морских осадках выше, чем в пресноводных.

Глубина

К показателям изменения глубины бассейна относятся отношения Fe/Mn, Ti/Mn, титановый модуль (ТМ), натриевый модуль (НМ), калиевый модуль (КМ), а также элементы Zn, Pb, Al, Mn, Cu, Sr, B, показывающие смещение фаций.

Отношение Fe/Mn. Уменьшение этого отношения соответствует увеличению глубины, а также переходу от шельфовых фаций к пелагическим. Тенденция к уменьшению этого отношения с глубиной осадконакопления обусловлена поглощением осадочными отложениями марганца из морских вод, которое сильнее проявляется в глубоководных условиях. По назначению отношения Fe/Mn осадочные породы можно разделить на глубоководные (<40), мелководные (<80) и мелководно-прибрежные с преимущественно терригенным источником сноса (>160). Отношение Fe/Mn хорошо применимо у глинистым или глиносодержащим отложениям и в меньшей степени – к карбонатным.

Калиевый модуль ($KM = K_2O/Al_2O_3$) определяется интенсивностью процессов химического выветривания в области размыва. Калий входит в состав полевых шпатов и накапливается при их разрушении в континентальных отложениях в условиях засушливого климата. Во влажном климате он переносится в виде растворов и взвеси и концентрируется в морских и озерных осадках. Алюминий связан с глинистой частью пород, и его содержание в осадках увеличивается в сторону открытого бассейна. Низкие значения калиевого модуля характерны для континентальных осадков, тогда как в прибрежно-морских и пелагических отложениях его значение увеличивается.

Натриевый модуль ($NM = Na_2O/Al_2O_3$). Натрий обычно переносится в виде растворов и взвеси, максимальные концентрации его наблюдаются в континентальных отложениях в условиях засушливого климата и в морских и озерных осадках в условиях влажного климата. Наиболее бедны натрием прибрежно-морские образования.

Содержание Sr и Ba. Увеличение содержания стронция свидетельствует об удаленности от источника сноса терригенного материала, а повышение концентрации бария, наоборот, о приближении источника сноса. С ростом глубины бассейна Ba все сильнее растворяется, однако при этом на глубине 4-5 км его концентрация может достигать максимальных значений, так как он вступает в реакцию с окружающей средой и выпадает в осадок.

Содержание Pb и Zn. Увеличение концентрации свинца и цинка вызвано приближением к источнику сноса и/или увеличением солености бассейна.

Есть разрез, провели опробование и строим кривые по разным параметрам по глубине и сравниваем пики.

Проблема сопоставления морских и континентальных отложений –

- 1) В овраге пытаться идти вверх по течению и найти то место, где одни отложения переходят в другие

- 2) Маркирующие горизонты – необходимо найти след события и там, и там (пепел, туфовый материал, морены, следы цунами)
- 3) Палеонтологические организмы – разные организмы в разных обстановках, если найдем одинаковые споры в континентальных и морских отложениях – они сопоставимы, акулы могут встретиться в реках

Геологическая история Земли История Земли в Докембрии

Особенности этапа:

- Завершение формирования Земли - 4.6
- Древнейшие породы - 3.9
- История развития Земли 3.9-0
- Длительность PCm - 85%, Ph - 15%
- Широко распространен, развит повсеместно. Отсутствие палеонтологических остатков, применение других методов
 - Исходный литологический состав
 - Степень метаморфизма
 - Структурный метод
 - Степень дислоцированности
 - Радиометрические данные

Стратиграфическая шкала расчленения докембрия

- Нижний предел точно неизвестен - 3.8-4 млрд.л.
- Граница AR-PR - 2.6 млрд. л.
- Граница PR1-2 - 1.65 млрд. л. – время древней Земли, после этого – время новой Земли
- PR2 (Рифей) - делится на 3 части
- Граница R и V - 0.67 млн. л.
- Граница V и Cm - 0.57 млн. л.

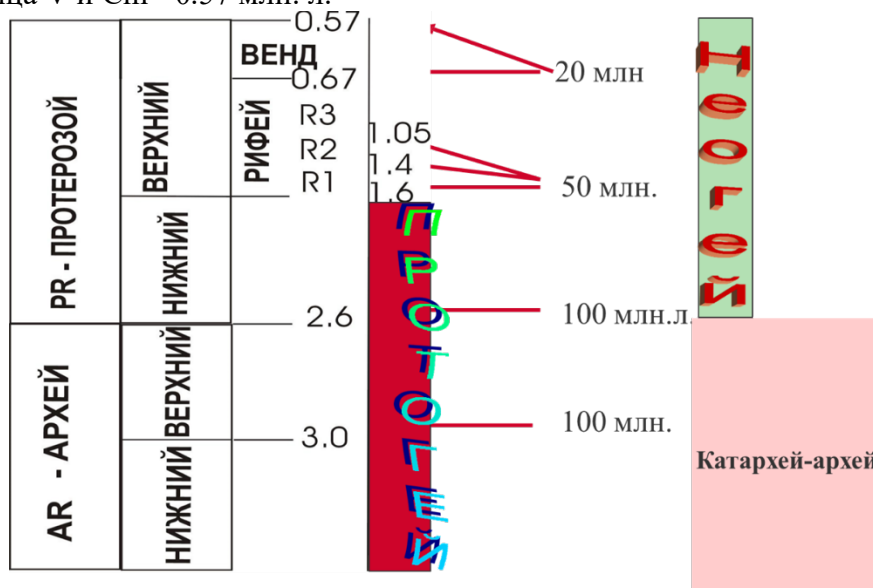


Рис. 9.1. Абсолютные отметки в докембрии

Основные этапы формирования структуры ЗК в AR-PR1

- 1. Комплекс «серых гнейсов» (рис. 9.2) - 3.8 -3.2 млрд. л, KAR+AR1. Примеры: гнейсы Амитсок на Канадском щите, ф-ция Исуа в Гренландии.

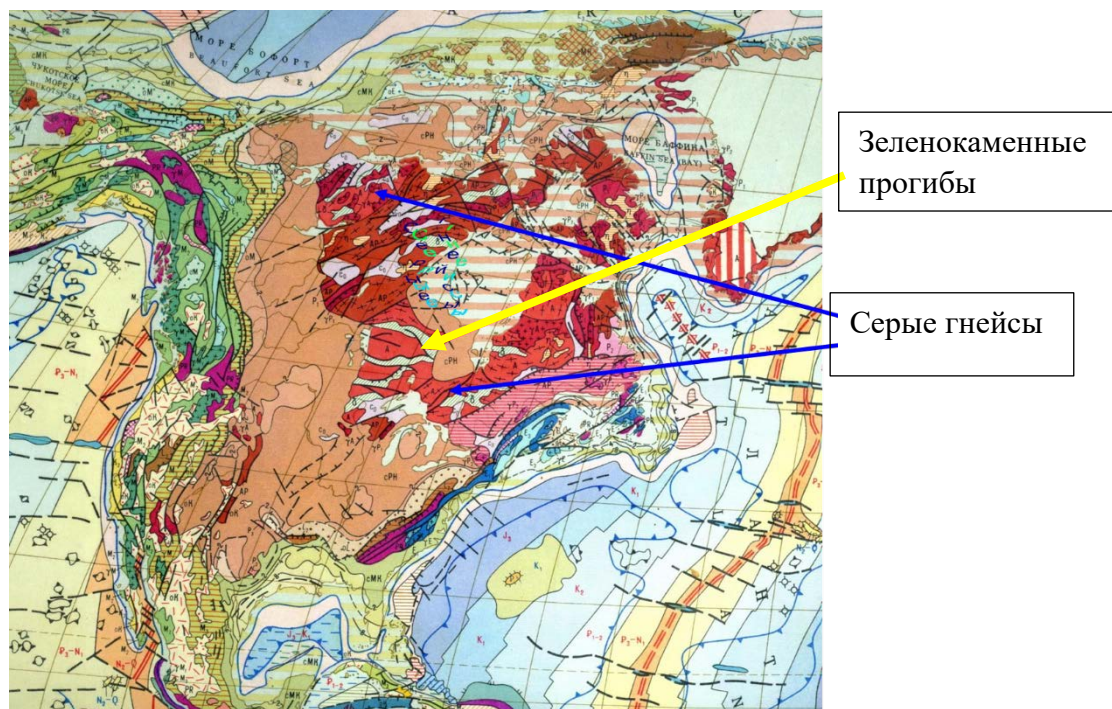
Это первичные ядра протоконтинентальной коры

Когда-то на этом этапе была протоконтинентальная и протоокеаническая кора. Они были похожи на современные, но другие, также были протоплатформы и протоподвижные пояса.

Поздний архей

2. Формирование зеленокаменных прогибов в результате раскола и растяжения первых ядер протоконтинентальной коры, порвался верхний слой и в океанической обстановке началось образование осадка. Слабо метаморфизованные, сильно дислоцированные базальты и осадочные породы, прорванные интрузивами гранитов с возрастом 2.5.млрд.л.

Кеноранская фаза складчатости



Гудзонская складчатость на отметке 1.8 млрд. л. - на Канадском щите.

- Верхняя часть PR1 1.8 -1.65 млрд. л. - орогенный этап, заполнение межгорных впадин и внедрение коровых гранитов с возрастом 1.7-1.65 млрд. л.

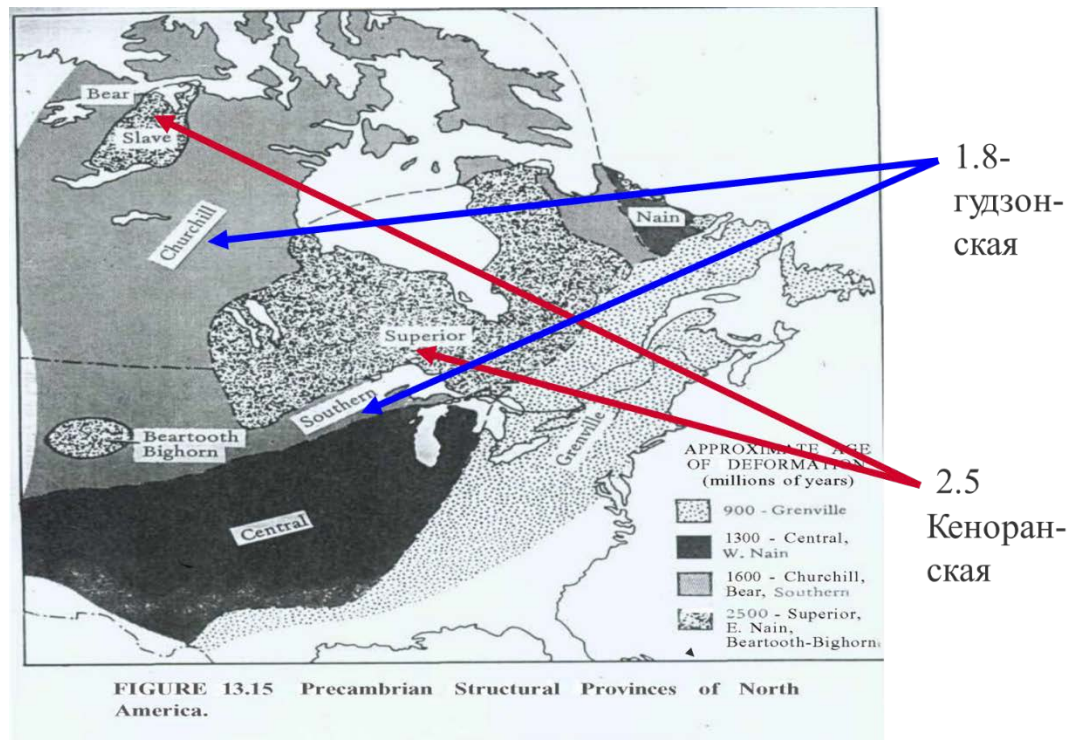


Рис. 9.3. Пример проявления гудзонской и кеноранской фазы складчатости

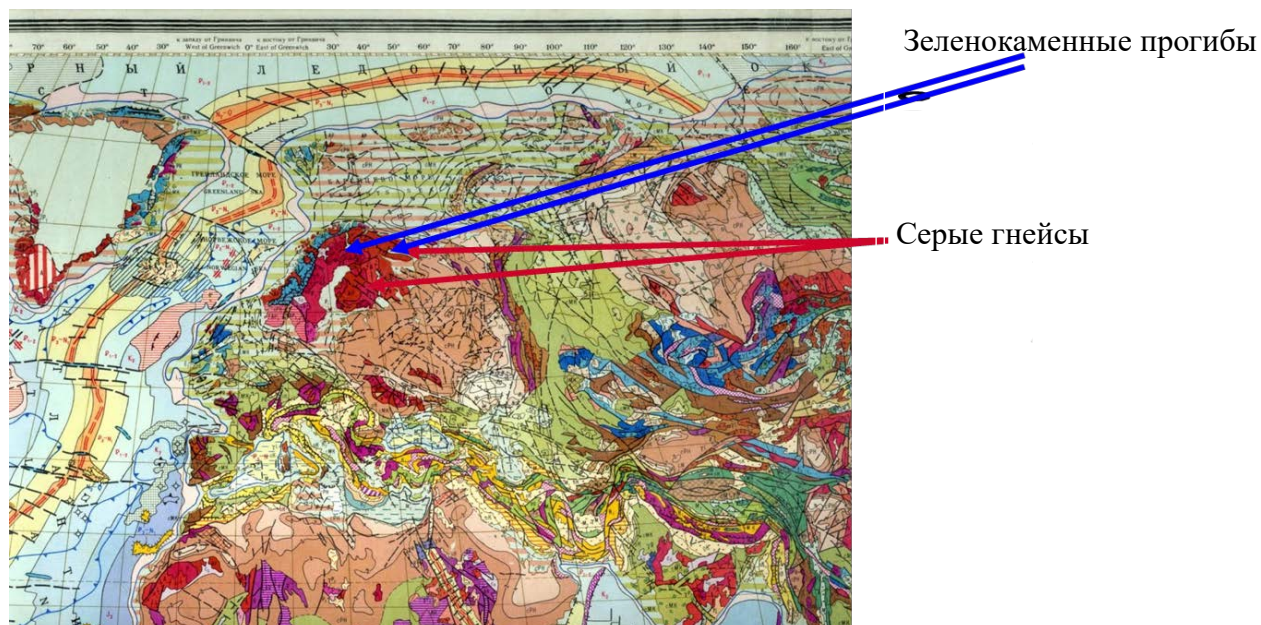


Рис. 9.4. Пример на Балтийском щите

Выводы:

- 1. Протоконтинентальные ядра+зеленокаменные прогибы и =протоплатформенные массивы
- 2. Раннепротерозойские складчатые пояса= Первые орогены
- 3. Окончание орогенного этапа, внедрение интрузий
- Протоплатформы+эродированные орогены=складчатое основание платформ

Вид Земли к концу Протогея

- PR1 - палеомагнитные данные указывают на существование суперконтинентальной массы ЗК - суперконтинента -ПАНГЕЯ 1
- Остальная часть - океан ПАНТАЛАССА

Формации и фазы складчатости на Балтийском щите

- Кольский комплекс с возрастом AR1 - аналог комплекса «серых гнейсов» на Канадском щите.
- Лопий - с возрастом AR2, зеленокаменные прогибы (аналог формаций «Киватин» и «Найфлейк »).
- Карелий - с возрастом PR1(аналог «Гуруна» и «Анимики»)

☐ **Балтийский щит**

☐ 1. *Кольский комплекс - AR1;*

☐ 2. *Зеленокаменные прогибы - AR2*

☐ **Беломорская скл.**

☐ 3. *Области свекофенской складчатости -PR1*

☐ **Канадский щит**

☐ 1. *Комплекс «серых гнейсов» -AR1;*

☐ 2. *Зеленокаменные прогибы - AR2*

☐ **Кеноранская скл.**

☐ 3. *Области гудзонской складчатости -PR1*

Рис. 9.5. Соотношение основных комплексов и фаз складчатости

Поздний протерозой

Области байкальской складчатости

На рубеже раннего и позднего протерозоя образовались древние платформы.

Северные платформы: Северо - Американская, Восточно - Европейская, Сибирская, Китайская.

Южные платформы: Южно - Американская, Восточно-Бразильская, Западно - Африканская, Центральнo - Африканская, Восточно- Африканская (с Мадагаскаром), Южно- Африканская, Индостанская, Северо- и Южно-Австралийская, Антарктическая

Развитие древних платформ в PR2

- На щитах PR2 либо отсутствует, либо представлен осадочными породами – конгломератами, кварцитами, песчаниками, глинистыми сланцами, с прослоями кислых эффузивов. Появляются карбонатные породы, так называемые

строматолитовые известняки. Слабо метаморфизованы, почти не дислоцированы, лежат горизонтально.

- На остальной части платформ более мобильной формируются прогибы – авлакогены, которые выполнены континентальными, лагунными и морскими отложениями – конгломератами, песчаниками, известняками, с прослоями эффузивов. Толщи часто имеют ритмичное строение.
- Это авлакогенная стадия развития платформ.
- Начиная с венда – формируются плитные участки – синеклизы и антеклизы. Это плитная стадия платформ.

☐ Авлакоген
«Кивино»

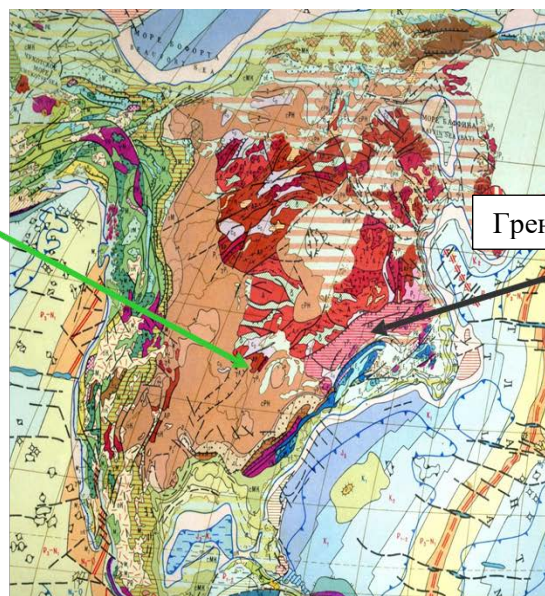


Рис.9.6. Поздний протерозой на Северо – Американской платформе

- ☐ Система
Среднерусских
авлакогенов
- ☐ Пачелмский
- ☐ Южно-
Скандинавский
- ☐ Вятский

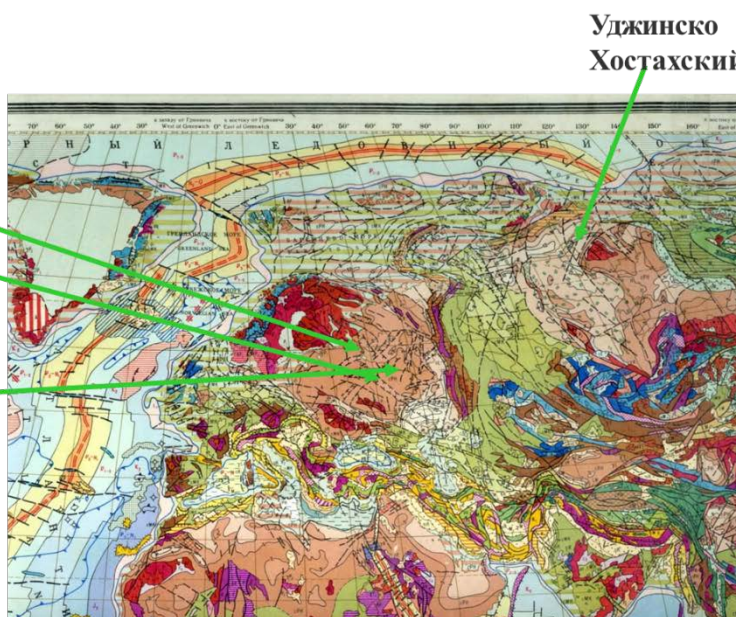


Рис. 9.7. Поздний протерозой ВЕП и Сибирской платформ

Развитие подвижных поясов в PR2

- Между небольшими платформами южного полушария существовали подвижные пояса, которые заложились на консолидированной континентальной коре. Выполнялись мелководно-морскими карбонатными и терригенными породами, а в относительно глубоководных прогибах - флишем. К концу рифея коллизия и интенсивная байкальская складчатость. Граниты.
- Горно-складчатые массивы спаивают все платформы в единый массив - *ГОНДВАНУ*.
- Это единый мозаичный сильно приподнятый массив, который отделялся от северных платформ - Средиземноморским подвижным поясом (Океан ПРОТОТЕТИС).
- В Сев. Полушарии - обширные протяженные зоны на месте современных складчатых поясов. Здесь байкальская складчатость проявилась на участках, прилежащих к платформам, где на коре континентального типа накапливались толщи крупно-циклического строения: песчаники, глинистые и карбонатные породы до 10-15 км.
- Складчатость, слабое проявление магматизма в конце рифея.
- Причленились к древним платформам - *Гренвильский, Южно-Скандинавский, Тимано-Печорский, Енисейский* кряж, *Байкальские хребты* Центрально-Китайский пояс.
- На остальной части глубоководные морские бассейны с корой океанического типа: *Япетус, Прототетис, Прото-Тихий, Центрально-Азиатский*.
- Твердая уверенность в начале действия тектоники плит.



Рис. 9.8. Позднепротерозойские пояса Африки

Лекция 10

Палеогеография докембрия

Атмосфера и гидросфера

Предполагается, что вид Земли был крайне «неприветлив». Бесконечные извержения вулканов и изливания лав. Землю бомбардировали бесконечные метеориты. Климат был жарким и влажным, тучи, грозы, бесконечные ливни. Солнце заливало ее беспощадным потоком ультрафиолетовых лучей. Когда поверхность Земли начала остывать, появилась вода. Температура воды в архее могла достигать 100°. К концу раннего протерозоя могла понизиться до 22°. Концентрация солей в океане была ниже современной (около 2,5%). Менялся состав газов в атмосфере, состав воды.



Рис. 10.1. Вид Земли в Докембрии

Центры вулканической активности. По мнению некоторых ученых, в таких условиях могла зародиться жизнь. В результате того, что какие-то соединения из газообразного состояния потом могли конденсироваться внутри луж, в итоге могли собраться необходимые компоненты, из которых возникла живая клетка.

2 точки зрения на зарождение жизни:

1 – она самозародилась на Земле, но тогда жизнь – уникальное явление, существующее только на Земле. Для этого необходимы определенные условия, где в одном месте должны быть все вещества, которые в конечном итоге войдут в состав первой живой клетки. При этом первая живая клетка должна быть жизнеспособной, она должна уметь размножаться.

2- глина – хороший абсорбент, много пустот, в эти пустоты могли забиться какие-то компоненты, из которых могла возникнуть живая клетка.

Или, возможно, благодаря удару молнии на Землю. Молния ударила в лужу, и являлась катализатором физико-химических процессов, что привело к образованию жизни.



Рис. 10.2 Земля в докембрии

Утверждать то, что на жизнь не существовала на других планетах нельзя. Например, известно, что на Марсе когда-то существовала вода и, возможно, Марс был обитаем. При помощи метеоритов и астероидов жизнь может перемещаться от планеты к планете. Иллюстрация (рис. 10.2) ранней Земли, когда поверхность только-только сформировалась. Поверхность представляла собой расплавленную лаву, формировалась протокора.

Палеогеографические обстановки

Атмосфера и гидросфера архея значительно отличалась от современных. Несколько этапов ее изменения:

1. Архей - Протоатмосфера за счет дегазации мантии (H_2O , CO_2 , CH_4 , CO , H_2S , SO_2 , HCl , HF , Ar , H и целый ряд других газов).
2. Атмосфера находилась в равновесии с гидросферой, воды были хлоридными и сульфидными.

Атмосфера носила восстановительный характер: содержала угольную кислоту, аммиак, азот, сероводород, редкие газы. Первые формы жизни жили в бескислородной атмосфере. Затем в результате их жизнедеятельности кислород появился. Лишь позднее в результате органической жизни и фотосинтеза в атмосфере и гидросфере увеличивалось содержание O_2 , которое к концу протерозоя достигло 50% от современной величины.

AR-PR1	44,2 CO_2	5, 5% O_2	19% N и ред- кие газы	32% H_2S , NH_4 , HCl
Devo- nian	7,6 CO_2	18% O_2	74,4% N и ред- кие газы	
Holo- cene	3,2 CO_2	34% O_2	62,7% N и ред- кие газы	

Рис. 10.3. Изменение состава атмосферы

3. Бескислородная атмосфера в архее и первой половине протерозоя.
4. Появление заметного количества кислорода в позднем протерозое.

Основные типы пород

1. В начале архея вулканиты и терригенные осадки, сильно метаморфизованные впоследствии
2. К концу раннего архея нейтрализация кислот, воздействие силикатов и карбонатов, реакции с кислотами, образование хлоридов. В результате выветривания
3. Образование карбонатов, карбонаты железа и марганца – в условиях восстановительной среды
4. Формирование карбонатных илов
5. Ранний протерозой – разнообразие отложений – железистые кварциты, строматолиты, присутствие тиллитов
6. Поздний протерозой субглобальное распространение тиллитов, красноцветы и карбонаты. Ближе к палеозою.

Зарождение жизни на Земле

1. Первый этап – химическая эволюция, в результате которой образовались органические молекулы – **коацерваты**.
 2. Появление бактерий-экстремалов, которые переносят высокие Т и Д.
- Это первые бактерии и археобактерии. Кроме них – цианобактерии или раньше – сине-зеленые водоросли.
- Это прокариоты способные осуществлять реакцию фотосинтеза. Они распространены и сейчас, причем практически повсеместно.
- Заслуга цианобионтов – обеспечили формирование кислородной атмосферы.
- Цианобактерии*

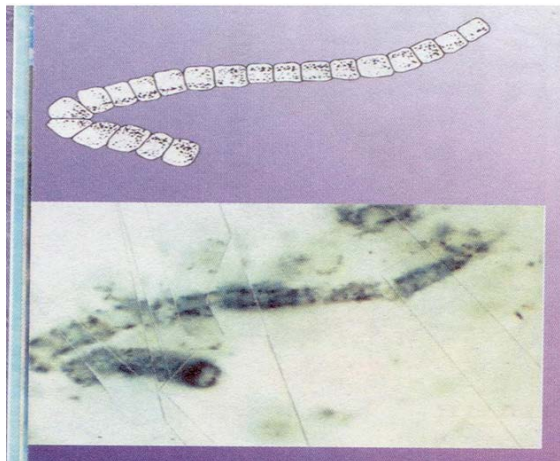


Рис.10.4. Первые живые организмы

Возраст этих останков, удивительно похожих на современные цепочки некоторых цианобактерий – 3,8 млрд. лет. Они найдены в древнейших горных породах на западе Австралии.

Аналогичные им современные организмы живут в горячих источниках Йеллоустонского парка при Т около 100°C.

Палеонтологический метод в докембрийских отложениях слабо применим. В начале кембрийского периода появилась раковина, скелет внешний, он позволил находить следы в ископаемом состоянии, а если скелета нет найти свидетельства жизни невозможно.

Дальнейшая эволюция

3. Постепенно формы жизни усложнялись. Появление эукариотов, что указывало на формирование новых уровней жизни.
4. Внедрение цианобактерий в клетку, превращение их в хлоропласты, появление простейших и растений.



Рис.10.5. Образование эукариотических клеток

На ранней эволюции в некоторых клетках завелись ранее самостоятельные организмы – бактерии или сине-зеленые водоросли, и они стали жить совместно. В итоге получились: 1 ветвь – растения, 2 – животные и грибы

Три домена и современные типы живых организмов

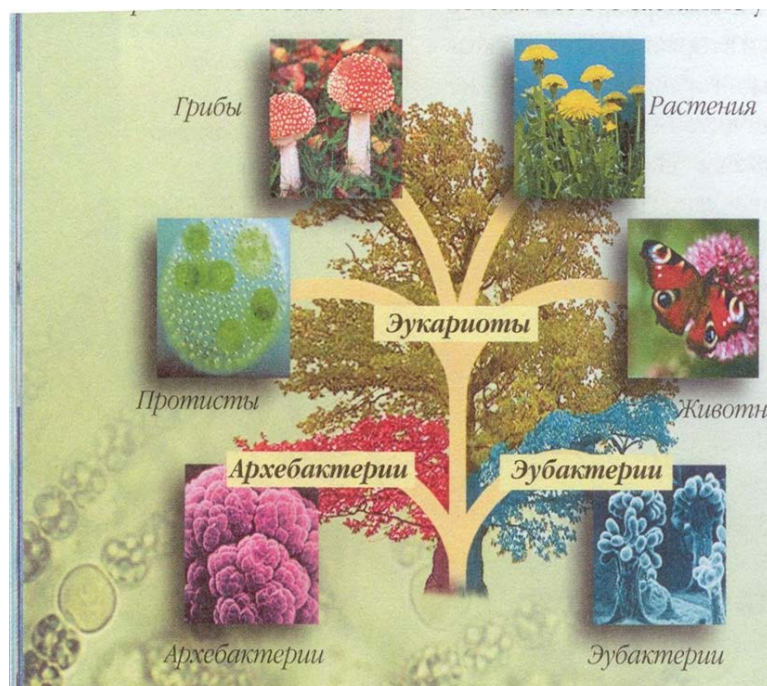


Рис. 10.6. Археобактерии, эубактерии, эукариоты и царства живых организмов

Животные, растения, грибы, простейшие и разные формы бактерий.



Рис. 10.7. Археобактерии

Археобактерии – как и цианобактерии могли выносить экстремальные температуры от -80 до +150°C. В условиях древней Земли это было конкурентным преимуществом. Также они могут жить в слабых растворах кислот и щелочей, это чем-то напоминает состав древней гидросферы.

Переход к многоклеточным

После того, как появились ядерные организмы, следующий важный шаг – появление многоклеточных организмов. Смысл многоклеточного организма – дальнейшая эволюция и распределение обязанностей.

Хламидомонады - одноклеточные жгутиковые и вольвокс - колониальный организм. Такие колонии могли быть предшественниками многоклеточных организмов.

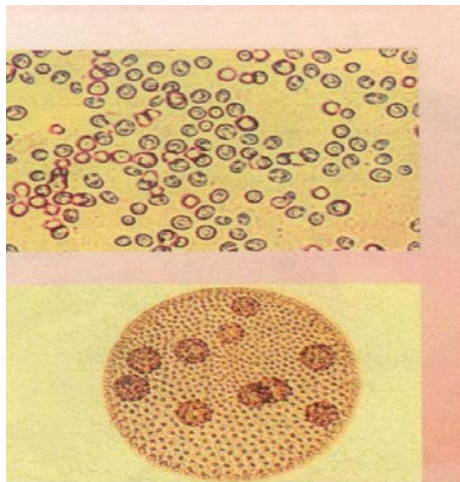


Рис. 10.8. Многоклеточные

Роль цианобионтов в осадконакоплении

Сине-зеленые водоросли в процессе своей жизнедеятельности в процессе жизнедеятельности как бы отгораживались защитной мембраной, которая потом могла превратиться в маленький слой известняка. Далее из них возникали причудливые формы – строматолиты.



Рис. 10.9 Строматолит

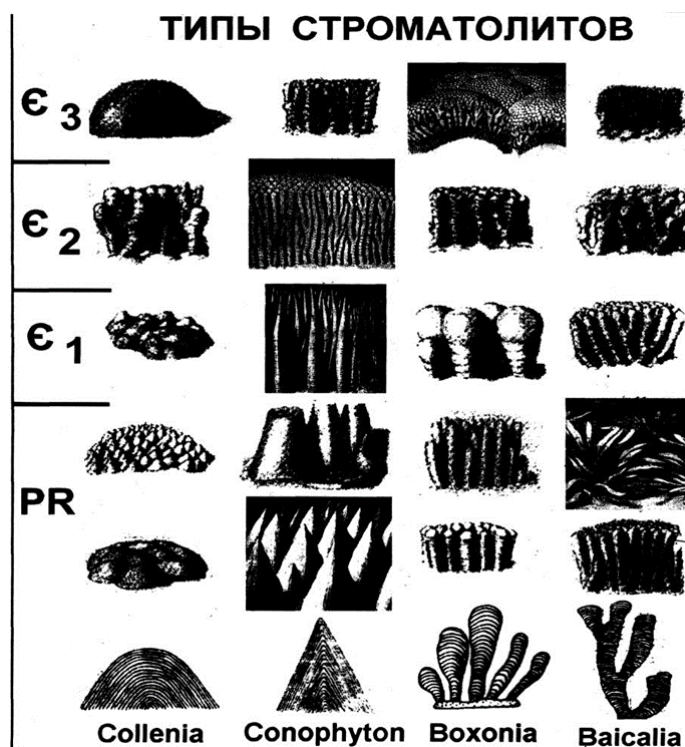


Рис.10.10. Эволюция строматолитов

Благодаря строматолитам мы можем расчленить разрез в зависимости от вида, можем определить палеогеографию – строматолиты обитают в мелководных условиях, в зоне приливов и отливов. В венде мы видим всплеск жизни, многие формы напоминают то, что мы находим в кембрии и дальше. Палеонтологический метод применим, но не находим раковины. Но находим хорошие отпечатки. Сначала это было найдено в Австралии рядом с городом Эдиакаром – Эдиакарская фауна. Здесь мы находим переходные формы между многощетинковым червем и членистоногим, разные формы кишечнополостных, червей, формы неясной принадлежности. Эти отпечатки сохранились, так как тогда не было хищников и тех, кто питался падалью.

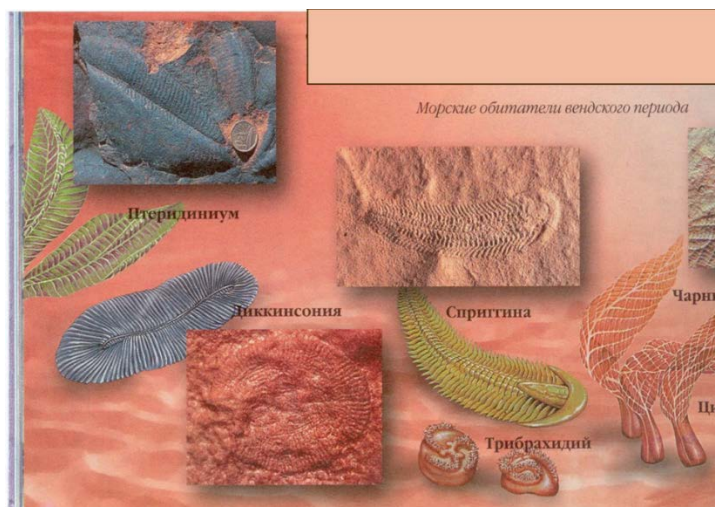


Рис.10.11. Эдиакарская фауна

Вендская фауна

Вендские «медузы» трибраходиум, спиригина - предок кольчатого червя.

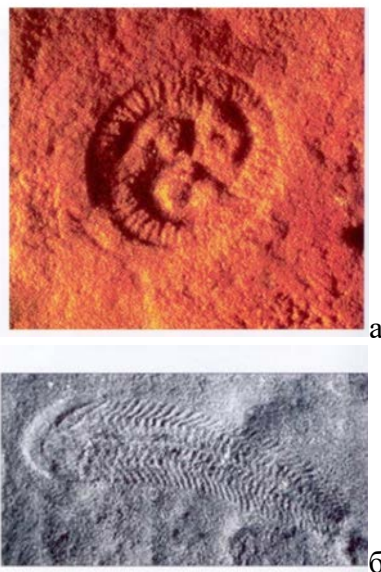


Рис. 10.12. а) Трибраходиум, б) спиригина



Рис.10.13. Дно вендского моря

Мелкое море было заселено, были бентосные формы, прикрепленные, псевдопланктонные формы, черви разные, некоторые членистоногие. Многие из отпечатков были большого размера, так они защищались от первых хищников – конодонтоносителей. Размеры увеличивались, но увеличивалось и количество хищников. В конце концов – коллапс вендской фауны. Далее появилась раковина.

Эволюция атмосферы, биосферы, гидросферы

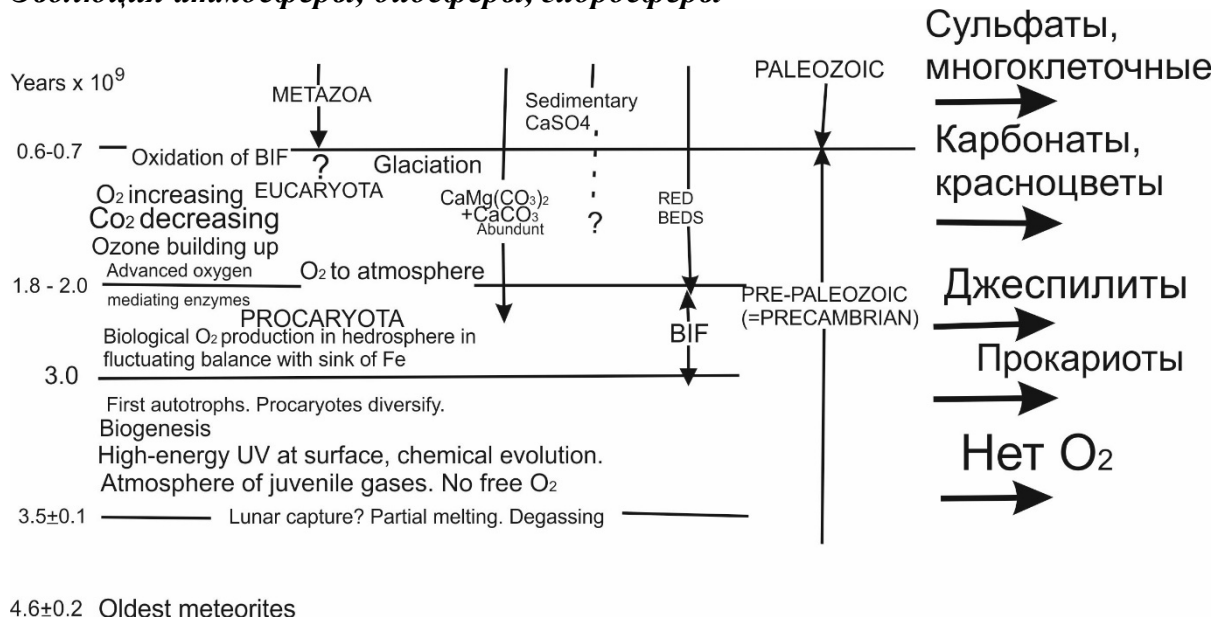


Рис.10.14. Эволюция атмосферы, гидросферы, биосферы

Развитие жизни на Земле

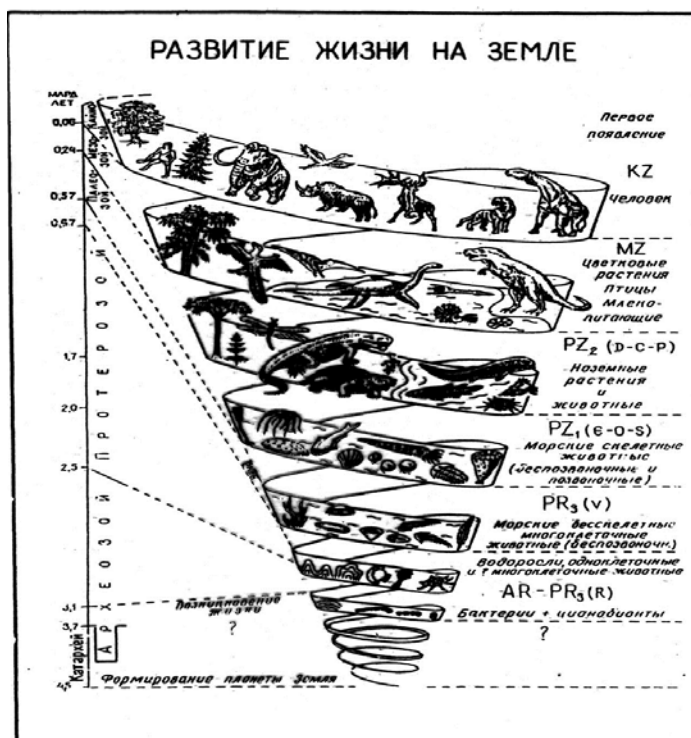


Рис. 10.15. Развитие жизни на Земле

Выводы:

1. Сформировалась кислородная атмосфера Земли
2. Фундамент для дальнейшего развития жизни
3. Первые биохимические реакции

-
4. *Первые прокариотические организмы*
 5. *Эукариотические организмы*
 6. *Многоклеточные организмы*

Лекция 11

Ранний палеозой

Деление палеозоя на ранний и поздний не общепринято, но удобно.

Нижняя граница PZ – массовое появление и распространение скелетных остатков организмов.

Верхняя граница PZ. Этап развития земной коры, завершившийся во многих геосинклинальных областях каледонской складчатостью.

Поэтому весь раннепалеозойский этап называют каледонским.

Стратиграфическое расчленение

Три системы: кембрийская, ордовикская и силурийская, - установлены Мурчисоном и Седжвиком.

Стратотипы в Уэльсе.

Общепринятое расчленение на отделы для кембрия и ордовика.

Силур в МСШ делится на 4 отдела (ярусы переведены в отделы).

Общепринятого расчленения на ярусы нет.

Для кембрия – ярусное подразделение СССР. Томмотский ярус – с *доптрикобатовой* фауной. Для О и S в МСШ выделены новые ярусы.

Структура земной коры

В начале PZ.

Древние платформы: Северо - Американская, Восточно-Европейская, Сибирская, Китайская с присоединившимися к ним небольшими Байкальскими складчатыми областями - в северном полушарии.

Гондвана – многочисленные платформенные массивы, спаявшиеся воедино байкальскими складчатыми системами, - в южном полушарии.

Геосинклинальные пояса продолжают начавшееся в PR₂ расчленение Пангеи I с обособлением и раздвижением платформ и Гондваны.

Располагались на месте современных складчатых поясов, только были шире.

Развитие геосинклинальных поясов

Выводы на основе историко-геологического анализа отложения и структуры образовавшихся на месте геосинклинальных поясов складчатых областей разного возраста.

Северо - Атлантический пояс

Заложение с R₃ – V.

Продольная зональность.

Миогеосинклинальная зона вдоль края Сев. Американской платформы: Южные Аппалачи и Восточная Гренландия.

Мелководно-морские толщи очень большой мощности с фауной американской провинции.

Эвгеосинклинальные зоны – Сев. Аппалачи, Ирландия, Великобритания, Скандинавия (три последние – Грампианская геосинклиналь).

В центральных частях, в узких разломных зонах – мощные глинисто-сланцевые, видимо, глубоководные отложения с – D₁, местами и O₂₋₃, с базальтовыми покровами, с кремнистыми сланцами, с радиоларитами, среди которых заключены тела габбро и ультрабазитов – то есть породы офиолитовой ассоциации – океанические образования.

Большую площадь занимали мощные мелководно – морские, песчано-глинистые отложения O_{2-3} с фауной европейской провинции, обломки вулканитов, тоже подводных, но уже средне - кислого (преимущественно андезитового) состава. Это образования островных вулканических дуг и краевых морей.

Отложения S , а в Сев. Аппалачах и D_{1-2} , во всей эвгеосинклинальной зоне – фациально изменчивые обломочные песчано-глинистые толщи с конгломератами, с линзами мелководных известняков, с туфами кислого состава. Позднегеосинклинальная, островодужная обстановка уже во всей эвгеосинклинальной зоне.

В конце S всё, кроме южной части миогеосинклинальной зоны, интенсивно складчато, с надвигами и покровами на обе платформы, прорвано гранитами. Это позднекаледонская фаза складчатости. В Сев. Аппалачах она была в конце D_2 и называется акадской. Замыкание основной части пояса. Образование горно-складчатого сооружения.

Выводы на основе этого и палеомагнитных данных.

$R_3 - V$ – возникновение Япетуса.

$\epsilon - O_1$ – расширение Япетуса, спрединг океанического дна, пассивные окраины, раннегеосинклинальная стадия развития. Ширина Япетуса от 1000-3000 км до 6000 км.

O_{2-3} – сокращение Япетуса, активные окраины, особенно северо-западная, возникновение островных вулканических дуг и окраинных морей. Позднегеосинклинальная стадия развития.

D/S – закрытие Япетуса, возникновение каледонского горно-складчатого сооружения. Коллизионный складчатый пояс. Смыкание Сев. Американской и Вост. Европейской платформ. Образование Лавруссии.

Иннуитская геосинклинальная область

Заложила с O . Та же зональность.

Миогеосинклинальная зона – карбонатные мелководно-морские отложения $O-S$.

Эвгеосинклинальная зона – вулканогенно-терригенные отложения $O-S$.

Акадская фаза каледонской складчатости в конце D_{1-2} в эвгеосинклинальной зоне.

Урало-Монгольский пояс

Центрально-Азиатский палеоокеан.

Возник еще в $R_3 - V$.

Располагался между континентальным массивом Центрального Казахстана и массивами Китайской платформы, с одной стороны, и Сибирской платформой, с другой.

Осевая часть – Иртыш-Зайсанская зона и Южная Монголия. Непосредственно под D – породы офиолитовой ассоциации. Спрединг океанического дна вплоть до D .

Алтае-Саянская область – восточная краевая часть бассейна. Мелководно-морские карбонатные отложения и глубоководные глинисто-кремнистые с офиолитами в $R_3 - V - \epsilon_{1-2}$. На границе ϵ_3 / ϵ_2 – салаирская фаза каледонской складчатости. Интенсивная складчатость с внедрением гранитов. Возникновение системы воздымающихся горно-складчатых сооружений, а среди них еще продолжающие развиваться геосинклинальные прогибы Алтая, Западного Саяна и другие. Они заполняются уже мощными обломочными песчано-глинистыми отложениями $O - S$. Позднекаледонская складчатость D/S , внедрение гранитов. Воздымание горно-складчатых сооружений. Таким образом – сокращение Центрально-Азиатского океана, из которого уже исключается вся Алтае-Саянская область. Западная краевая часть Центрально-Азиатского океана – Восточный Казахстан (Балхашская зона).

$R_3 - V - \epsilon$ – глинисто-кремнистая толща с основными эффузивами и офиолитами.

O – S – преимущественно обломочные песчано-глинистые толщи с эффузивами уже разнообразного состава.

Каледонской складчатости нет. Геосинклинальное развитие продолжается.

Таким образом, для Центрально-Азиатского океана:

R₃ – V – Є – расширение, спрединг океанического дна. Раннегеосинклинальная стадия. Ширина до 3000км.

O – S – сокращение бассейна. Спрединг в осевой части. Активные окраины, островодужная, позднегеосинклинальная стадия на окраинах.

Центральный Казахстан.

На земной коре континентального типа. Развитие геосинклинального прогиба миогеосинклинального типа с накоплением осадочных, преимущественно песчано-глинистых толщ R₃ – V – є. Таконская фаза каледонской складчатости в S/O.

Формирование горно-складчатого сооружения.

Уральская геосинклинальная область.

Заложилась в O₂ между Вост. Европейской платформой и Центрально-Казахстанским блоком континентальной коры. Резко выраженная зональность.

Зона западного склона – миогеосинклиналь. На континентальной коре, на деформированных после байкальской складчатости рифейских толщах, O – S – мелководно-морские карбонатные отложения, как в чехле Вост. Европейской платформы, только мощные. Это шельф.

Восточнее фациально замещаются кремнисто-глинистыми толщами с пелагической фауной – континентальный склон и подножие.

Зона Восточного склона – эвгеосинклиналь. На серпентинитах и габбро – мощная вулканогенно-осадочная серия: O₂ – S базальты и диабазы с подушечной отдельностью, кремнистые и глинистые породы с граптолитами и радиоляриями. Полный набор пород офиолитовой ассоциации.

Палеоуральский океан. Возник в O₂, разделив «Казахстанию» и Вост. Европейскую платформу. Западной пассивной окраине соответствует миогеосинклиналь. Эвгеосинклиналь – осевая часть. Каледонской складчатости нет. Геосинклинальное развитие продолжается.

Раннегеосинклинальная стадия. Расширение океанического бассейна.

Средиземноморский пояс

После байкальской складчатости в конце R – заложение и развитие в V – Є – O – S.

Резкая ассиметрия.

Северная – эвгеосинклинальная зона – преимущественно песчано-глинистые толщи с разнообразными эффузивами островодужного типа. Есть, особенно в S, и глубоководные глинистые сланцы с граптолитами.

Есть и тектонические пластины с офиолитами.

Южная – миогеосинклинальная зона – исключительно осадочные, преимущественно песчано-глинистые отложения.

Океан Палеотетис. Северная активная окраина. Южная пассивная окраина приподнятой Гондваны.

Каледонской складчатости нет. Геосинклинальное развитие продолжается.

Кордильерский пояс

Очень четкая зональность.

Миогеосинклинальная зона Скалистых гор края Северо - Американской платформы. Песчано-глинистая толща, известняки и доломиты с богатой фауной. Шельфовый бассейн, унаследованный еще с PR_2 .

Эвгеосинклинальная зона Невадид.

Терригенные породы, кремнистые сланцы, породы основного и кислого состава, реже известняки, в том числе органогенные. Глубоководные морские бассейны типа окраинного моря, отделённые вулканической дугой от Тихого океана.

В целом – активная окраина Западно-Тихоокеанского типа.

Андийский пояс

Пассивная окраина приподнятой Гондваны.

$\epsilon - O - S - D_1$ – миогеосинклинальный прогиб. Мощный комплекс морских песчано-глинистых отложений - шельф, континентальное подножие.

В обоих случаях – отсутствие каледонской складчатости.

Восточно - Азиатский пояс

Миогеосинклинальная зона – в Верхояно-Чукотской области. $R - V - \epsilon - O - S$ – карбонатные мелководно-морские отложения, как в чехле Сибирской платформы, только мощные – до 15 – 18 км.

Пассивная окраина на континентальной окраине – погруженном краю фундамента Сибирской платформы.

Вторая миогеосинклинальная зона – Катазиатская область. Накопление песчано-глинистых морских отложений.

Эвгеосинклинальные зоны – Япония, Сихотэ-Алинь, Анадыро-Корякская область. На коре океанического типа (ультрабазиты, габбро, метаморфизованные базальты) – лавы и туфы основного состава, кремнистые породы, глубоководные глинистые сланцы. Реже – граувакковые песчаники и пелагические известняки.

Раннегеосинклинальная стадия. Расширение океанического дна.

В целом – господствуют условия пассивной окраины. Только в Катазиатской области в конце S – позднекаледонская складчатость.

Восточно-Австралийский пояс

В $PR_2 - (R_3 - V) - \epsilon$.

Аделаида. Миогеосинклинальная область – мелководно-морские песчано-глинистые и карбонатные отложения с археоциатами и трилобитами, огромной мощности. Шельф.

Лахранская зона. Эвгеосинклинальная зона – тоже мощные, но другие: песчано-глинистые, кремнистые и вулканогенные образования андезитового состава. Вулканические дуги и краевые моря.

Во второй половине ϵ – салаирская фаза каледонской складчатости. Формирование Аделаидской горно-складчатой системы, причленяющейся к Гондване.

В $O - S$.

На западе – Лахранская зона – миогеосинклинальный прогиб.

Песчано-глинистые и известняковые толщи до 7000 км.

Восточнее – зона Новой Англии – эвгеосинклиналь. Кремнисто-глинистые, песчано-глинистые, известняковые толщи с вулканитами: лавами и туфами разнообразного состава – до 10000 км. Островная вулканическая дуга и окраинное море.

Активная окраина Западно-Тихоокеанского типа, последовательно смещающаяся к востоку.

В конце S – позднекаледонская складчатость опять-таки в миогеосинклинальной зоне. Возникновение Лахранской горно-складчатой системы, опять же причленившейся к Гондване.

Постоянное существование впадины Тихого океана. Пассивные и активные окраины.

Очень ограниченное проявление позднекаледонской складчатости в окраинных миогеосинклинальных зонах.

Общий характер развития геосинклинальных поясов в PZ₁

Расширение и развитие геосинклинальных поясов. Преимущественно спрединг океанического дна с расчленением Пангеи I и расхождением платформенных массивов и Гондваны.

Однако, для некоторых поясов – с O уже началось сокращение океанов (одновременно с заложением и расширением других, например Уральского) и соответственно проявление четырёх фаз каледонской складчатости и возникновение горно-складчатых сооружений каледонид.

В результате, к концу PZ₁ Северо - Атлантический пояс (Япетус) практически прекращает своё существование, а другие (кроме Средиземноморского) несколько сокращают свою площадь.

Развитие древних платформ (с байкалидами)

Устойчивые блоки континентальной коры.

Формирование платформенного чехла.

Гондвана

Только что образовалась.

На всём протяжении PZ₁ в основном приподнятый континентальный массив.

Только по краям, обращенным к Средиземноморскому поясу (Палеотетису) и Тихоокеанскому кольцу (Андийскому и Восточно-Австралийскому поясам) – серия морских трансгрессий и очень ограниченное развитие чехла. Исключительно терригенные, песчано-глинистые отложения, мелководно-морские, за счет размыва Гондванской суши.

В O₃ – материковое оледенение центральной части Гондваны. Тиллиты в Южной Сахаре; ледниково-морские отложения в Южной Америке, Северной Сахаре, Армориканском массиве. Положение Гондваны в высоких южных широтах.

Северные платформы

Общее погружение, распространение морских трансгрессий. Плитная стадия развития платформ; накопление чехла на обширных площадях.

На Сибирской и Китайской платформах – с начала венда почти вся платформа кроме щитов перекрывается чехлом (в V – E). Лено-Енисейская плита на Сибирской платформе.

На Восточно-Европейской платформе – с середины венда (максимум в V₂). Чехол перекрывает приблизительно половину платформы. Остальное – огромные щиты: Балтийский, Сарматский, Волго-Уральский.

На Северо - Американской платформе плитная стадия с E₃ с максимумом морской трансгрессии в O – 50 % площади.

Отложения везде – преимущественно карбонатные, мелководно-морские, обширных эпиконтинентальных морей.

В конце S – начале D – на всех северных платформах поднятие и регрессия моря.

Мощность отложений на всех платформах небольшая (сотни метров), магматизма нет, даже траппового.

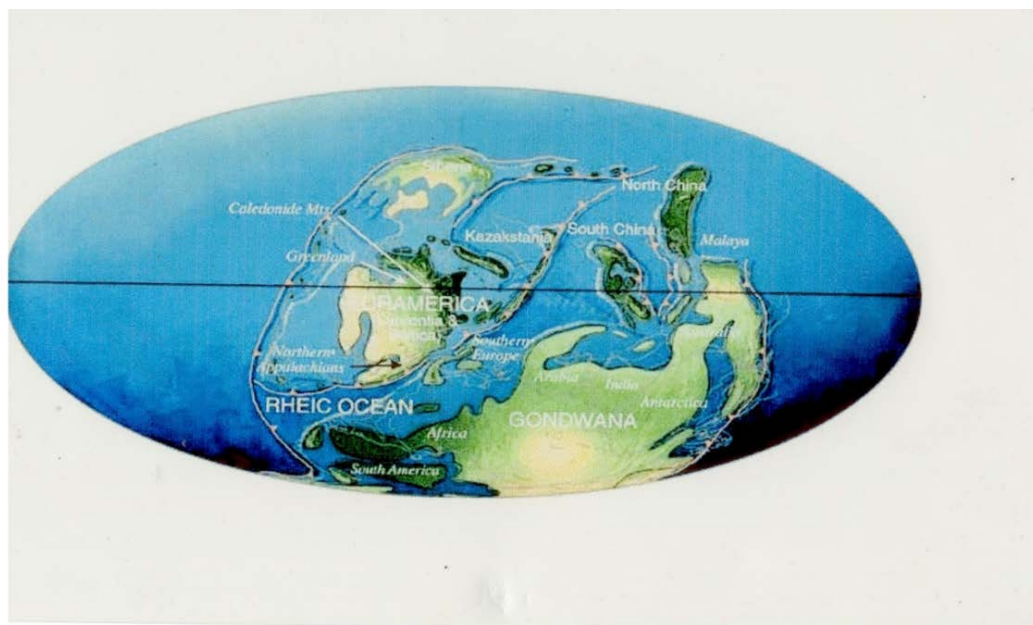


Рис. 11.1. Конец каледонского этапа

Особенности палеогеографии

Соотношение суши и моря.

V – E₁ – расширение океанов.

Трансгрессии на большинстве северных платформ (кроме Северо - Американской) и окраинах Гондваны (немного).

Никаких проявлений складчатости в геосинклинальных поясах, только расширение и углубление бассейнов.

Талассократическая эпоха – эпоха спокойного развития, без значительного проявления складчатости в геосинклинальных поясах, с широкими морскими трансгрессиями во внегеосинклинальных областях.

Некоторая ограниченность эпиконтинентальных морских бассейнов из-за формирования глубоких океанических впадин, увеличения их ёмкости.

E₂₋₃ – частные регрессии на большинстве северных платформ (кроме Северо - Американской).

Синхронность с салаирской фазой каледонской складчатости. Ограниченный характер того и другого.

O – S – продолжение развития геосинклинальных поясов и океанических бассейнов в них. Очень незначительное проявление складчатости. Развитие морских трансгрессий на всех северных платформах и даже не окраинах Гондваны. На северных платформах эпиконтинентальные бассейны занимают до 60 % их площади, а всего до 32 % площади континентальной коры – под морем. Типичная талассократическая эпоха.

На этом фоне – уменьшение площади эпиконтинентальных морей на континентах на 2,5% в O₃, связано с эвстатическим падением уровня океана из-за материкового оледенения в Гондване.

В конце S – почти повсеместная регрессия моря на платформах, осушение большей части их площади.

Позднекаледонская и аккадская фазы складчатости в геосинклинальных поясах. Некоторые из них (Северо - Атлантический) вообще завершили своё существование. Площадь континентальной коры под морем сокращается на 8 %.

Начало геократической эпохи D₁₋₂.

Геократическая эпоха – проявление складчатости, воздымание молодых складчатых областей в геосинклинальных поясах; поднятия и регрессии морских бассейнов во внегеосинклинальных областях.

Характер бассейнов

Глубоководные океанские бассейны в геосинклинальных поясах.

Мелководные шельфовые и эпиконтинентальные бассейны в миогеосинклиналях (пассивные окраины океанов) и на платформах. Гидрохимический характер бассейнов близок к современному.

Состав атмосферы тоже близок к современному.

Климат

Подобен современному, но вероятно, более тёплый по среднегодовым температурам.

Как и сейчас – климатическая зональность: гумидные, аридные, а для О₃ и полярные области и пояса.

Изменения климата:

Начало О₁ – только гумидные условия.

Конец О₁ – потепление климата, появление аридных зон.

Начало О₂ – гумидизация климата.

Конец О₂ – потепление климата, появление аридных зон на всех континентах.

О₃ – похолодание, гумидизация климата, оледенение.

S₁ – прохладный, гумидный климат.

S₂ – потепление, аридизация климата.

Особенности осадконакопления

В эвгеосинклинальных зонах – преобладание песчано-глинистых отложений, в том числе глубоководных, роль которых особенно велика в начале – ϵ – О.

Интенсивное проявление подводного вулканизма. В начале преобладает базальтовый, позднее – островодужный, средне - кислого состава.

В миогеосинклинальных зонах и эпиконтинентальных бассейнах на платформах (кроме окраин Гондваны) преобладают карбонатные отложения, причём уже не доломиты, а известняки и не хемогенные, а органогенные. Это связано с уменьшением CO₂ в атмосфере и гидросфере и развитием органического мира.

Широкое распространение фосфоритов и эвапоритов.

Полное отсутствие проявлений магматической деятельности на платформах (даже траппов) и, вообще, почти полное отсутствие проявлений континентального вулканизма.

Органический мир раннего палеозоя

Растительное царство

ϵ – S₁ - как и в P ϵ – только водоросли, морские. Их развитие и дифференциация. Но ничего наземного нет.

S_2 – первые наземные высшие растения – псилофиты (риниофиты), не дифференцированные на корень, стебель и лист. Мелкие земноводные, однообразные на всей поверхности земли.

Псилофитии – S_2 - D_2 .

Беспозвоночные животные

С начала палеозоя – скелетные формы. Почти все группы морских беспозвоночных животных.

Бурная эволюция.

Є – наиболее важны: археоциаты, трилобиты, беззамковые брахиоподы.

О – S – эволюция трилобитов, граптолиты, древние группы кишечнополостных: строматопороидеи, четырёх лучевые кораллы, табуляты, замковые брахиоподы, иглокожие стебельчатые, главные образующие древние группы: цистоидеи, карпоидеи, меньше криноидеи, головоногие моллюски: прямые наутилоидеи, конодонты.

Наземные беспозвоночные

S_2 – появляются ракоскорпионы и многоножки.

Позвоночные

О – появление бесчелюстных рыбообразных организмов (телодонты и разнощитковые) – О – D. Рыбоподобное тело, покрытое костными щитками. Скелет хрящевой, рот сосущий, нет плавников.

S_2 – появлении рыб.

Пластинчатокотлокие, «панцирные» рыбы. Голова и передняя часть туловища покрыта костными пластинками, скелет хрящевой, плавники есть, - S_2 – D.

Акантоды – тело тоже покрыто костной чешуёй. (S_2 – P, максимум S_2 - D).

Геологи это всё обычно называют «панцирными рыбами».

Лекция 12

Поздний палеозой

Введение. Поздний палеозой (PZ₂) – крупный этап в развитии Земной коры, который начинается после завершения каледонской складчатости в геосинклинальных поясах (конец силура – S₂) и заканчивается с завершением герцинской складчатости в геосинклинальных поясах (конец перми – P₂). Поэтому весь поздний палеозой называют герцинским.

Стратиграфическое расчленение

Три системы: 1) девонская (D), выделенная Седжвиком и Мурчисоном по стратотипам в Англии; 2) каменноугольная (C), выделенная Седжвиком и Мурчисоном там же; 3) пермская (P), выделенная Мурчисоном, стратотип в Пермской области России.

Общепринятое деление на отделы существует только для D и P, на ярусы – только для D.

Каменноугольная система – различное расчленение в Европе, Америке и России (см. таблицу).

Пермская система: подразделение на два отдела в России, общепринятого – нет (в новой международной шкале – на 3 отдела). Различия в ярусном делении для Зап. Европы, Сев. Евразии и Средиземноморского пояса.

Таблица 12.1. Общая стратиграфическая шкала карбона

	Россия	Зап. Европа	Сев. Америка
C ₃	гжельский	стефанский	Пенсильваний C ₂
	касимовский		
C ₂	московский	вестфальский	Миссисипий C ₁
	башкирский		
C ₁	серпуховский	намюрский	
	визейский	динант C ₁	
	турнейский		

Структуры земной коры

Древние платформы вместе с байкалидами – платформенное развитие, как и в раннем палеозое. Геосинклинальные складчатые пояса, в пределах которых обособляются складчатые области – каледониды, вступившие в орогенный этап развития, и геосинклинальные области, продолжающие свое геосинклинальное развитие.

Развитие геосинклинальных областей в позднем палеозое

Северо - Атлантический пояс

Почти вся территория пояса уже к концу S закончила свое геосинклинальное развитие и превратилось в воздымающуюся позднекаледонскую складчатую область. Наиболее поздние проявления каледонской складчатости отмечаются в северных Аппалачах уже в конце D₂ – акадская фаза.

Геосинклинальное развитие сохраняет в D и C₁ время только южная часть миогеосинклинальной зоны – в Юж. Аппалачах. В этом миогеосинклинальном прогибе, «зажатом» между воздымающимися каледонидами и Сев. Американской платформой, накапливаются мощные толщи морских, но исключительно терригенных, песчано-

глинистых отложений с «обломочными клиньями» за счет размыва каледонских горно-складчатых сооружений (рис. 12.1).



Рис. 12.1 Северо-Аппалачский пояс

В конце C_1 в результате продолжающегося сближения Восточно-Европейской и Сев. Американской платформ – столкновение (коллизия) каледонского орогена с Сев. Американской платформой и складчатость в миогеосинклинальной зоне Юж. Аппалачей – это раннегерцинская, судетская фаза герцинской складчатости. Возникает герцинское сооружение (судетида), причленяющееся к каледонидам, которое вступает в орогенный этап своего развития.

$C_{2-3}-P_1$ – интенсивное воздымание. Формирование горно-складчатой области. Область размыва. Внутри нее – межгорные впадины (рис. 12. 2), заполняющиеся мощными (до 1500 м) песчано-глинистыми континентальными толщами C_{2-3} за счет разрушения окружающих горно-складчатых сооружений.



Рис. 12.2 Северо-Аппалачский пояс

Рядом с воздымающимися Аппалачами, на границе с Сев. Американской платформой возникает краевой прогиб – узкий, протяженный, асимметрично построенный прогиб, который заполняется песчано-глинистыми, сначала лагунными, а затем континентальными угленосными отложениями $C_{2-3}-P_1$ до 2500 м за счет разрушения горно-складчатой области. В конце P_1 – позднегерцинская складчатость в краевом прогибе и причленение его к горно-складчатому сооружению. Слабо дислоцированы и отложения межгорных впадин. Окончательное формирование палеозойской складчатой структуры, которая несогласно перекрывается уже платформенным чехлом MZ-KZ отложений.

Развитие Юж. Аппалачей в $C_{2-3}-P_1$ – типичный пример развития ранних герцинид (судетид) на орогенном этапе. Складчатые сооружения, межгорные впадины и краевые прогибы – типичные структурные элементы орогенного этапа развития.

Иннуитский пояс

Аналогичное развитие южной – миогеосинклинальной зоны этого пояса, также зажатой между воздымающимися акадидами на месте северной – эвгеосинклинальной зоны и Сев. Американской платформой. Миогеосинклинальный прогиб здесь заполняется также мощными песчано-глинистыми, главным образом флишевыми толщами и в C_1 охватывается судетской фазой герцинской складчатости.

Уральская геосинклинальная область

Между Восточно-Европейской платформой и каледонидами Центрального Казахстана – Сев. Тяньшаня в $D-C_1$ – продолжение развития Палеоуральского океана. В миогеосинклинальной зоне Западного склона – продолжается накопление мелководных карбонатных отложений на пассивной окраине (рисунок 3). На востоке, в эвгеосинклинальной зоне – уже сокращение океана. Активная окраина: серия островных вулканических дуг с зонами субдукции, сдвигающимися к западу и надвигающийся на них край Казахского континента с краевым вулканическим поясом. В эвгеосинклинальной зоне D_3-C_1 – вулканиты пестрого состава (гл. образом андезитового), туфогенные, песчано-глинистые толщи очень мощные, рифогенные тела известняков.



Рис. 12.3. Уральская геосинклинальная область

Конец C_1 – столкновение «Казахстани» с вулканическими дугами, судетская фаза складчатости в эвгеосинклинальной зоне Восточного склона. Очень интенсивная, с шарьяжами на запад, с внедрением гранитов и метаморфизмом.

C_{2-3} – в зоне Восточного склона – воздымающееся горно-складчатое сооружение. В зоне западного склона – продолжение развития миогеосинклинального прогиба, но с накоплением уже терригенного флиша за счет сноса с востока (рису. 12.4). Как в Юж. Аппалачах и Иннуитском поясе миогеосинклинальный прогиб зажат между растущим складчатым сооружением и платформой.



Рис. 12.4. Уральская геосинклинальная область

Конец C_3 – столкновение (коллизия) надвигающегося складчатого сооружения с платформой. Уже позднегерцинская складчатость в зоне Западного склона, более слабая, без гранитов, без метаморфизма. Полное закрытие Палеоуральского океана. Смыкание «Казахстани» с Восточно-Европейской платформой.

Различие в развитии эв- и миогеосинклинальных зон. Эвгеосинклинали: заложение на океанической коре, центральные части и активные окраины океанов, интенсивное проявление подводной вулканической деятельности, более раннее завершение геосинклинального развития, интенсивная складчатость, метаморфизм, внедрение гранитов. Миогеосинклинали: заложение на континентальной коре, пассивные окраины океанов, амагматичность, накопление мощных мелководно-морских осадочных толщ, более позднее завершение геосинклинального развития, менее интенсивная складчатость без метаморфизма и обычно без гранитов.

P – орогенный этап развития. Воздымание горно-складчатого сооружения Урала (рис. 12.5). Формирование краевого прогиба на границе с Восточно-европейской платформой. Три стадии развития краевого прогиба.

1. P_1^1 – морская: на восточном борту – песчаники и конгломераты, в центре – глубоководные глинисто-кремнистые и карбонатные отложения, на западном борту – рифовые массивы. На платформе – мелководные органогенные известняки.
2. P_1^2 (кунгур) – лагунная: на восточном борту – песчаники и конгломераты, в прогибе – соленосная толща. На платформе – мелководные доломиты и гипсы.
3. $P - T$ – континентальная: на восточном борту – песчаники и конгломераты, на западе и на платформе – песчаники, аргиллиты, мергели. Везде (восток, запад и платформа) – красноцветные континентальные толщи.

Рис. 12.5. Уральский ороген

Постепенное смещение оси прогибания на платформу, ослабление прогибания, заполнение осадками, обмеление. В конце P – начале T – позднегерцинская складчатость, сильная на внутреннем и слабая на внешнем борту прогиба.

Типичное развитие краевого прогиба поздних герцинид в засушливом климате.

Центрально-Азиатская геосинклинальная область

Продолжение существования в D-C₁ Центрально-Азиатского океана между «Казахстанией» – Китайской платформой и Сибирской платформой с примкнувшей к ней Алтае-Саянской областью каледонид (рис. 12.6). Прогрессирующее сокращение бассейна. Островодужный режим. Обе активные окраины с краевыми вулканическими поясами. Накопление мощных песчано-глинистых толщ с телами рифогенных известняков, с подводными вулканитами разнообразного (главным образом андезитового) состава.

В C₂₋₃-P₁ – последовательное с C₃ на ЮВ закрытие океанического бассейна. Позднегерцинская складчатость. Возникновение воздымающихся горно-складчатых сооружений с межгорными впадинами между ними. Спаивание воедино «Казахстанию», Китайской и Сибирской платформ. Образование гетерогенного суперконтинента Лавразия.

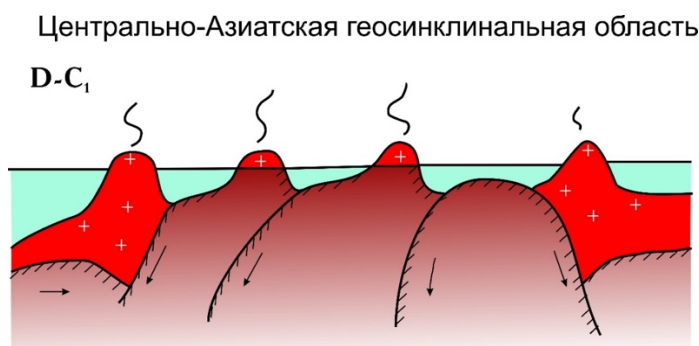


Рис. 12.6. Центрально-Азиатская геосинклинальная область

Средиземноморский пояс

Продолжение развития океана Палеотетис. Южная пассивная окраина Гондваны – широкая миогеосинклинальная зона накопления мелководных карбонатных толщ до конца P. Северная активная окраина – эвгеосинклинальная зона – система островных дуг и окраинных морей.

В D-C₁ – накопление очень мощных толщ морских отложений: песчано-глинистых, иногда флишеидных толщ, органогенных известняков, вулканитов разнообразного состава. Типичный пример – Зап. Европейские герциниды (Рейнские сланцевые горы).

В конце C₁ – сжатие, столкновение островных дуг и северных континентальных массивов – раннегерцинская (судетская) фаза складчатости в эвгеосинклинальной зоне.

В C₂₋₃-P₁ – орогенный этап развития. Возникновение воздымающегося горно-складчатого сооружения судетид. Внутри него – межгорные впадины, заполняющиеся грубообломочными отложениями C₂₋₃-P₁ – Саарская межгорная впадина. Вдоль северного края – цепочка краевых прогибов (Вестфальский). Заполняются отложениями C₂₋₃: сначала морские глубоководные, глинистые, затем лагунные угленосные (паралические) и континентальные угленосные (лимнические). Три стадии развития ранних герцинид в условиях влажного климата.

В конце PZ – столкновение складчатых сооружений судетид с окраиной Гондваны. Позднегерцинская складчатость в миогеосинклинальной зоне. Полное закрытие Палеотетиса, смыкание Лавразии с Гондваной и образование суперконтинента Пангея-2. Остатки Палеотетиса – залив от Тихого Океана в ЮВ Азии.

В начале МЗ в южной части Средиземноморского пояса возникает новая геосинклинальная область, а северная часть (Зап. Европа, Скифо-Туранская плита) так и остается герцинидами.

Геосинклинальные пояса Тихоокеанского кольца

Резкое отличие от предыдущих, межконтинентальных поясов. На протяжении всего палеозоя – существование огромной впадины Тихого палеоокеана.

По его краям мио- и эвгеосинклинальные зоны. Миогеосинклинальные зоны располагались на границах со смежными платформами. Накопление мощных толщ песчано-глинистых (Верхоянье) или песчано-глинисто-известковистых отложений (Кордильеры). Эвгеосинклинальные зоны – по всему кольцу во внутренних его частях. Накопление мощных песчано-глинистых и вулканогенных (в основном андезитового состава) толщ. Первые фациально изменчивые (мелководные и глубоководные). Система островных дуг и окраинных морей. Активные окраины Западно-Тихоокеанского типа.

Складчатость позднегерцинская (С/Р) только в Восточно-Австралийском поясе (система Новой Англии). Возникшая здесь область наращивает к востоку территорию Гондваны. Пермские отложения здесь уже континентальные, угленосные, заполняют межгорные впадины и краевой прогиб.

На всей остальной территории Тихоокеанского кольца складчатости не было. Напротив, только расширение впадины Тихого океана, наиболее активное геосинклинальное развитие всех поясов, непрерывно продолжающееся с позднего палеозоя в мезозой.

Общий характер развития геосинклинальных областей в PZ_2 .

В PZ_2 процесс сокращения межконтинентальных геосинклинальных поясов, местами начавшийся еще во второй половине PZ_1 (области каледонской складчатости), становится преобладающим. В палеоокеанах преобладают активные окраины, островодужные обстановки, позднегеосинклинальная стадия развития. К концу PZ – завершение геосинклинального развития всех межконтинентальных геосинклинальных поясов, закрытие палеоокеанских бассейнов. Воссоединение фрагментов бывшей Пангеи-1 в Лавразию, а потом вместе с Гондваной в новый суперконтинент Пангея-2, опять противопоставленный впадине Тихого океана.

Весь PR_2 - PZ – единый мегаэтап. Байкальский, каледонский, герцинский – последовательные этапы. Байкальский – преобладает новообразование и расширение межконтинентальных океанов. Каледонский – в начале расширение, в конце – первая фаза сокращения. Герцинский – повсеместное сокращение и закрытие межконтинентальных океанов.

Развитие областей каледонской складчатости в PZ_2

В D – орогенный режим развития. Области денудации. В их пределах – межгорные впадины, заполнявшиеся континентальными обломочными красноцветными отложениями (Old Red Sandstone). Лавы и туфы различного состава, проявление наземной вулканической деятельности. C_1 – пенеппенизация орогенов. Распространение морских трансгрессий из смежных геосинклинальных областей. Накопление квазиplatformенного чехла мелководных карбонатных отложений.

C_{2-3} - P_1 – регрессия моря в связи с завершением геосинклинального развития и раннегерцинской складчатости в смежных областях. Лагунные и континентальные

песчано-глинистые угленосные (влажный климат) или соленосные красноцветные (засушливый климат) отложения.

В конце С–Р – общее поднятие и слабые (глыбовые) деформации квазиplatformенного чехла. В связи с позднегерцинской складчатостью в геосинклинальных областях.

Развитие древних платформ и байкалид в РZ₂

Продолжение платформенного развития. Нарастивание чехла. Три группы платформ.

Сев. Амер. и Вост.-Европ. платформы.

Преобладание погружений развитие морских трансгрессий, особенно на Восточно-Европейской (рис. 12.7, рис. 12.8). В первой половине девона – поднятие платформы и перестройка структуры. С D₂ и далее в D₃–Р₁ – общее погружение платформы, максимальная за всю ее историю. Перекрывание чехлом ряда древних щитов и образование Русской плиты.

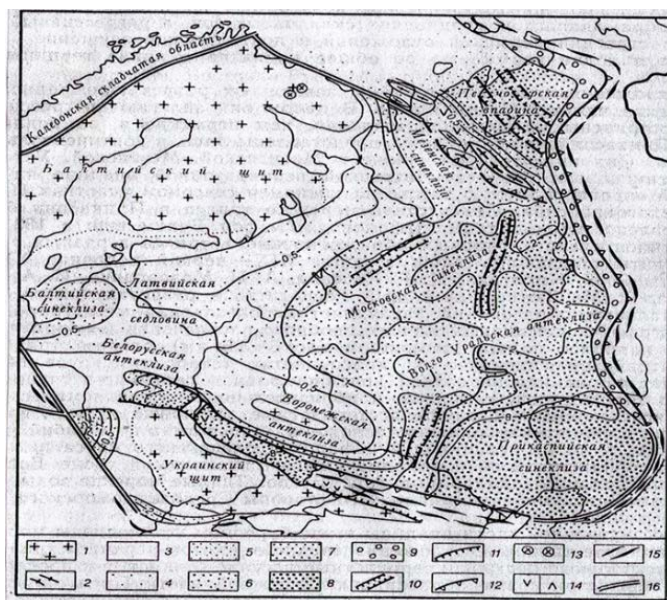


Рис. 12.7. Палеотектоническая схема Восточно-Европейской платформы и смежных метаплатформенных областей для сингерцинского этапа развития (средний девон-триас): 1-3 – области поднятия, 1-в пределах щитов, 2 – в пределах байкальских складчатых зон, 3 – в пределах плиты, 4 – 8 – области погружения и формирования плитного чехла мощностью: 4- до 0.5 км, 5 – до 1 км, 6- до 2 км, 7 – до 8 км, 8 – более 8 км, 9 – герцинские краевые прогибы, 10 – авлакогены, регенерированные во второй половине девона, 11 – крупные сбросы и флексуры, 12 – позднегерцинские пологие надвиги на краях платформы, 13 – щелочные позднедевонские интрузии, 14 – герцинские складчатые структуры в обрамлении платформы, 15 – герцинские и раннекиммерийские складчатые структуры в обрамлении платформы, 16 – границы платформы и метаплатформенных областей

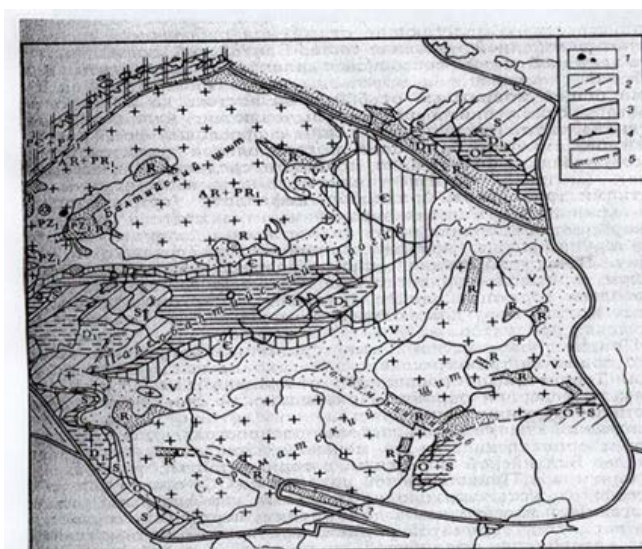


Рис. 12.8. Геологическая карта предсреднедевонской поверхности Восточно-Европейской платформы. 1- щелочно-ультраосновные интрузивы венда – раннего палеозоя, 2 – комплексы нижнепалеозойских – верхнепротерозойских и более древних образований, сильно деформированные в эпохи байкальской и каледонской складчатости, 3 – крутые разломы, 4 – надвиги и тектонические покровы, 5 – западная граница распространения венда под чехлом более молодых отложений

На каледонском этапе на территории Восточно-Европейской платформы существовало несколько щитов фундамента – Балтийский щит, Волго-Уральский щит, Сарматский щит. Осадконакопление происходило в понижениях, в прогибе, например, в Балтийском прогибе. Далее происходит перестройки тектонического строения платформы.

На территории Сарматского щита происходит дифференциация. Юго-Западная часть остается приподнятой – Украинский щит, по Днепровско-Донецкому авлакогену происходит блоковое опускание части фундамента, слабо погружается и представляет из себя Воронежскую антеклизу, в которой возможно осадконакопление. Без изменений остается Балтийский щит. Антеклиза Волго-Уральская, Белорусская.

В PZ_2 область максимального погружения на В-ЮВ платформы. Трансгрессия из Палеоуральского океана. Обширный эпиконтинентальный мелководный бассейн. Преимущественно крабовые отложения: органогенные известняки. Много перерывов и горизонтов лагунных и даже континентальных пород, особенно на СВ: красноцветные, гипсоносные (девон), угленосные в карбоне.

В P_2-T_1 – общее поднятие платформы и распространение на ее восточную часть шлейфа красноцветных песчано-глинистых континентальных отложений за счет размыва воздымающегося Урала.

Сибирская и Китайские платформы.

Обширные погружения $V-PZ_1$ сменяются поднятием платформ в PZ_2 . На Сибирской платформе в $S_{2-3}-T_1$ – образование огромной внутриконтинентальной впадины – Тунгусской синеклизы, которая заполняется песчано-глинистыми угленосными осадками тунгусской серии. Верхняя часть серии P_2-T_1 – вулканогенная толща: покровы базальтов – продукты наземных трещинных излияний, их туфы, серия силлов и даек диабазов и долеритов – трапповая формация. Глубокие расколы фундамента (до базальтового слоя) по краям опускающейся впадины внутри воздымающейся платформы.

Гондвана

Продолжает оставаться приподнятой сушей, но в краевых частях Гондваны, обращенных к смежным геосинклинальным поясам, в D–C₁ – продолжение и даже максимум местных морских трансгрессий. Особенно широкие в Сахаре, где накапливаются не только песчано-глинистые, но и мелководные карбонатные отложения.

C₂₋₃-P₁ – усиление поднятия всей Гондваны (в том числе и ее окраин). В центральных частях Гондваны возникновение серии впадин, иногда грабенных Гондванского типа, которые заполняются континентальными песчано-глинистыми угленосными отложениями серии Карру (в Африке).

Однообразие фауны и флоры в Гондване. Присутствие тиллитов в разрезах всех впадин на всех континентах. Гондвана едина и находится в высоких широтах.

Палеогеография в PZ₂

Рубеж S/D и первая половина D. Проявление позднекаледонской и акадской фаз складчатости. Закрытие палеоокеана Япетус, сокращение площади Центрально-Азиатского океана, отчасти – Западной окраины Тихого океана. Возникновение воздымающихся горно-складчатых областей – каледонид на платформах и байкалидах Северного полушария – поднятие и регрессия морских бассейнов: на Восточно-Европейской 90% площади – суша, на китайской – 85%, на С. Американской – 80%, Сибирской – 75%. В целом 75% площади континентальной коры – суша. Геократическая эпоха, более значительная, чем в позднем кембрии.

D₂₋₃-C₁ – продолжение существования океанов: Палеоуральского, Центрально-Азиатского, Палеотетиса и Тихого. Нет значительных проявлений складчатости. Погружение и морские трансгрессии на северных платформах и окраинах Гондваны, правда значительные только на Восточно-европейской – до 60% площади – море. Морские трансгрессии в области каледонид – начало накопление квазиплатформенного чехла. Талассократическая эпоха, но менее значительная, чем в O–S. До 30% площади континентальной коры – под морем.

C₂₋₃-P – проявление различных фаз герцинской складчатости. Закрытие всех межконтинентальных океанов, т.е. всех, кроме Тихого. Поднятие и регрессия моря на всех платформах, в каледонидах. Исчезновение практически всех эпиконтинентальных морских бассейнов. Пангея-2 – суша; вся вода в Палеотихом океане. Площадь континентальной коры под морем – 17%. Крупнейшая геократическая эпоха, продолжающаяся и в T.

Климат

Резкое усиление климатической дифференциации, особенно в геократические эпохи. В C₂₋₃-P – все климатические зоны от тропической до полярной.

Особенности осадконакопления

Среди морских отложений резко сокращается роль известняков. Только на Восточно-европейской платформе и в некоторых миогеосинклинальных зонах (Зап. Склон Урала, южная окраина Палеотетиса).

Среди геосинклинальных образований преобладают терригенные фациально изменчивые толщи с вулканитами разнообразного состава (андезиты, главным образом), характерные для позднегеосинклинальной, островодужной стадии сокращающихся океанов. Для миогеосинклинальных зон характерен флиш и песчано-глинистые толщи вообще.

С наступлением геократических эпох широкое распространение получают лагунные отложения в регрессирующих платформенных бассейнах и в краевых прогибах: гипсо- и соленосные в засушливом климате и угленосные паралические во влажном.

Максимуму геократических эпох отвечает широкое распространение континентальных отложений в синеклизах на платформах, в краевых прогибах и межгорных впадинах. Опять же в засушливом климате это красноцветные терригенные отложения. Во влажном – угленосные.

На PZ_2 падает максимум угленакопления в истории Земли: D – 0,001%, C – 21%, P – 27%, T – 0,04% разведанных запасов.

Как менялась структура Западно - Сибирской платформы на каледонском и герцинском этапах (рис. 12.9, 12.10).

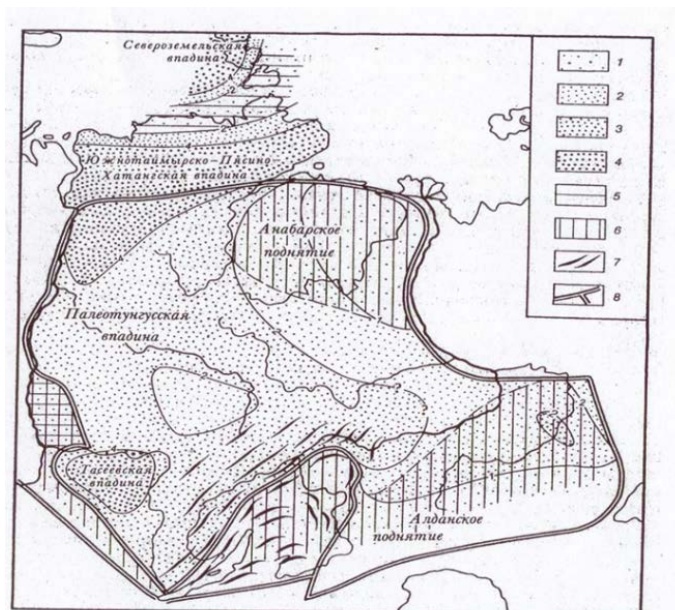


Рис. 12.9. Палеотектоническая схема Сибирской платформы и смежных метаплатформенных областей для синкаледонского этапа развития (кембрий – начало девона)- 1-1 – области погружения и формирования чехла мощностью: 1 – до 1 км, 2 – до 2 км, 3 – до 4 км, 4 – более 4 км, 5 – районы, где погружение возобновилось в кембрии или ордовике после байкальской или салаирской складчатости, 6 – районы, где погружение в кембрии сменилось в ордовике – силуре поднятием, 7 – каледонские складчатые деформации в нижнепалеозойском чехле платформы и вендско-кембрийском комплексе Байкальской метаплатформенной области, 8 – границы платформы и метаплатформенных областей

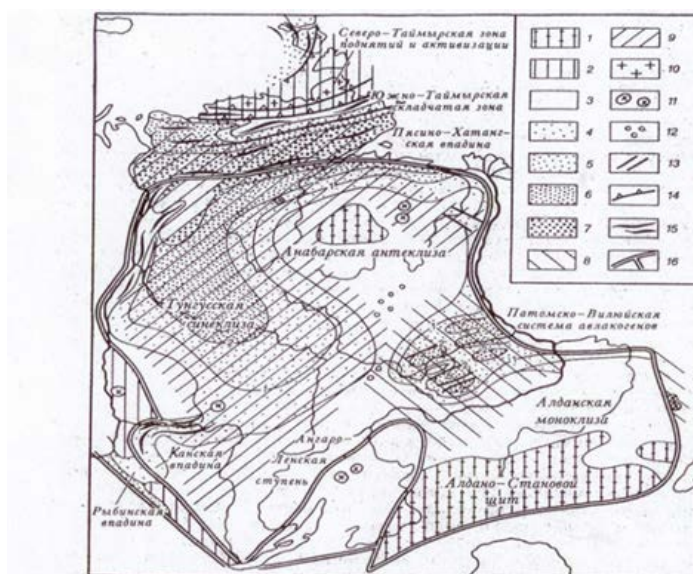


Рис. 12.10. Палеотектоническая схема Сибирской платформы и смежных метаплатформенных областей для сингерцинского и синраннекиммерийского этапов развития (средний девон – триас). 1-3 – области поднятия: 1 – в пределах выступов фундамента платформы, 2 – в пределах выступов фундамента метаплатформенных областей, 3 – в пределах плиты, 4-7 – области преобладающего погружения и формирования чехла мощностью: 4- до 1 км, 5 – до 2 км, 6 – до 5 км, 7 – более 5 км, 8 – области проявлений позднедевонского существенно базальтового вулканизма, 9 – области проявлений раннетриасового траппового магматизма, 10 – Северо-Таймырская область тектономагматической активизации с пермтриасовыми гранитоидами, 11 – среднепалеозойские, пермские и раннетриасовые щелочные центральные массивы, 12 – среднепалеозойские, средне(?)триасовые кимберлиты, 13 – сбросы, 14 – надвиги, 15 – складчатые структуры, 16 – границы платформы

И на герцинском и на каледонском этапах существовал Алданский щит, но на каледонском этапе была Лено-Енисейская плита. Она представляла собой область осадконакопления. На герцинском этапе обособляется Тунгусская синеклиза, где сначала накапливаются песчано-глинистые отложения, затем под этой областью плетом прорвал и расплавил фундамент, изливание базальтовых лав.

Развитие органического мира

Глобальные природные процессы: излияние базальтовых лав в конце пермского периода. Теперь перенесемся в пермский период (199-251 млн. лет назад). К его концу вымерло более 200 (60-80%) появившихся в начале палеозойской эры семейств живых организмов и до 80-90% видов животных и растений. В итоге 9 видов из 10 погибли. Самые драматичные события произошли в морях и океанах, где от 250 тысяч осталось только около 10 тысяч видов. В воде вымерло 95%, а на суше – 70% видов организмов. Вымирание динозавров и других существ в конце мезозоя было в три раза слабее.

Во второй половине пермского периода 2/3 площади суперконтинента Пангеи, объединявшего тогда все матерки, оказываются под властью засухи. В Восточной Сибири из гигантских глубоких трещин на поверхность земли выливаются миллионы кубических километров базальтовой лавы, которая течет по равнинам и низменностям, выжигая все

вокруг. Лавы заливают до 2/3 площади Восточной Сибири, формируя послойные базальтовые плато.

Жар отсюда постепенно распространяется на все большие расстояния, высушивая реки и испаряя горизонты подземных вод. К концу периода выливается до 2 млн. км³ лавы. Эти глубинные разломы появились в результате удара снизу гигантской капли магматического вещества, или плюма, которые и сегодня регулярно отрываются от внешнего ядра за 5-10 млн. лет достигают поверхности. Кроме механического разрушения верхних слоев земной коры, происходит их плавление снизу. По трещинам магма из недр земли выливается на поверхность.

Массовое вымирание – это относительно кратковременное и в масштабе геологического времени синхронное ступенчатое вымирание в ходе биотического кризиса большого числа таксонов организмов, принадлежащих различным систематическим и экологическим группам, что приводит к временному глобальному снижению таксономического разнообразия биосферы.

Сценарий МВ:

1. Выброс в атмосферу большого количества углекислого газа и паров воды – парниковых газов, вызывающих глобальное потепление
2. Сокращение площади лесов из-за пожаров и засухи, сдвиг баланса и кислород-углекислый газ в пользу последнего
3. Разогрев поверхности Земли, сокращение на суше источников воды из-за ее активного испарения, появление сухих гроз (дождь испаряется над поверхностью разогретой земли)
4. Активное испарение воды приводит к осолонению бассейнов и их исчезновению на суше. Эффект «засаливания заживо»
5. «Перед плюмом» было оледенение, и льды тают, уровень мирового океана поднимается (до 200м), морские обитатели мелководья сначала гибнут от опреснения морской воды, а потом тонут. Вымирание началось с кораллов.
6. Испарение начинает преобладать над осадками по всей гидросфере, уровень мирового океана падает, а соленость растет
7. Понижение уровня моря на 200 м приводит к разморозке запасов сжиженного метана на дне морей и океанов (или газогидратов) – одного из самых сильных парниковых газов. Газогидраты залегают на значительной глубине и погребены донными осадками, их разморозка привела к катастрофическому выбросу четырех триллионов тонн метана в атмосферу в виде гигантских пузырей
8. Эта газовая атака сократила долю кислорода в воздухе на 16%, значит всем жителям Земли стало тяжело дышать

Газогидраты инициировали глобальное потепление, вызвавшее нагрев атмосферы, гидросферы, литосферы. В итоге почти все существа суши и моря получили тепловой удар. Вулканическая деятельность насытила атмосферу различными соединениями хлора и серы, что разрушило озоновый слой. Жесткое ультрафиолетовое излучение и сернокислые дожди выжигали растительность и животных. На фоне этого апокалипсиса временно в больших количествах расплодились грибы и лишайники, более терпимые к таким экстремальным условиям.

Вечная мерзлота Сибири при размораживании насытит атмосферу метаном. Метан в 20 раз более сильный парниковый газ, который может привести к быстрому (недели-месяцы) скачкообразному потеплению.

Органический мир

Прежде всего земноводные, которые, появившись в девоне, колонизировали сушу.
Флора –различные формы плаунов, разные формы хвощей, древовидные папоротники, первые голосеменные. Появились первые леса
Рептилии – размножение при помощи яиц, которые можно отложить и на суше.
D – акуловые рыбы,

Лекция 13

Мезозойская история Земли

Часть единого Mz-Kz этапа в развитии Земли.

Начинается после завершения герцинской складчатости. Обособляется (историко-геологически) только в пределах Тихоокеанского кольца, где наиболее активно проявлялись разные фазы Mz складчатости. Завершился к концу Mz.

Границы мезозоя (выделены Д. Филлипсом в 1841 г.).

Нижняя граница – резкий рубеж в развитии морских беспозвоночных животных. Верхняя граница – рубеж в развитии позвоночных животных.

Стратиграфическое подразделение Mz.

Три системы:

триас – выделен Омалиусом d'Алуа – 1831 г

юра – выделен А.Гумбольдтом – 1822 г.

мел – выделен Омалиусом d'Алуа – 1831 г

Стратотипы всех систем, разделение их на отделы (3 в Т и J, 2 в К) и ярусное подразделение J и К в Северных Альпах.

Для верхов J₃ – местные (провинциальные) ярусы:

В общей шкале – титон, портланд, волжский.

Для J и К разработано почти глобальное зональное деление (по аммонитам, по планктонным фораминиферам и водорослям - динофлагелляты, кокколитофориды).

Структура земной коры в Mz

В конце Pz - начале Mz – Пангея II и впадина Палеотихого океана, от которой внутрь Пангеи II вдавался «залив» юго-восточной части Палеотетиса. По краям впадин Тихого океана продолжалось непрерывное развитие окраинно-континентальных геосинклинальных поясов.

С начала Т, а во многих местах с начала J – возрождение Среднеземноморского геосинклинального пояса на всем его протяжении. Разделение Пангеи II на Лавразию и Гондвану.

С середины J – возникновение и последовательное расширение впадин молодых океанов: Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого.

Таким образом, в Mz – одновременно существовали:

- 1) Континентальные массивы Лавразии и Гондваны
- 2) Геосинклинальные пояса:

Средиземноморский (между Лавразией и Гондваной),

Окраинно-континентальные пояса Тихоокеанского кольца

- 3) Тихоокеанические впадины: унаследованная (Тихий океан) и новообразованные

Развитие геосинклинальных поясов.

Восточно - Азиатский пояс

Непрерывное геосинклинальное развитие с позднего Pz.

Миогеосинклинальная зона – Верхояно-Чукотская область.

Наполнение песчано-глинистых флишеидных отложений верхоянской серии C₂-J(K₁). Огромные мощности за счет размыва приподнятой Сибирской платформы.

Развитие на коре континентального типа – на погруженном восточном краю фундамента Сибирской платформы (рис. 13.1). Слабо погруженные выступы его – срединные массивы (Охотский, Колымский, Омогонский) между геосинклинальными прогибами.

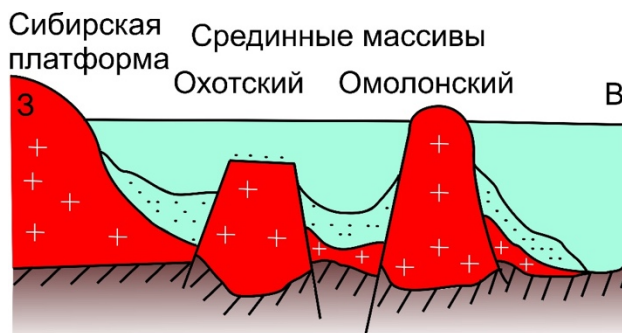


Рис. 13.1. Слабо погруженные выступы – срединные массивы (Охотский, Омогонский)

Эвгеосинклинальная зона – Сихотэ-Алиньская область в C_2-K_1 .

Накопление очень мощной толщи морских терригенных отложений (граувакковые песчаники, глинистые сланцы), кремнистых пород и вулканогенных образований разного типа и состава (лавы, туфы и главным образом андезитов). Встречаются линзы органогенных известняков. Очень характерны олистостромы – хаотические образования с оползшими глыбами (олистолитами) Pz_2 известняков в основной глинистой массе.

Система островных вулканических дуг и окраинных морей – активная окраина Западно-Тихоокеанского типа. Восточнее (рис. 13.2) (Сахалин, Курилы, Камчатка-Тихоокеанская впадина)

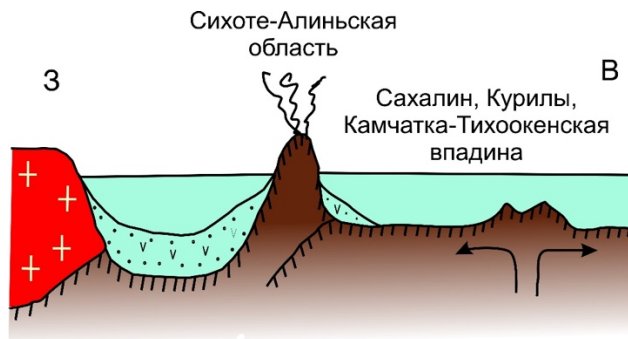


Рис. 13.2. Сихотэ-Алиньская область

В середине K – столкновение островной дуги с континентом – Верхоянская фаза Mz складчатости (K_2-K_1).

Возникают складчатые сооружения – мезозойды, вступающие в орогенный этап своего развития (рис. 13.3). Внутри них формируются межгорные впадины (в частности, на бывших срединных массивах), на границе Верхояно-Чукотской складчатой области с Сибирской платформой – Приверхоянский краевой прогиб. Все они заполняются континентальными обломочными угленосными K отложениями, а по краям межгорных впадин и проявления наземной вулканической деятельности.

Возникновение в середине K мезозойской складчатой области. Причленяются к континенту Лавразии, наращивают его площадь к востоку.

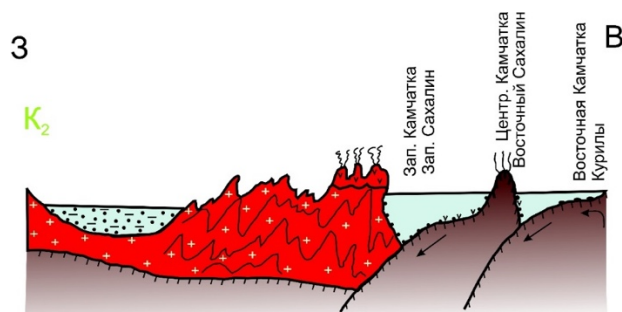


Рис. 13.3 Орогенный этап развития

Геосинклинальный процесс смещается к востоку (Сахалин, Курилы, Камчатка), где возникают новые островные дуги, отличающиеся от Тихого океана новые окраинные моря, в которых на океанической коре накапливаются эвгеосинклинальные терригенно-кремнистые и вулканогенные толщи K_2 .

На границе континента Лавразии с этими областями, продолжающими геосинклинальное развитие, располагалась зона Бенъофа, а над ней формируются краевые вулканоплутонические пояса (Охотско-Чукотский, Восточно-Сихотэ-Алиньский, Катазиатский). Мощные континентальные вулканические комплексы: андезиты, риолиты, их туфы, и связанные с ними интрузии гранитоидов.

Опять же – активная окраина Западно-Тихоокеанского типа, не смещенная в сторону Тихого океана (рис. 13.4).

Кордильерский пояс Северной Америки, C_2 -J

Та же самая картина, но в противоположном направлении

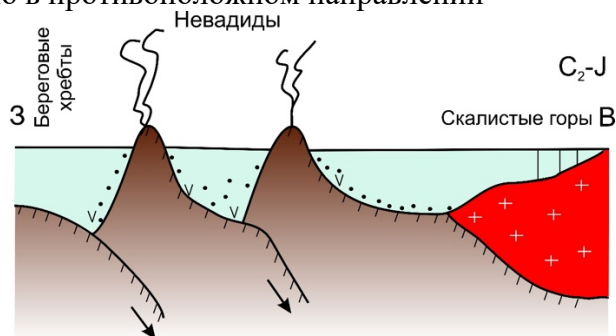


Рис. 13.4. Активная окраина Западно-Тихоокеанского типа

С позднего Pz – продолжает развиваться эвгеосинклинальная зона (Невадиды) и миогеосинклинальная зона (Скалистые горы). Эвгеосинклинальная зона – система островных вулканических дуг и окраинных морей. Отложения Pz_2 -J как и в Сихотэ-Алине миогеосинклинальная зона – мелководно-морская, а временами даже континентальные песчано-глинистые и карбонатные отложения. Слабо выраженный миогеосинклинальный или даже окраинно-платформенный прогиб.

Зона береговых хребтов – часть впадины Тихого океана.

K/J – столкновение островных дуг между собой и с краем континента. Невадидская фаза (позднекиммерийская) - мезозойской складчатости.

Внедрение огромных гранитных батолитов. Формирование горно-складчатой области мезозой (невадид), которая наращивает край Северо-Американского континента (Лавразии).

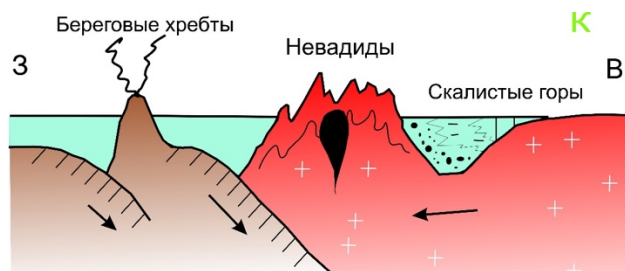


Рис. 13.5. Орогенный этап развития невадид

К – орогенный этап развития невадид. Межгорные впадины, заполненные грубообломочными континентальными отложениями.

В зоне Скалистых гор – развитие типичного, асимметрично построенного краевого прогиба. Морские, затем лагунные и континентальные в основном терригенные отложения.

В конце К – ларамийская фаза мезозойской складчатости завершает развитие краевого прогиба. Надвиги на платформу в условиях общего сжатия.

В зоне Береговых хребтов – закладывается новый геосинклинальный прогиб на океанической коре. Возникает новая океаническая дуга, отделившая новое окраинное море. То есть опять активная окраина Западно-Тихоокеанского типа, только сместившаяся к западу в сторону Тихого океана.

Андийский пояс

Последний цикл геосинклинального развития с T_2 до К включительно. На земной коре континентального типа в условиях активной окраины андского типа.



Рис. 13.6. Ларамийская фаза мезозойской складчатости

Постоянно действующая зона Беньофа с субдукцией океанической коры под край континента. Над ней, на краю континента – серия энсиалических вулканических дуг, разделенных междуговыми и задуговыми бассейнами. В этих прогибах – накопление фациально изменчивых мелководно-морских и континентальных терригенных отложений, активный андезитовый вулканизм. В южных и северных Андах временами возникают бассейны с корой субокеанического типа, заполнявшиеся мощными флишовыми толщами. В конце К – ларамийская фаза мезозойской складчатости. В условиях общего сжатия из-за продолжающейся субдукции океанической коры под край континента. Завершение геосинклинального развития, формирование горно-складчатой области мезозоид, внедрение громадных гранитных интрузий.

Общие особенности развития развития окраинно-континентальных геосинклинальных поясов периферии Тихого океана.

- 1) Тесная связь Mz геосинклинального развития с Pz в условиях непрерывно развивающихся активных окраин.
- 2) Почти исключительно терригенное осадконакопление и активное проявление островодужного андезитового вулканизма.
- 3) Решающая роль различных фаз Mz складчатости в становлении складчатых областей.
- 4) Асимметрия геосинклинальных поясов: последовательное смещение активных окраин, зон активного геосинклинального развития, зон складчатости от континента к океану. Формирование аккреционных складчатых поясов.

Развитие Лавразии в MZ

Образование Лавразии в конце PZ- начале MZ. Тогда же – объединение её с Гондваной в Пангею II. Обособление Лавразии от Гондваны морским бассейном Средиземноморского пояса с T, океаническим бассейном Тетис с J.

На протяжении всего MZ Лавразия – единый континентальный массив, площадь которого только ещё наращивалась за счет причленения к нему с З и В мезозойских складчатых областей.

Лавразия – гетерогенный массив.

На древних платформах и байкалидах – продолжение наращивания платформенного чехла, формирования плит, а в их пределах синеклиз и антеклиз, все более приближающихся к современному виду.

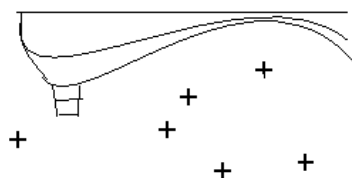


Рис. 13.7. Начало формирования платформенного чехла

В областях PZ складчатости - начало формирования платформенного чехла. Обособление молодых плит (впадин) и складчатых сооружений (массивов).



Рис. 13.8. Обособление складчатых сооружений

Северо-Американская платформа

Т- J_1 – преимущественное поднятие платформы.

К – широкая морская трансгрессия в западной половине платформы с максимумом в K_2 . Трансгрессия из Кардильерского пояса.

В конце K_2 – эпиплатформенный орогенез в Южно Скалистых горах.

Аппалачская PZ складчатая область

Т- поднятие. Формирование серии грабенов, заполнено континентальными песчано-глинистыми отложениями

С J_2 – морская трансгрессия по центральной Атлантике - формирование молодой плиты. Приатлантической низменности и Мексиканского залива. Обособление Складчатого сооружения Аппалачи.

Европейская PZ складчатая область (Каледониды и Герцениды)

Начало морских трансгрессий и накопления платформенного чехла с P_2 . Трансгрессии с севера из Северо-Ледовитого океана (через Северное море) и с юга, из Тетиса.

Трансгрессии:

P_2, T_2 -бассейны лагунного характера

J, K_2 – (регрессия K_{1nc}) Широкие трансгрессии, нормально морские бассейны.

Формирование плоских широких впадин и обособление массивов. Резко несогласно на PZ структуре.

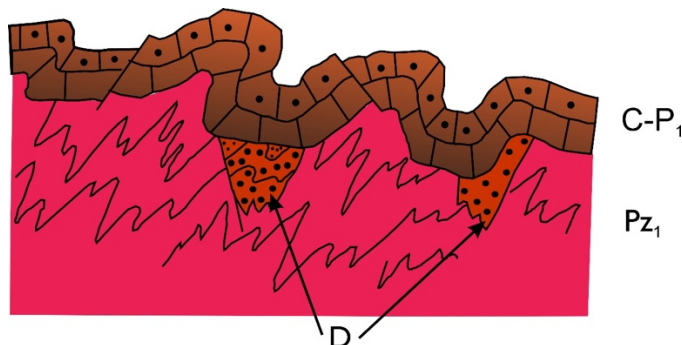


Рис. 13.9. Формирование плоских широких впадин

Восточно-Европейская платформа

Т- J_1 – поднятие платформы

С J_2 – серия морских трансгрессий с максимумами в J_3 и K_2 относительно регрессий в K_1^1

J – трансгрессия с севера и юга. Покрывала большую часть Русской плиты. Песчано-глинистые отложения с фосфоритами и глауконитом.

K_2 – трансгрессия из Тетиса. Покрывала только южную часть плиты. Песчий мел.

Урало-Монгольский пояс

Т- J_{1-2} - общее поднятие (аналог «авлакогенной» стадии развития, сходство с Аппалачами). Грабены, заполненные континентальными угленосными отложениями. Траповый магматизм.

J_3 - K – морские трансгрессии.

С севера - формирование Западно-Сибирской молодой плиты. Песчано-глинистые отложения.

С юга, из Тетиса – формирование Скифско-Туранской молодой плиты. Карбонатные морские, гипсо- и соленосные лагунные отложения.

Обособление складчатых сооружений. Пологие возвышенности с пенеэлинизированной поверхностью.

Сибирская платформа.

T₁- завершение поздне PZ этапа.

Завершение формирования Тунгусской синеклизы. Траповый магматизм.

T₂₋₃ – поднятие платформы и перестройка структуры

J-K - погружения и морские трансгрессии по восточной и северной окраине платформы из Верхояно-Чукотской области.

Формирование Вилуйской синеклизы, Лено-Анабарского и Хатангского прогибов. Песчано-глинистые отложения, сначала мелководно-морские, затем континентальные.

Вся остальная часть платформы поднята. Впадины, заполненные J континентальными угленосными отложениями.

Развитие Гондваны в MZ

В отличие от Лавразии, Гондвана к началу MZ – единый континентальный, почти исключительно Платформенный массив, существовавший с начала PZ.

1.Начало MZ

Продолжение PZ этапа.

Вся Гондвана приподнята.

На этом фоне - завершение развития некоторых впадин Гондванского типа (Карру, Индостанских, Маданьян,)

T - отложены во всех впадинах – пестроцветные песчано-глинистые отложения с эоловыми песчаниками. Южный Аридный пояс.

J₁₋₂ отложения- песчано-глинистые, сероцветные, местами угленосные.

Завершается развитие впадин интенсивным проявлением траппового магматизма: наземные излияния базальтовых лав, внедрение силлов и даек. Огромные мощности (в Ларанской впадине до 1800м).

Возраст трапповой формации:

T₃ – J₁ в Южной Америке и Южной Африке

J₃-K₁пс в Индии

Сходство с Тунгусской синеклизой.

В конце K – начале P – возникновение и очень быстрое развитие Деканской впадины. Последняя впадина Гондванского типа. Грандиозные проявления траппового магматизма (мощность формации до 2000м).

2.Вторая половина MZ (J-K) и далее в KZ

Формирование более молодых, обширных плоских впадин, заполняющихся в основном континентальными отложениями во внутренних частях приподнятых южных платформ.

Амазонская синеклиза и др. впадины в Бразилии – с K_{1al}

Впадина Конго J₃-K

Большой Артезианский бассейн – с J

Заполняются песчано-глинистыми отложениями. Изредка – кратковременные трансгрессии моря.

По форме – как синеклизы или небольшие плиты.

PZ и MZ, этап – аналог авлакогенной стадии на северных платформах.

MZ₂ и далее K₂ этап- аналог плитной стадии на северных платформах.

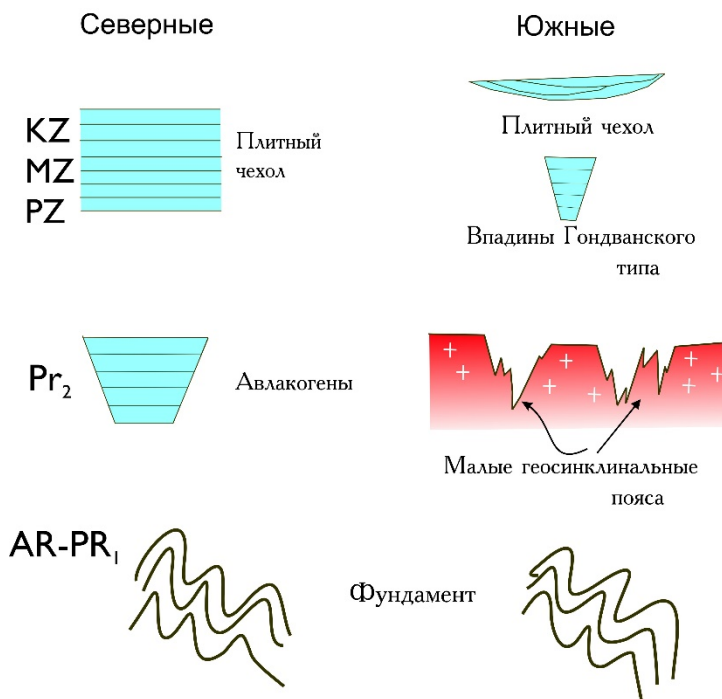


Рис. 13.10. Развитие на северных и южных платформах

Распад Гондваны

Возникновение по краям современных континентов -частей Гондваны периокеанических прогибов, заполненных морскими MZ и KZ отложениями. По направлению к центральным частям континентов они быстро выклиниваются или замещаются континентальными. Т.е. морские трансгрессии из раскрывающихся Южно-Атлантического и Индийского океанов. Разрезы периокеанических прогибов обычно начинаются континентальными отложениями, залегающими в грабенах, затем следуют лагунные отложения, а выше уже морские.

Древнейшие морские отложения появляются на восточной окраине Африки уже в P, а далее распространяются на протяжении всего MZ, особенно с J₃. Мазамбикский пролив – отделение Мадагаскара и Индо-Австралии от Африки.

С начала J, а особенно широко с K_{1ar} - на Западном побережье Австралии – отделение Австралии от Индии – Мадагаскара.

С Начала J₂ морские отложения на обоих берегах Центральной Атлантики.

С K_{1al} – по обоим берегам Южной Атлантики – отделение Южной Америки от Африки

С K₂ – по берегам Индостана- отделение Индостана от Мадагаскара и Австралии

Отделение Африки (и Южной Америки) от Антарктиды

Т.о. раскрытие в MZ Индийского океана, Центральной и Южной частей Атлантического океана, разделение Гондваны и движение Южной Америки к западу Австралии к востоку (с субдукцией под них океанической коры Тихого океана) - проявление MZ складчатости, Африки и особенно Индии к северу (начало закрытия Тетиса - австрийская фаза).

К тому же выводу приводят и палеомагнитные данные, позволяющие уже конкретно, количественно определить эти перемещения.

Средиземноморский пояс

ЮВ часть Средиземноморского пояса (Тибетско-Индокитайская)

В триасе – продолжение и завершение PZ геосинклинального развития. Существование ЮВ остатка Палеотетиса в виде залива от впадины Тихого океана.

Накопление органогенно-карбонатных, кремнисто-сланцевых и песчаных толщ. В основном, это отложения миогеосинклинального типа южной массивной окраины Палеотетиса. Местами среди этих осадочных толщ встречаются пачки эффузивов преимущественно среднего (андезитового состава). Островодужная обстановка в сокращающемся реликте Палеотетиса.

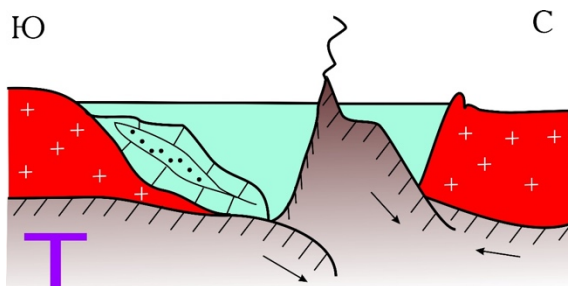


Рис. 13.11. Завершение геосинклинального развития

В конце Т – окончательное закрытие ЮВ окончания Палеотетиса – Индосинийская (раннекиммерийская) фаза Мезозойской складчатости.

Юра и ранний мел – орогенный этап. Тибетско-Индокитайская область ранних мезозойских складчатых областей – воздымающаяся горно-складчатая область. Континентальные отложения (в К₁ красноцветные) отложения заполняют межгорные впадины.

Поздний мел – морская трансгрессия. Распространение толщ рудистовых известняков. Квазиплатформенный этап.

Основная часть Средиземноморского пояса

Т – образование протяжённого мелководно-морского бассейна на теле Пангеи-II, разделившего (палеогеографически) континенты Лавразия и Гондвана.

Накопление мелководно-морских толщ органогенных известняков однородной фацией на всём протяжении с З на В. Местами – лагунные песчаники, гипсы, доломиты.

Ж – возрождение на всем протяжении Средиземноморского пояса геосинклинального режима развития, каждый продолжался далее весь МЗ и Рг.

Эвгеосинклинальная зона – накопление глинистых сланцев, кремнистых пород, пелагических известняков с покровами подушечных базальтов, подстилаемых габбро и серпентинитами – т.е. полный комплекс пород офиолитовой ассоциации. Разрыв континентальной коры Пангеи II и образование океанического бассейна Тетис. Местами – 2 ветви Тетиса: Южная и Северная, разделённые микроконтинентами – срединными массивами Анатолийским и Иранским. На срединных массивах – локально распространённые маломощные мелководно-морские или лагунные отложения.

Две окраины Тетиса – пассивные. Широкая южная окраина – миогеосинклинальные прогибы с накоплением мелководно-морских карбонатных отложений (Ю. Альпы, Динариты, Тавр, Загрос). На северной окраине – зоны растяжения – система геосинклинальных прогибов (г. Крым – Б.Кавказ).

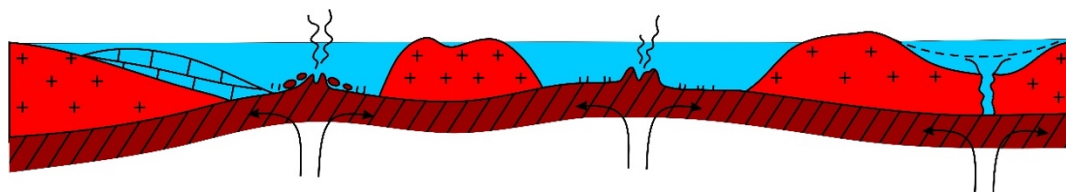


Рис. 13.12. Полоса срединных массивов

На континентальной (утоненной) коре южной части Лавразии отчленение ещё одной полосы срединных массивов (Мизийский, Закавказский)

В начале J_2 – первые фазы сокращения северной ветви Тетиса (рис. 13.13). Северная окраина северной ветви становится активной.

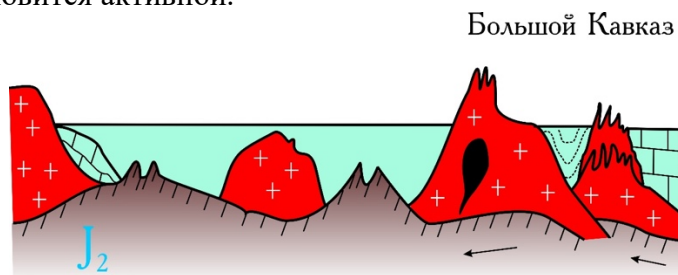


Рис. 13.13. Первые фазы сокращения северной ветви Тетиса

Субдукция океанической коры под Закавказский срединный массив. На нём – обширный вулcano-плутонический пояс. Сжатие и складчатость в прогибе Б. Кавказа. Центральное поднятие разделяет его на северную субплатформенную часть и зону южного склона – самый ранний флишевый прогиб.

В середине K (K_1/K_2) – новая фаза сокращения уже по всей ширине Тетиса (рис. 13.14).

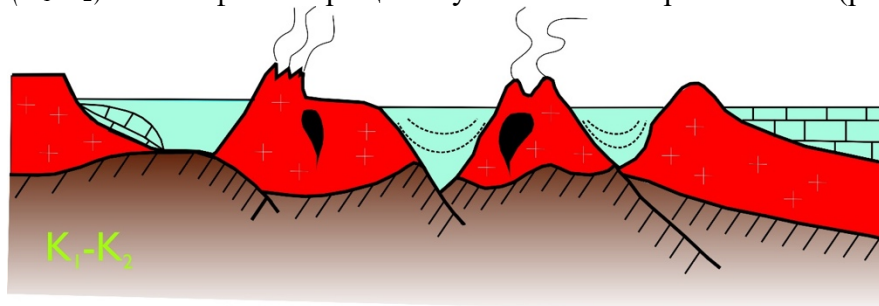


Рис. 13.14. Новая фаза сокращения уже по всей ширине Тетиса

Сближение континентов и микроконтинентов. Северные окраины всех океанических бассейнов становятся активными, с субдукцией океанической коры. Над ними, на южных окраинах всех микроконтинентов – вулcano-плутонические пояса, субвулканические дуги. Ширина океанических бассейнов резко сокращается. Австрийская фаза мезозойской складчатости. Офиолитовые швы. Над ними – узкие междугловые бассейны с накоплением флиша в K_2 -Pg. Островодужная, позднегеосинклиальная стадия развития для всего Тетиса.

Палеогеография в MZ

T-J₁ – геократическая эпоха, продолжающая позднепалеозойскую. Суша – Пангея II. Почти вся вода в Палеотихом океане. Очень мало эпиконтинентальных бассейнов

(Средиземноморский пояс, включая Северную Сахару, Мозамбикский пролив, частично Североатлантический пояс – и все).

Завершение развития Палеотетиса. Древнекиммерийская (Индосинийская) складчатость. Но все это – в континентальном полушарии.

В другом полушарии – огромный и, видимо, расширяющийся Палеотихий океан. Контрастный мегарельеф Земли.

J₂₋₃-К – Талассократическая эпоха.

Морские трансгрессии и возникновение обширных эпиконтинентальных бассейнов в Лавразии.

Северо-Американская платформа – К

Северо-Атлантический пояс – J-K

Восточно-Европейская платформа - J₂₋₃-К

Западно-Сибирская и Скифско-Туранская молодые плиты – J₃-К

Сибирская платформа – J-K

Сахара – J-K₂

Впадина Конго – J₃-K₂

Большой Артезианский бассейн – K_{1ar-al}.

} Эпизодические трансгрессии
в Гондване

Выравнивание территории, формирование кор выветривания в складчатых областях Лавразии.

Образование обширных плоских впадин с континентальными отложениями в Гондване («Континентальные синеклизы»).

Максимум в распространении трансгрессий J_{3k}-о и K₂. Относительная регрессия (не везде) – K_{1nc}.

Эвстатические колебания уровня моря.

Раскрытие и максимальное расширение Тетиса. Возникновение и спрединг молодых океанов.

В противоположном полушарии, напротив, - серия фаз MZ складчатости в пределах Тихоокеанского кольца. Усиление субдукции.

Климат талассократической эпохи

Теплый, мягкий, влажный. Средняя температура +15° - +22° (по изотопам Са). Повышение температуры при усилении талассократии.

Вообще отсутствовали холодные климатические области. Почти отсутствовала южная умеренная зона. Антарктида располагалась в зоне субтропического климата.

Теплые и жаркие области преобладали над умеренными.

Области жаркого влажного климата преобладали над аридными.

Особенности осадконакопления

Помимо обычных платформенных и геосинклинальных формаций специфическое широкое распространение: в Лавразии (и Гондване – отчасти) в областях умеренного климата – песчано-глинистые отложения с глауконитом и фосфоритами; в областях, прилегающих к Тетису, - формация писчего мела, а местами – гипсовые и соленосные отложения.

В талассократическую эпоху J-K песчано-глинистые угленосные отложения (паралические, а главным образом лимнические) – в краевых прогибах и межгорных впадинах мезозой и во впадинах приподнятых платформ (Гондвана, Сибирская платформа). J – 16%, K – 21% - мировых запасов угля.

В геосинклинальных областях – широкое распространение флиша. Особенно K₂ – Средиземноморского пояса.

Магматическая деятельность

В начале МЗ крупнейшее проявление траппового магматизма на платформах. Площадь базальтовых лав 6млн км². Объем – 4млн км³. На несколько порядков больше, чем в РЗ. На протяжении всего МЗ, а особенно в J и К, островодужный андезитовый вулканизм и внедрение гранитов в Тихоокеанском поясе на активных окраинах Тихого океана. Формирование вулcano-плутонических поясов.

Развитие органического мира в МЗ

Рубеж палеозоя-мезозоя

Значительное обновление фауны. Процесс длительный, неравномерный (Р₂-Т). В среднем приурочен к границе МЗ/РЗ.

Характерные особенности органического мира мезозоя

Аммониты, головоногие моллюски – доминировали в морях мезозоя.

Рептилии (котилозавров, зверозубых рептилий).

В Т – динозавры, также появляются млекопитающие и птицы. Птерозавры - первые летающие позвоночные. У птиц появились перья.

J-крупные ящеры

К – плиозавр водный

Растительность

Мезофит – господство голосеменных растений. Расцвет цикадовых, гинкговых, хвойных.

С К₂ – Кайнофит – сокращение роли беннетитовых, цикадовых, гинкговых, в меньшей степени хвойных. Господство покрытосеменных, которые развивались уже с начала К. Развитие флоры опережает развитие фауны.

Рубеж мезозоя-кайнозоя

«Великое вымирание» (время К_{2d}/К_{2m})

Вымирают: динозавры, аммониты и белемниты, рудисты.

Существенное изменение в составе фораминифер.

Ирридиева аномалия – горизонт на границе меловых и палеогеновых отложений в штате Колорадо (США) считается результатом падения метеорита на полуострове Юкатан. Стало очевидно, что видимо произошел взрыв, упало небесное тело. Продукты взрыва разлетелись.

Ударная сила астероида оценена 20 млн мегатонн, т.е. по одной водородной бомбе на каждые 6 км² земной поверхности. В радиусе 100 км испарились вся вода, сам астероид диаметром 11 км, упавший со скоростью около 36000 км/ч, и часть верхних слоев земной коры.

Ударная волна и обжигающее облако газа пронесли со сверхзвуковой скоростью, деформируя и испепеляя все на своем пути это были первая и вторая «волны смерти».

Удар породил землетрясение магнитудой до 13 баллов- третья волна смерти. В водах Атлантического океана зародилось мощное цунами четвертая волна.

В космос были выброшены обломки земной коры, которые затем выпадали в виде метеоритного дождя, усугубляя повсеместные пожары пятая волна. Многие из них представляли собой стеклянные шарики (сферулы) размером с градину или каплю дождя.

«Загрязнение» атмосферы продуктами взрыва (только горных пород в объеме более 205 км³) привело к глобальному потеплению (шестая), выпадению кислотных (сернокислых, H₂SO₄,) дождей (седьмая «волна смерти») и глобальному затемнению (восьмая волна смерти).

Астероид упал на пласты, содержащие гипс ($\text{Ca}(\text{SO}_4)_2$). В результате взрыва был «высвобожден» колоссальный объем серы, которая, смешиваясь с парами воды в атмосфере, образовала серную кислоту. Сернокислые дожди выжигали все живое на суше и в верхних слоях океанских вод. На суше они меняли рельеф: растворение карбонатных пород усиливало карст, провоцируя новые обвалы и оползни. Грунтовые и поверхностные воды источники питьевой воды были отравлены. Затемнение могло длиться несколько месяцев.

Глобальное похолодание (девятая «волна смерти») было вызвано огромной концентрацией в атмосфере двуокиси серы (SO_2) - газа, пропускающего солнечный свет, но задерживающего тепло. Похолодание вызвало регрессию морей и океанов, обнажив их мелководные участки.

Признаки вырождения, вымирания некоторых групп. И окончанием «идилии» - вымирание, приобретающее катастрофический характер.

Лекция 14 Кайнозой

Заключительная часть единого MZ-KZ этапа развития Земли. Проявление различных фаз альпийской складчатости. Альпийский этап.

Нижняя граница - рубеж в развитии фауны позвоночных.

Стратиграфическое расчленение

Три системы: Pg, N, Q

Pg и N подразделяются соответственно на три и два отдела:

олигоцен, эоцен (3%), палеоцен; плиоцен (49%), миоцен (18%) – по палеонтологическому признаку: по процентному соотношению видов моллюсков, тождественных с современными формами.

Общепринятого ярусного подразделения нет.

Q система

Климатостратиграфический принцип выделения и расчленения: чередование ледниковых и межледниковых эпох (до 19 за последние 700 тыс. лет).

Нижняя граница – 700 тыс. лет – первое глобальное похолодание, тогда Q система отвечает магнитной эпохе Брюнес.

Биостратиграфический принцип – развитие фауны млекопитающих, тогда нижняя граница 1800 тыс. лет – рубеж в эволюции 1800-700 тыс. лет – эоплейстоцен.

Подразделения:

Голоцен (современное звено) Q _{IV}	
Неоплейстоцен	Верхнее звено Q _{III}
	Среднее звено Q _{II}
	Нижнее звено Q _I
Эоплейстоцен	

Внутри звеньев ледниковые и межледниковые горизонты.

Структура Земной коры в KZ

В начале KZ:

- 1) Лавразия;
- 2) Южные континенты: Юж. Американский, Африканский, Индостанский, Австралия с Антарктидой;
- 3) Геосинклинальные пояса: Средиземноморский – межконтинентальный. Тихоокеанское кольцо – окраинно-континентальные;
- 4) Океанические впадины: Тихоокеанская. Формируются молодые океаны: Южная и Центральная Атлантика, Индийский, Сев. Ледовитый.

Развитие структуры Земной коры

Южные континенты

I. По-прежнему приподняты.

В их пределах продолжается формирование платформенных чехла в крупных плоских впадинах, типа синеклиз. Континентальные песчано-глинистые отложения.

Впадины: Амазонская синеклиза, Калахари, Большой Артезианский бассейн.

Исключение составляет Сахара:

в Pg₁₋₂ – серия морских трансгрессий из Тетиса с накоплением песчано-глинистых и карбонатных (известняки, мергели) мелководноморских, лагунных (доломиты, гипсы, соли) и континентальных отложений.

Но и здесь в Pg-N-Q – общее поднятие Сахары и накопление в отдельных впадинах только континентальных отложений.

II. Продолжение расчленения бывшей Гондваны и формирование молодых океанов.

По краям всех континентов продолжается развитие периокеанических прогибов, заполняющихся морскими KZ отложениями.

С Pg морские отложения появляются и на южной окраине Австралии – возникновение Южного океана и отделение Австралии от Антарктиды, таким образом – полный распад Гондваны.

Разделившиеся континенты перемещаются к их современному положению: Южная Америка к западу, Африка и особенно Индостан к северу, Австралия к востоку.

Продолжение расчленения уже отдельных Гондванских континентов. Восточно-Африканская рифтовая система. Континентальный рифтогенез. Заложение разломов еще с MZ. Активизация в Pg₃-N-Q. Сопровождается активной вулканической деятельностью с излиянием щелочных базальтов.

N₁ – раскрытие Аденского залива;

N₂ – раскрытие Красного моря.

Переход от континентального рифтинга к спредингу. Отделение Аравии от Африки и движение ее к северу.

Углубление и расширение молодых океанов. Особенно – глубоководных абиссальных котловин в них.

Средиземноморский геосинклинальный пояс

Два этапа в развитии пояса: Pg₁₋₂ и Pg₃-N-Q.

В Pg₁₋₂ - продолжение начавшегося в K₂ после закрытия океанических офиолитовых бассейнов развития флишевых прогибов. Они развиваются уже на континентальной коре вдоль швов континентальных массивов.

В Pg₂ за счет континентальной субдукции – обширные проявления вулканической деятельности островодужного типа (андезитовые).

В конце Pg₂ вследствие продолжающегося движения к северу Африкано-Аравийской и Индостанской платформ происходит их коллизия с Евразией, интенсивнейшая альпийская складчатость уже в позднегеосинклинальных флишевых прогибах. Сжатие, образование тектонических покровов, особенно в Альпах-Аппенинах, на Памире, в Гималаях.

Завершение геосинклинального развития Средиземноморского пояса, образование системы горно-складчатых сооружений.

В Pg₃-N-Q – орогенный этап развития.

Воздымание системы горно-складчатых сооружений в условиях продолжающейся континентальной коллизии.

Внутри – система межгорных впадин, заполняющихся континентальными N-Q отложениями.

В западной части, внутри горно-складчатого пояса – возникновение впадин внутренних морей с корой субокеанического типа. Временами они теряли связь с Мировым океаном и осолонялись (Средиземное море в конце N₁ – Мессинский кризис).

Вдоль северного и южного краев Средиземноморского пояса – система краевых прогибов, которые в P_{g3}-N-Q время проходят обычные стадии развития: морскую, лагунную и континентальную.

Бассейн Паратетис – занимал территорию северных краевых прогибов и примыкающих частей палеозой и Восточно-Европейской платформы.

В N-Q время – новые фазы складчатости. Складчатость в краевых прогибах, надвигание складчатых сооружений на краевые прогибы, а их на платформы. Следствия движения к северу Аравийского и Индостанского континентальных блоков.

Геосинклинальные пояса Тихоокеанского кольца.

Лавразия

В P_g – раскрытие Северной Атлантики и отделение Северной Америки от Европы.

P_{g1}-P_{g2}¹ – возникновение серии грабенов, заполненных песчано-глинистыми континентальными и морскими отложениями. Интенсивный трапповый магматизм.

P_{g2}² – раскрытие океанического бассейна. Спрединг. Накопление глубоководных биогенных илистых осадков.

Северная Америка

На протяжении всего Kz – поднятия. Незначительное накопление континентальных отложений.

Сибирская платформа

Еще более интенсивное поднятие на протяжении всего Kz. Формирование довольно сильно расчлененного рельефа высокой равнины.

Европейские палеозой, Восточно-Европейская платформа и Урало-Монгольский пояс

В P_g – последние морские трансгрессии с юга (из Тетиса) и с севера (из Бореального океана) в Европе и Урало-Монгольском поясе. Продолжение формирования южных и северных впадин в Европе, Скифско-Туранской и Западно - Сибирской молодых плит.

Последние морские трансгрессии с юга (из Тетиса) на Восточно-Европейской платформе. Обширные озерные бассейны в Монголии.

В N-Q – общее поднятие всей Евразии. Во впадинах и на молодых плитах – накопление континентальных отложений. Интенсивное поднятие PZ складчатых сооружений, местами сопровождающееся тектоническими деформациями MZ-KZ платформенного чехла. Особенно активное на Тянь-Шане, в Алтай-Саянской области, отчасти в Европейских палеозойдах. Эпиplatformенный орогенез.

Континентальный рифтогенез: Рейнская и Байкальская системы. Причина: континентальная коллизия южных платформ с Евразией.

Органический мир кайнозоя

После того, как происходит массовое вымирание, исчезают динозавры, в океанах исчезают вторичноводные рептилии и др.

Какое-то время не становится хищников. Но на континентах, рептилии, которые выжили, появляются гигантские крокодилы, гигантские удавы, змеи, гигантские вараны. На время

они становятся доминирующими хищниками. Но потом на суше появляются птицы, которые конкурируют с птицозаврами, они в отсутствии конкуренции начинают эволюционировать, появляются хищные страусоподобные формы птиц – диатримы. Появляются первые хищники – креодонты, по размерам был с гиену и больше. Гигантский безрогий носорог, с жирафоподобной шеей. Питались листьями деревьев. Млекопитающие активно эволюционировали. Гигантский ленивец – *Chalicotherium*. Носороги ацератериев и мастодонты. Четвертичный период: Мамонты. Они исчезли, так как исчезли условия, в которых они существовали. Большерогие олени, медведи, волки, лоси. Основные этапы эволюции приматов и человека: Рамапитек, австралопитек африканский, *Homo habilis*, питекантроп, неандертальский человек, кроманьонец, современный человек

Лекция 15

Тенденции геологических процессов в истории Земли

Тенденции:

1. Цикличность
2. Необратимость

Пример: цикличное изменение климата

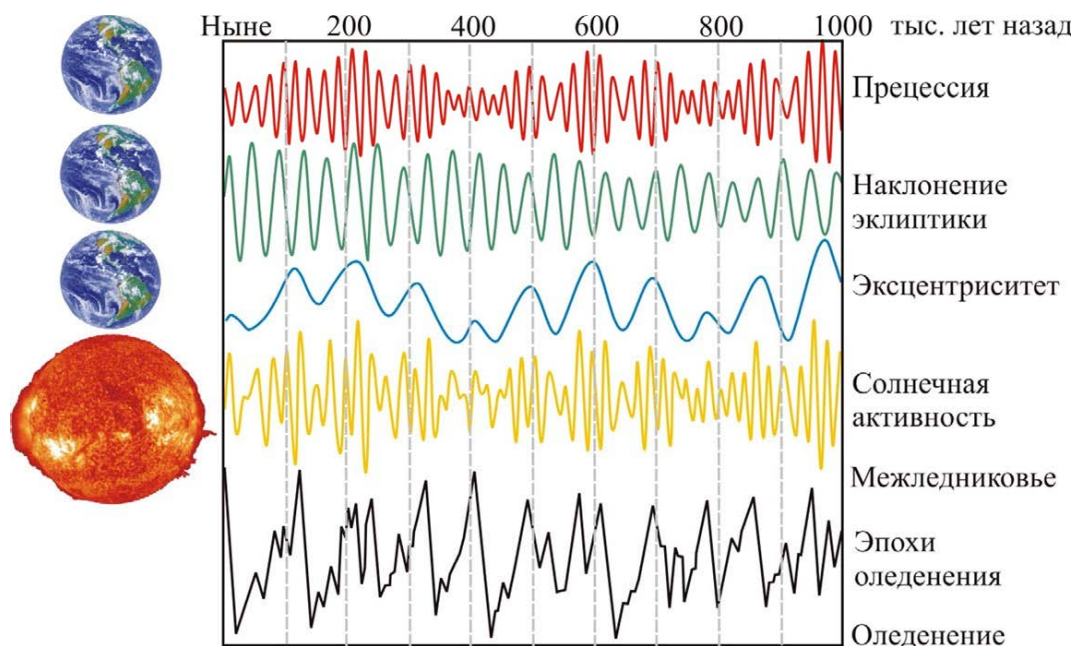


Рис.15.1. Астрономо-климатические циклы М.Миланковича

Это связано либо с изменением солнечной активности, также с изменением прецессии, эксцентриситета и др.

В итоге – многократные циклические перемены климата Земли и необратимое замедление скорости ее вращения.

Ученые изучили циклы прецессии и обнаружили изменение скорости вращения Земли.

Циклы эклиптики – наклонение вращения Земли к плоскости орбиты.

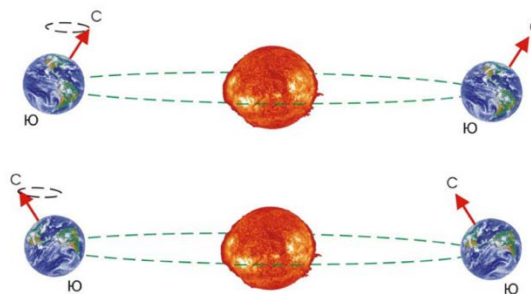
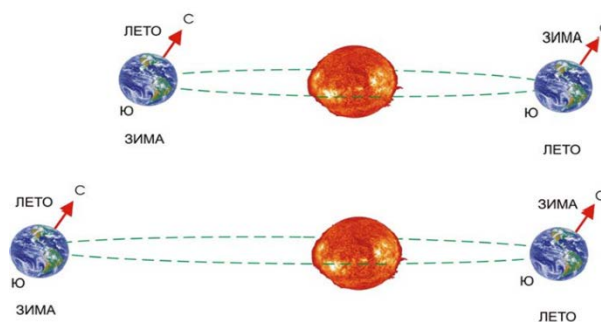
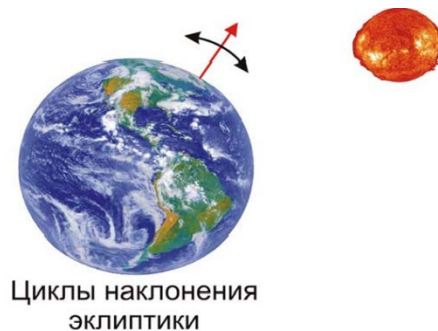


Рис. 15.2. Циклы прецессии

Это приводит к тому, что Земля получает меньше света и тепла и может возникнуть оледенение.



Циклы эксцентриситета

Рис. 15.3. Циклы наклонения эклиптики и эксцентриситета

Циклы эклиптики – циклы наклона вращения Земли. Циклы эксцентриситета – изменение орбиты Земли. Когда Земля находится дальше, чем может быть – оледенение.

Отсчитываем циклы с мела. Меняются уровень океана, перерывы в осадконакоплении, либо, наоборот, мощное осадконакопление, разные фазы фосфата и железнакопление
Пример циклов прецессии на южном склоне горы Сельбухры (рис. 15.4)

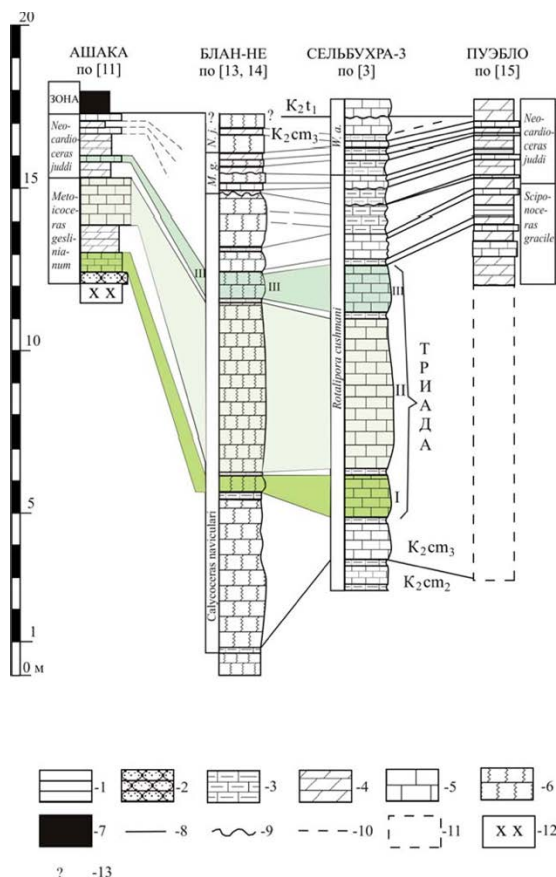


Рис. 15.4. Циклы прецессии на южном склоне горы Сельбухры

Мы можем изучить ритмы и обнаружить реперные уровни – мощный пласт известняков, и чередование более светлого известняка – теплые условия, мергели серые, глинистые известняки – влажные прохладные условия. Можем посчитать циклы и сопоставлять разрезы послойно (рис. 15.4).

Сдвиг биозон (рис. 15.5) – расселение руководящих форм не происходит мгновенно, биологический вид появляется в одном месте и затем исчезает. Фораминиферы разносились течением. Наблюдается сдвиг в пространстве и времени. Это говорит о то, что биозоны не синхронны для всей планеты.

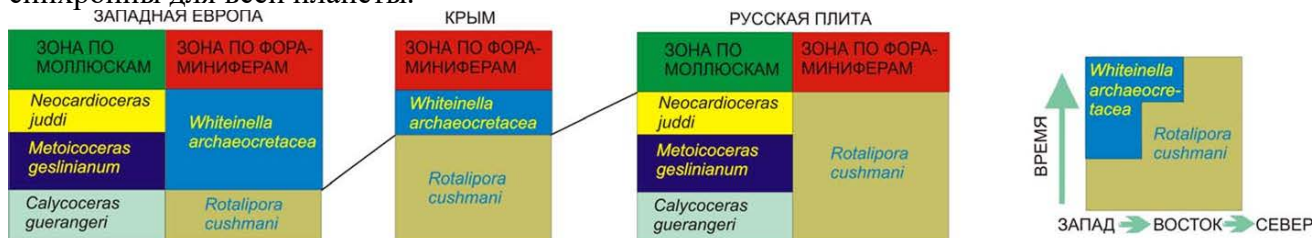


Рис. 15.5. Сдвиг биозон

Цикличность изменения климата влечет цикличность в изменении рельефа, солёности водоемов, силы и направлений ветров и течений, состава флоры и фауны.

Круговорот осадков – осадки, которые образуются в результате эрозии, попадают в бассейн осадконакопления и затем либо разрушаются, либо могут дойти до нас в виде расплава.

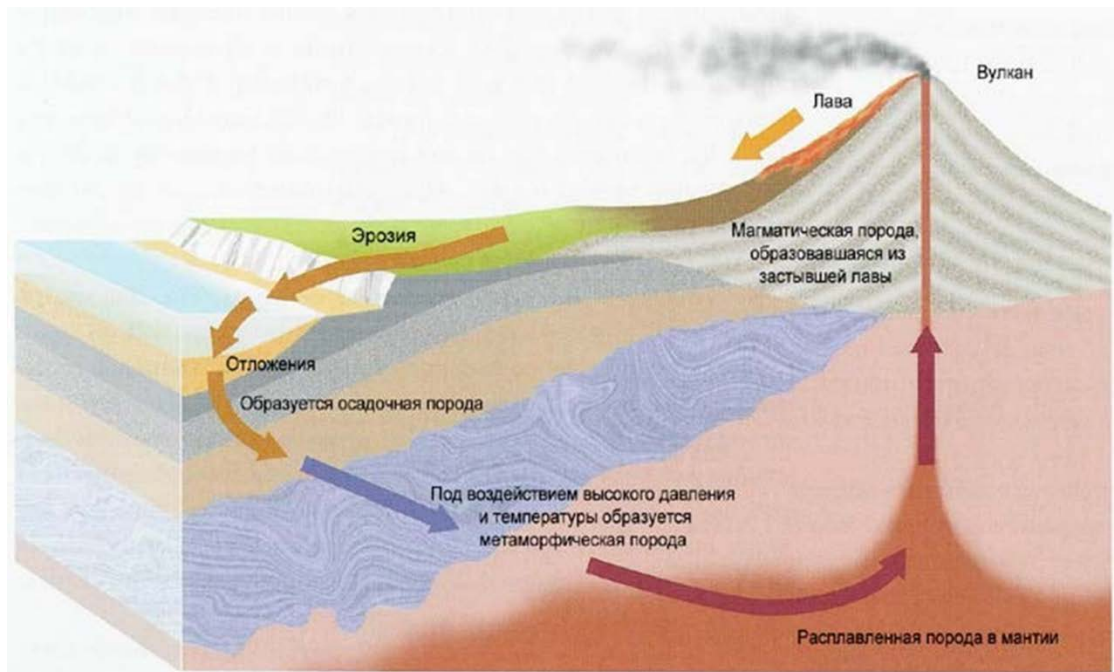


Рис. 15.6. Круговорот осадков

Тектонические циклы

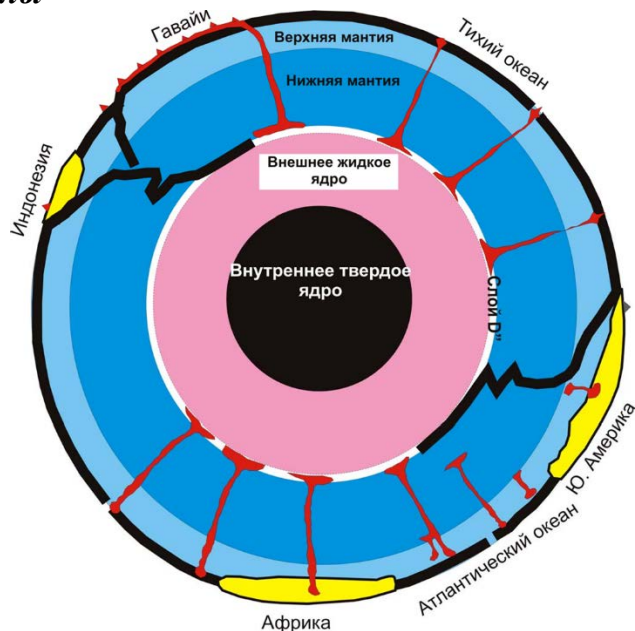


Рис. 15.7. Тектонические циклы

Движение тектонических плит, погружение одних плит под другие.

Тектонические циклы (Уилсона)

Океанические впадины в MZ-KZ

«Молодые» и «древние» океаны

«Молодые» океаны

Атлантический, Индийский, Северный Ледовитый

Особенности строения и развития

Резко наложены на структуру окружающих их континентов – отсюда их молодость

Наличие СОХ (срединно-океанических хребтов) в центральной (осевой) части океанического бассейна с рифтами по оси хребтов. Сейсмичность, вулканическая активность, внедрение даек. Зоны растяжения, спрединга океанической коры.

Пассивные окраины.

Осадочный (1-ый) слой. Возраст с J_2 до Q. Возрастание в мощности и полноте разреза от СОХ (где слой отсутствует или представлен самыми молодыми осадками) (рис. 15.8). Самый полный и мощный разрез в периокеанических прогибах. Самые низкие горизонты разреза – в грабенах – континентальные. Выше – лагунные и морские, все более глубоководные.

Абсолютный возраст подстилающих пород 2-го слоя океанической коры в полном соответствии с возрастом основания осадочного слоя: самый молодой в СОХ, самый древний у краев океана.

Линейные магнитные аномалии и их природа.

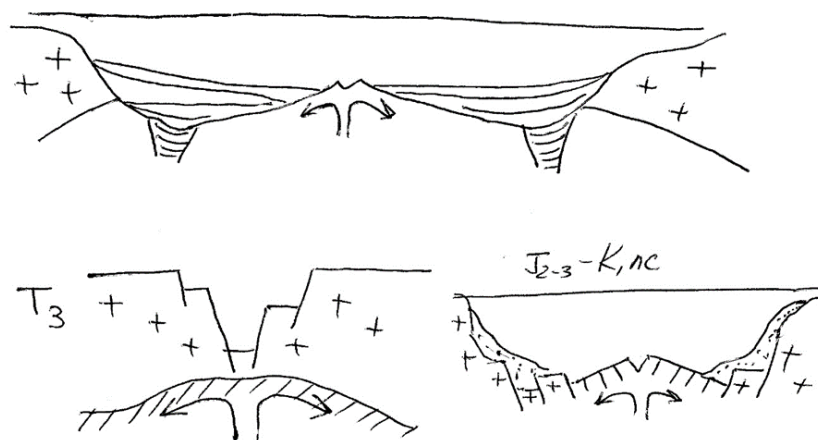


Рис. 15.8. Модель образования океана от континентального рифта к раскрытию океанического бассейна и спредингу (расширению) океанического дна.

История возникновения и развития Атлантического океана

T₃ – В центральной Атлантике возникновение континентальной рифтовой системы (внутри Пангеи-2). Грабены заполнены континентальными угленосными отложениями. Трапповый магматизм. Растяжение и утонение континентальной коры (рис. 2).

J₁ – В центральной Атлантике – расширение грабенов. Ингрессия в них морских вод. Накопление соленосной формации.

J₂₋₃-K_{1nc} - В центральной Атлантике разрыв континентальной коры. Формирование океанического базальтового слоя. Линейные магнитные аномалии. Спрединг океанической коры. Накопление пелагических отложений: J₂ – терригенные, J₃-K_{1nc} – карбонатные. Ширина бассейна: J₃ – 1300 км, J₃-K_{1nc} – 2300 км.

Все это – часть Тетиса, поскольку ни Северной, ни Южной Атлантики еще не было (там были Лавразия и Гондвана)

В Южной Атлантике в **K_{1nc}** – только формирование континентальной рифтовой системы (внутри Гондваны). Грабены с континентальными отложениями.

K_{1ar-al} - K_{1cm} – в Центральной Атлантике интенсивный рост СОХ. Ряд глубоководных котловин, разделенных вулканическими грядами. Накопление в них черных битуминозных глин в аноксидных условиях.

В Южной Атлантике в **K_{1ar}** – ингрессия моря в расширяющиеся рифтовые грабены. Накопление в них соленосных толщ. **K_{1al} - K_{1cm}** – раскрытие океанического бассейна Южной Атлантики с юга. Спрединг океанической коры. Ширина бассейна до 1400 км. Накопление черных битуминозных глин.

K_{2t} – K_{2m}. Центральная и Южная Атлантика. Ликвидация континентальной перемычки между ними. Интенсивный рост уже единого СОХ. Спрединг, непрерывные магнитные аномалии через Ц. и Ю. Атлантику. Образование единых глубоководных впадин по обе стороны от СОХ с накоплением в них глубоководных глинистых осадков. Общая меридиональная циркуляция вод и ликвидация аноксидных (застойных) бассейнов.

KZ. Центральная и Южная Атлантика. Дальнейшее расширение океанического бассейна. Снижение высоты СОХ, углубление и расширение глубоководных котловин по обе стороны от него. Глинистые и кремнистые глубоководные осадки.

Pg₁-Pg₂¹. В Северной Атлантике – возникновение континентальной рифтовой системы (в пределах Лавразии). Грабены с континентальными отложениями, трапповый магматизм.

С **Pg₂²**. В Северной Атлантике – разрыв континентальной коры. Раскрытие океанического бассейна. Морские воды с севера. Накопление глубоководных биогенных илов.

Индийский океан

J₃-K₁ – возникновение двух меридиональных осей спрединга: **западная** – между Африкой, Мадагаскаром + Индостаном; **восточная** - между Мадагаскаром + Индостаном и Австралией. Обе – вдоль ранее возникших континентальных рифтов.

Середина **K** – крупная перестройка осей спрединга.

K₂ – 1) отмирание оси спрединга между Африкой и Мадагаскаром (с этого времени они образуют одну плиту); 2) появление оси спрединга между Мадагаскаром и Индостаном; 3) появление оси спрединга ЮЗ Индийского хребта между Африкой и Антарктидой; 4) начало перемещение Африки и Индостана к Северу – (австрийская) фаза складчатости в Тетисе.

Pg₂². 1) Новая перестройка структуры океана; 2) отмирание оси спрединга между Индостаном и австралией (с этого времени они – единая Индо-Австралийская плита); 3) начинается спрединг между Австралией и Антарктидой на месте существовавшей уже в K₂ континентальной рифтовой системы; 4) весь остальной спрединг сосредотачивается в зонах современных СОХ.

Усиление перемещения Африки, индостана и начало перемещения Австралии к северу – основная фаза альпийской складчатости и закрытие Тетиса.

N_1^3 – проникновение оси спрединга Аравийско-Индийского СОХ хребта в Аденский залив и в N_2 в Красное море. Откол и смещение к северу Аравийской плиты – складчатость в краевых прогибах Средиземноморского пояса.
«Древние» океаны

Тихий океан

Конформно облекается со всех сторон складчатыми системами от PR_2 до современных – древнейший структурный элемент Земли.

СОХ (Восточно-тихоокеанское поднятие) резко смещен к ЮВ краю океана, а севернее вообще перекрыт надвинутым Северо–Американским континентом.

Все окраины океана – активные.

Но возраст современной коры и осадочного слоя – как в «молодых» океанах (J_2-Q). Это видимое противоречие объясняется тем, что вся древняя океаническая кора погрузилась в зонах субдукции на активных окраинах океана, а они были активными и в PZ , и в MZ , и в K_2) и была полностью замещена новой (J_2-Q) корой, рождавшейся в зонах спрединга в $MZ-KZ$.

В настоящее время самая древняя кора – J_2b-J_3o в Марианской впадине.

В J_3 в Тихоокеанской впадине выделялись 4 плиты: Кула, Фаралон, Тихоокеанская и Алук, разделенных СОХ.



СОХ широтного простирания уходил на З и В в Тетис.

Океаны в $MZ - KZ$

В мелу (K) и KZ – разрастание Тихоокеанской плиты за счет формирования новой $K-KZ$ океанической коры. Оттеснение к С и В плит Кула, Фаралон и Алук и поглощение их PZ океанической коры в зонах субдукции на активных окраинах под надвигающимися континентами Азии, Северной и Южной Америки.

В конце K возникает Алеутская островная дуга; в зону субдукции перед ней погружается плита Кула. Реликт ее в Алеутской котловине Берингова моря к северу от дуги. На рубеже Pg/K к Алеутской дуге непосредственно подходит и начинает также погружаться в зону субдукции уже Тихоокеанская плита.

Плита Фаралон погружается в зону субдукции перед Северо-Американским континентом.

В Pg_3 с Северо - Американским континентом сталкивается и частично уходит под него Восточно-Тихоокеанское поднятие (СОХ – граница плит Тихоокеанской – Фаралон + Алук).

Плита Алук погружается в зону субдукции под Южно-Американский континент, а в N_1 новой – Галапагосской осью спрединга разделяется на две маленькие плиты: Кокос и Наска. В итоге сейчас почти вся Тихоокеанская впадина занята одной – Тихоокеанской плитой, а плиты Фаралон и Алук перекрыты надвигающимися с востока (в связи с раскрытием Атлантического океана) Американскими континентами.

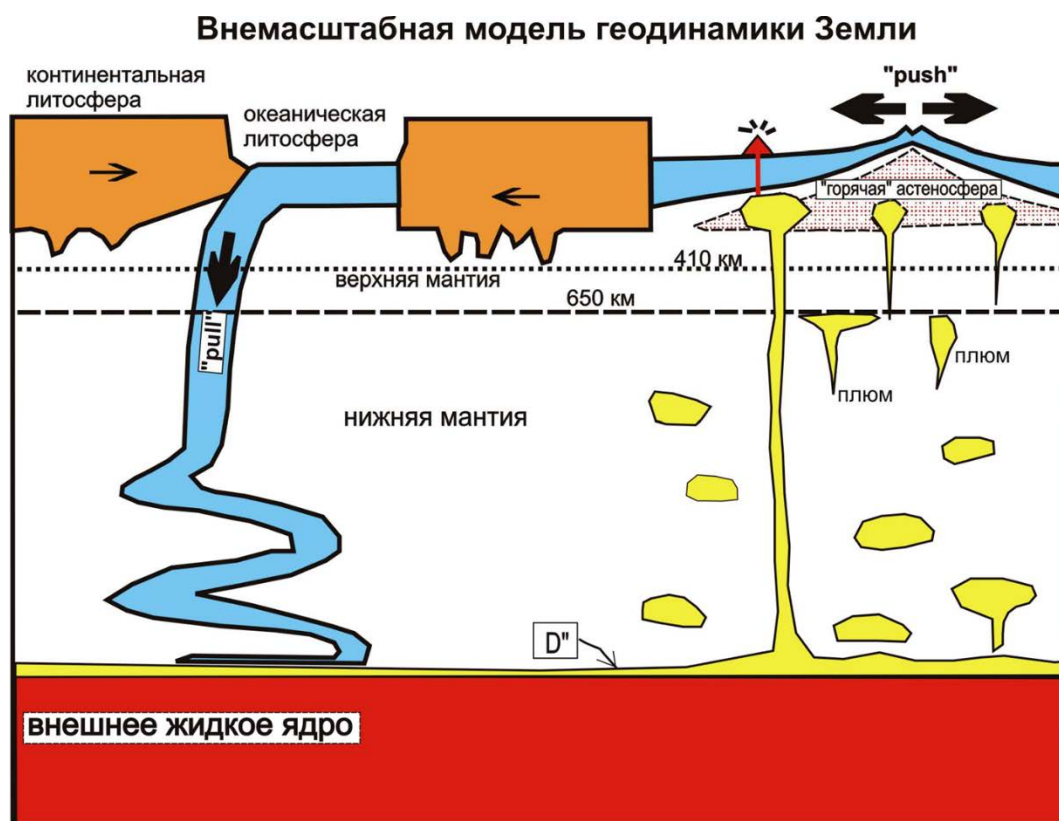


Рис. 15.9. Внемасштабная модель геодинамики Земли

На (рис. 15.9) погружается океаническая кора на внешнее жидкое ядро, далее видим поднимаются плюмы из капель мантийного вещества, рождение океанической коры в СОХ

Эвстатические циклы и их связь с гляциоэвстазией (климат) и тектоноэвстазией (геодинамика)

Изменение уровня океана (рис. 15.10). В О – на 600 м выше современного. Причины – тектоноэвстазия, при сжимании океана, образовании СОХ, уменьшается емкость океана, вода выльется на поверхность. Когда климат становится холодным – уровень падает.

Эвстатические циклы в фанерозое

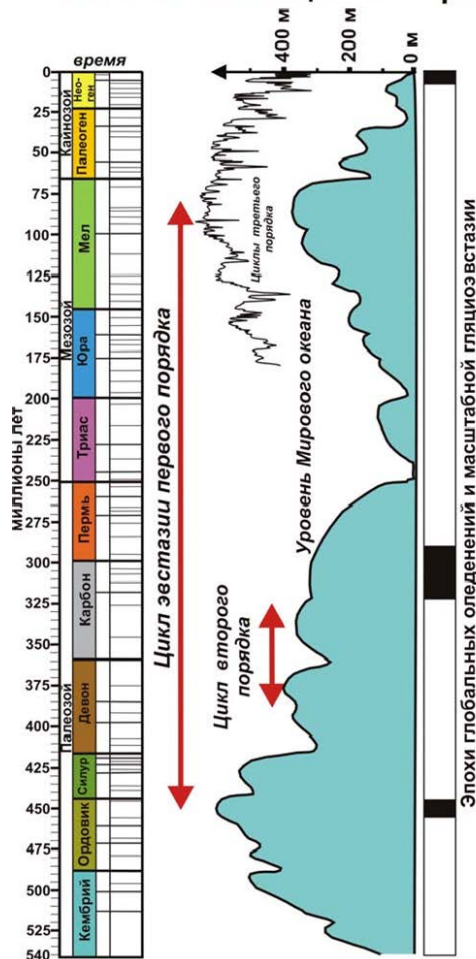


Рис. 15.10. Эвстатические циклы в фанерозое

Цикличность в возникновении и распаде суперконтинентов в истории Земли

Раз в 375 млн лет – время с образования одного суперматерика до другого суперматерика (рис. 15.11).

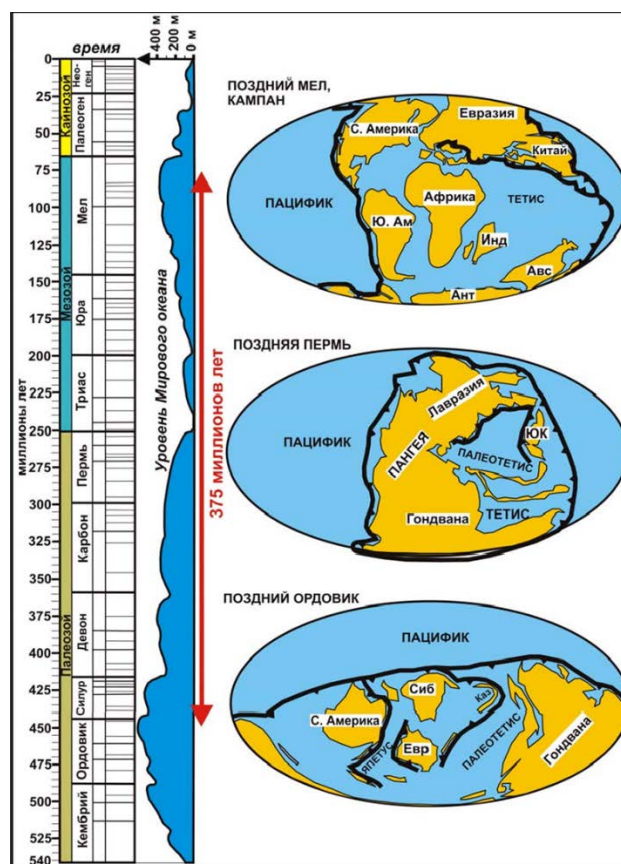


Рис. 15.11. Цикличность в возникновении и распаде суперконтинентов в истории Земли

Необратимость уменьшения мощности океанической коры



Рис. 15.12. Модель эволюции мощности океанической коры

Причина – связано с процессами в недрах Земли, мощность океанической коры уменьшается.

Цикличность и необратимость в модели развития Земли Модель геологической истории Земли

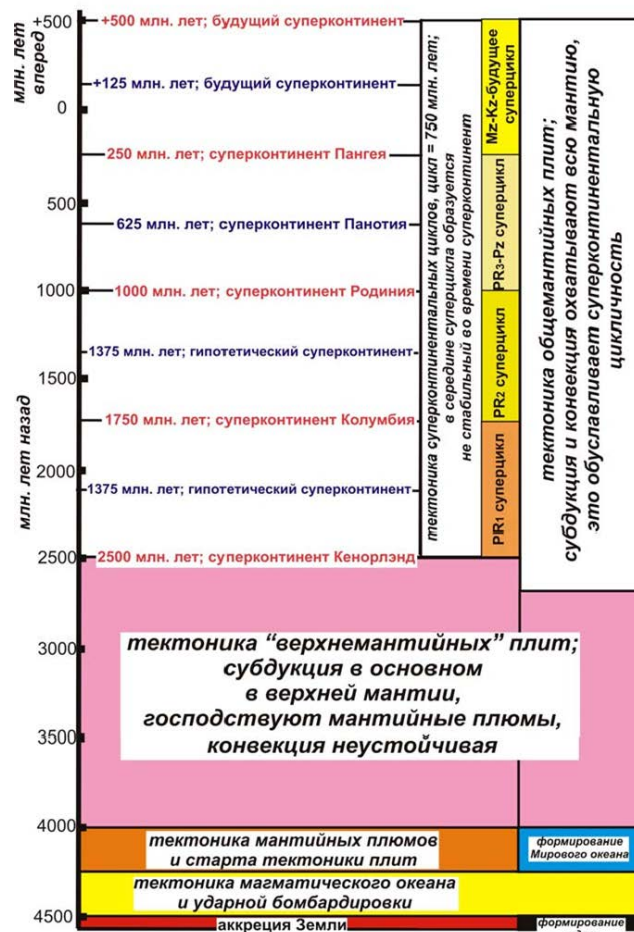


Рис. 15.13. Модель геологической истории Земли

Цикличность инверсии магнитного поля, но нельзя сказать, что они происходят периодически.

Цикличность магматизма и рулообразования и их катастрофичность

Вулканы Кракатау и Анак-Кракатау. В 1883 г в Индонезии произошел взрыв вулкана, повлекший за собой 40-ка метровые волны цунами, обошедшие 4 раза вокруг Земли, что привело к гибели более 36000 чел.

Цикличность падения на Землю космических тел естественного происхождения

Тела регулярно падают на поверхность Земли.



Рис. 15.14. Аэрофотоснимок метеоритного кратера Каньон-Дьябло (штат Аризона, США)

Цикличность массовых вымираний и необратимость эволюции

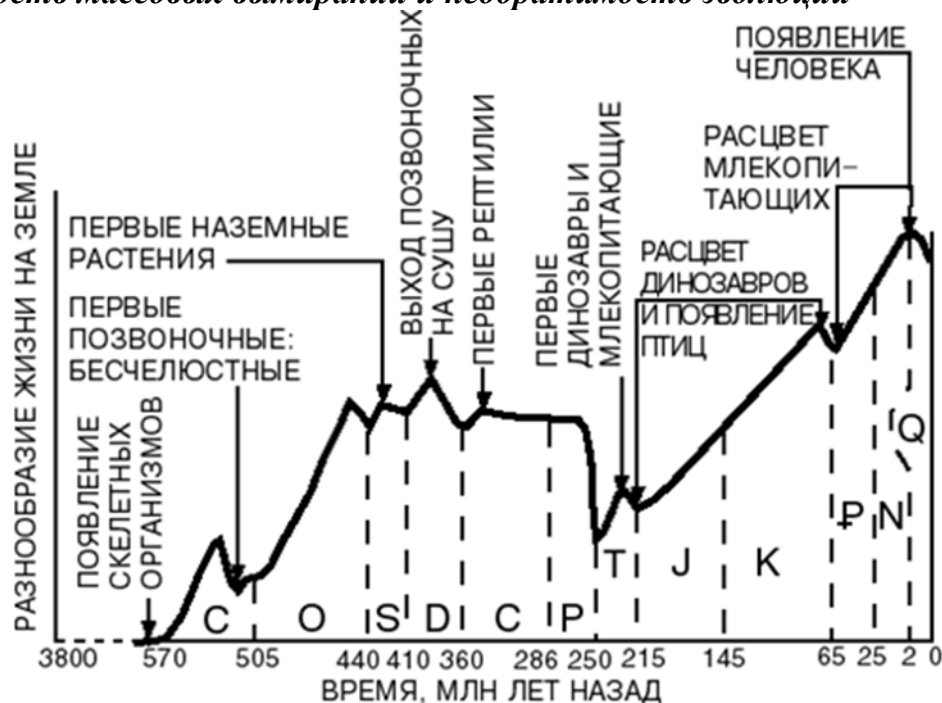


Рис. 15.15. График изменения числа видов организмов в истории Земли. Отчетливо видны массовые вымирания

Обратимость (цикличность) эпейрогенических движений



1 Я Н Н

2 Я

3

4

5 З

6

7

З

Я-ядро складки. Н-крыло складки. З-замок складки

известняки
 песчаники
 мергели
 глины
 опоки
 конгломераты

Рис. 15.17. Орогенические движения

164



Рис. 15.18. Пример сопоставимости геологических и антропогенный процессов



ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
ФАКУЛЬТЕТ
МГУ ИМЕНИ
М.В. ЛОМОНОСОВА



teach-in
ЛЕКЦИИ УЧЕНЫХ МГУ