



ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
ФАКУЛЬТЕТ
МГУ ИМЕНИ
М.В. ЛОМОНОСОВА

teach-in
ЛЕКЦИИ УЧЕНЫХ МГУ

ГЕОЛОГИЯ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

КОПАЕВИЧ
ЛЮДМИЛА ФЕДОРОВНА

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. Введение. Основные этапы в истории развития изучения океанов	6
1.1. Введение в курс	6
1.2. Океан с точки зрения географии	7
1.3. Основные этапы в истории развития изучения океанов	7
1.4. Основные вехи	9
1.5. Роль строения дна океанов в понимании и создании новой концепции истории развития Земли	11
1.6. Открытие полосовых магнитных аномалий	11
1.7. Возникновение тектоники плит	13
Лекция 2. Морфологические элементы океанов	15
2.1. Специфика изучения геологии океанов	15
2.2. Общие данные об океанах	15
2.3. Границы между литосферными плитами	16
2.4. Участки океанического дна	17
2.5. Конвергентные, дивергентные и трансформные границы	19
2.6. Океаническая кора	22
Лекция 3. Срединно-океанические хребты	25
3.1. Повторение предыдущего материала	25
3.2. Срединно-океанические хребты (СОХ)	27
3.2. Основные особенности строения срединных океанических хребтов с различными скоростями растяжения	30
3.3. Хребты с медленной скоростью растяжения 1-4 (5) см/год	31
3.4. Хребты со средней скоростью растяжения (5-8 см/год)	36
3.5. Хребты с высокой скоростью растяжения (8-16 см/год)	36
Лекция 4. Ложе океана	39
4.1. Важнейшие элементы рельефа	39
4.2. Глубоководные желоба	40
4.3. Океаническое или подводные плато	41
4.4. Срединные-океанические хребты. Зоны трансформных разломов	43
4.5. Трансформные разломы на границах плит	53
Лекция 5. Атлантический океан	55
5.1. Предшествующие темы	55
5.2. Атлантический океан	55
5.4. Геологическое строение и рельеф дна	57
5.4. Сектора Срединно-Атлантического хребта	58

5.5. История развития Атлантического океана	61
Лекция 6. Северный Ледовитый океан	63
6.1. Границы и структуры Северного Ледовитого океана	63
6.2. История формирования Северного Ледовитого океана	65
6.3. Южный океан	68
Лекция 7. Индийский океан	71
7.1. Общая характеристика Индийского океана	71
7.2. Индо-Аравийский сегмент	72
7.3. Морфология дна Индийского океана	72
7.4. Юго-Западный (Африкано-Антарктический) сегмент	73
7.5. Индо-Зондский сегмент	74
7.6. Юго-Восточный (Австрало-Антарктический) сегмент	75
7.7. История развития Индийского океана	76
Лекция 8. Тихий океан	77
8.1. Общая характеристика Тихого океана	77
8.2. Отличительные черты Тихого океана	78
8.3. Главные морфологические элементы Северо-Западного сегмента	78
8.4. Берингово море и Командоро-Алеутская дуга	81
8.5. Охотское море. Рельеф дна	82
8.6. Северо-Восточный сегмент	84
8.7. Южный сегмент	86
8.8. Основные этапы развития Тихого океана	87
Лекция 9. Осадочная толща океанов. Параметры водной толщи	88
9.1. Параметры водной толщи: температура	88
9.2. Параметры водной толщи: соленость	90
9.3. Параметры водной толщи: глубина	92
9.4. Эль-Ниньо и Ла-Ниньо	94
9.5. Фациальные и биономические области морей и океанов	95
9.6. Распределение мощностей в океанах	97
9.7. Основные типы современных океанических осадков	98
Лекция 10. Осадочный чехол океанов	103
10.1. Общая характеристика осадочного чехла	103
10.2. Формирование течений (ветры)	103
10.3. Вертикальные перемещения воды	107

Лекция 11. Океанские глубоководные осадки	109
11.1. Глубоководные терригенные осадки	109
11.2. Мутьевые потоки	110
11.3. Оползни	115
11.4. Биогенные осадки	118
11.5. Аутигенные осадки	119
11.6. Тектоника и осадконакопление	119
Лекция 12. Активные окраины	124
12.1. Строение активной окраины	124
12.2. Строение островных дуг	126
12.3. Меланж	127
Лекция 13. Мелководные морские режимы	129
13.1. Перерывы	129
13.2. Типы осадконакопления в морских бассейнах	129
13.3. Прибрежные участки открытого шельфа	130
13.4. Приливно-отливная зона шельфа	130
13.5. Карбонатные шельфы	133

Лекция 1

Введение. Основные этапы в истории развития изучения океанов

1.1. Введение в курс

Цель курса «Геология океанов и морей» - формирование представлений о строении Мирового океана, арктических и дальневосточных морей России.

Разделы:

1. Геологическое строение, основные морфологические элементы Мирового океана.
2. Рассмотрение отдельных океанических бассейнов океанов.
3. Осадочные системы и факторы, влияющие на формирование осадочной толщи океанов.

Специфика изучения геологии океанов

Изучение геологии океана имеет ряд специфических особенностей, которые отличают его от исследований на континентах. Во-первых, дно океана представляет собой закрытый объект, изучение которого возможно только дистанционными методами или косвенным путем – сравнения простираний крупных геоморфологических объектов с последующей экстраполяцией данных наземной геологии в океан или через моделирование различного сорта. Другая сложность состоит в том, что коренные породы закрыты слоем воды и осадочным чехлом. Мощности того и другого слоя могут достигать многих тысяч метров. Также необходима геофизическая техника, которая дистанционным путем дает основной объем данных о строении океана.

Структура курса

Курс состоит из двух частей:

1. Общие сведения о строении глубоководных частей океанов и окраинных морей, характер водной толщи
2. Осадочные процессы в океанах и морях

Что вы уже знаете?

1. Срединно-океанические хребты
2. Активные и пассивные окраины континентов
3. Как построена океаническая кора и каковы основные типы пород осадочного чехла океанов
4. Имеете представления о геофизических методах исследования океанов.

Объем курса – 1 лекция в неделю. Каждый раздел будет сопровождаться тестовыми контрольными, будут короткие авторские презентации. В конце курса-экзамен.

1.2. Океан с точки зрения географии

Мировой океан – основная часть гидросферы, непрерывная, *но не сплошная* водная оболочка Земли, окружающая материки и острова, отличающаяся общностью солевого состава. Мировой океан покрывает почти 70,8% земной поверхности.

Континенты и большие архипелаги разделяют мировой океан на четыре океана: Атлантический, Индийский, Тихий и Северный Ледовитый (Арктический). В 2000 Международная Географическая организация выделила пятый: Южный океан. Это океан, который окружает Антарктиду и отделяется от материка срединно-океаническим хребтом, и отделяется им же от смежных с ним океанов. Большие части океанов известны как моря, заливы, проливы и т.д. Они тоже занимают достаточно большую площадь, имеют специфическое строение, поэтому некоторые из них будут рассматриваться отдельно. Учение о земных океанах называется океанология.

Что представляет собой океан?

Это огромная впадина планетарного масштаба со сложным рельефом, которая имеет кору океанического типа и заполнена соленой водой.

Основное пространство дна Мирового океана с преобладающими глубинами более 3000 м, простирающееся от подводной окраины материка в глубь океана. Это его основная часть, которая носит название *ложе океана*. Это очень крупная морфологическая единица, одного порядка с материками, отрицательная форма рельефа планеты.

Краткая история изучения океанов

Изучение океанов представляет собой некоторую сложность, это отразилось на историю их исследования. Строение дна океана, безусловно, интересовало многих ученых, но добыть эти сведения было достаточно сложно, поэтому основы знания о строении дна Мирового океана были заложены в Атлантическом океане, который в силу своего географического положения представлял наибольший практический (экономический, военный) интерес для жителей Старого и Нового Света. Для геологов Атлантики, включая обрамление, должна рассматриваться как «колыбель» понимания истории развития Земли.

1.3. Основные этапы в истории развития изучения океанов

Первые данные о рельефе и первые карты

Изучение океанов началось намного позже, чем изучение геологии континентов. Одними из первых значимых работ были работы технического типа. В 1852 году

начались первые работы – промеры глубин для прокладки трансатлантического телеграфного кабеля. Через 2 года лейтенант Мэтью Фонтейно Мори, возглавлявший в то время «Депо карт и приборов ВМФ США» сообщил, что дно океана между Ирландией и Ньюфаундлендом – это подводное плато, названное Телеграфным (Срединно-атлантический хребет).

В дальнейшем исследование Атлантики проводилось уже с использованием кораблей. В 1872 году появилось первое судно под названием «Челленджер» (1872-1876 гг.). Джон Меррей (1885г.) показал, что в центральной части просматривается поднятие достаточно большой протяженности - срединно-атлантический хребет (САХ). Во время рейса «Челленджера», помимо важных гидрографических наблюдений, измерений глубин дна, была отобрана коллекция горных пород с океанических островов.

В конце XIX века подводная топография Атлантики представлялась так: «Дно Атлантического океана открывается состоящим из двух параллельных долин, имеющих в общем направление с севера на юг и разделенных на глубине 1660-1830 м широкой плоской возвышенностью, как бы плоскогорьем, на котором расположены почти исключительно вулканические острова. Этот подводный хребет распознан и прослежен довольно полно и подробно».

Французский геолог Ог, который был очень известным геологом регионального плана, занимался геологией континентов. Уехав в США, он в начале XX века сформулировал свои взгляды на это поднятие и рассматривал её с позиций фиксизма. Океан рассматривался как структура, противоположная тому, что мы видим на континентах. Он сказал: «Громадная впадина с направлением поперечным к складкам, разделяет Старый и Новый Свет и является общей областью погружения для всех пересекающих ее складчатых зон. Эта впадина превратилась теперь в геосинклиналь, и ее ось симметрии уже наметилась в виде срединной складки...» (Ог, 1922, стр. 485).

В начале XX века появилась начальная теория тектоники плит, которая была сформулирована А. Вегенером. Он говорил, что Средне-Атлантический вал «представляет собой во всяком случае остаточный материал после разделения глыб» (континентов). А. Вегенер подчеркивал, что период вала «представляет собой явление, которому теория дрейфа должна найти объяснение». Ученый тогда еще мало представлял механизм движения плит, строение и морфологию дна океанов, но он был уверен, что нужно изучать эти впадины, и должно формулироваться их строение, которое объяснит их происхождение.

В начале XX века сложилось два подхода в строении Атлантического океана. Одна – океан – это нечто особенное, которое не имеет аналогов на континенте. Другая – исследователи формулировали полную идентичность структур континентов и океанов, т.е. продолжение континентальных структур в океаническое дно. Они сложили противостояние двух концепций. Концепций геодинамического плана, объясняющих историю развития Земли, это теории фиксизма и мобилизма, которые объединялись

только в том, что дно океана весьма гетерогенно, а объяснение гетерогенности они давали самое разное.

1.4. Основные вехи

Практические работы по исследованию дна океана привели к тому, что в 1855 году была создана первая карта. В 1855 году – на карте Д. Меррея был изображен средне-атлантический вал, который стал объектом пристального внимания тектонистов (Э. Ог, А. Вегенер, Р. Штауб и др.). В 1934 была создана карта Т. Стокса и Г. Вюста, на которой изображались многие особенности строения Атлантики, которые привели к созданию все большего количества тектонических моделей. Многолетние работы привели в 1959 году к созданию карты Б. Хизена и М. Тарп, которая привела к идеям конвекции, спрединга, а в конечном итоге – к новой глобальной тектонике. Внедрение новых типов техники для изучения океанического дна происходило соответственно через 30 лет, 52 года, 17 и 45 лет.

В начале 60-х годов вышла в свет книга «Дно Атлантического океана» (Брюс Хизен и др., 1962), которые показали очень близкие к современным структуры Средне-Атлантического хребта. Была создана физико-географическая карта. Мари Тари также открыла рифтовую долину на своих более точных графических изображениях срединно-атлантического хребта, которые были основаны на новых данных измерений, полученных с помощью эхолота (рис. 1.1). Ей потребовался год, чтобы убедить в этом Брюса Хизена. Позже она нанесла на карту и другие срединно-океанические хребты. Срединно-атлантический хребет рассматривался как часть системы средне-океанических хребтов.



Рис. 1.1. Мари Тарп и карта Срединно-Атлантического хребта на глобусе

В 1968 году начал осуществляться выдающийся проект XX века DSDP (Deep Sea Drilling Project) – глубоководное бурение на американском судне «Гломар Челленджер» (рис. 1.2). С этого времени стали получать данные о составе и возрасте коренных пород Мирового океана. Программа бурения очень быстро превратилась из национальной в международную ODP (Ocean Drilling Project) на судне «JODES Resolution». За 30 лет было пробурено более 1000 скважин. Этот международный проект объединил исследователей из разных стран. Проводились геофизические исследования, геохимические, биостратиграфические и другие.



Рис. 1.2. Судно Гломар Челленджер

В дальнейшем было создано современное буровое судно Jodes Resolution (рис. 1.3) в 1985 году, в США. Водоизмещение составляло 18600 т. Длина, ширина, осадка – 143м x 21м x 7м.



Рис. 1.3. Судно Jodes Resolution

1.5. Роль строения дна океанов в понимании и создании новой концепции истории развития Земли

В 1962 году Г. Хесс (Принстонский университет, Нью-Джерси) подробно рассмотрел возможность существования конвекционных ячеек и геодинамические следствия из этого. Автор считал, что под срединно-океаническими хребтами (СОХ) существуют восходящие ветви, под желобами – нисходящие, вследствие чего дно океана обновляется каждые 300-400 млн. лет.

САХ и развитие океанов

Последователь Г.Хесса Роберт Синклер Диц (Электронная Лаборатория ВМФ США, Калифорния) поддержал концепцию и сказал, что теория раздвигания океанического дна, или теория спрединга – интуитивна; она возникла при попытках интерпретировать данные батиметрии океанического дна» (Диц, 1974, стр.26).

В этой революционной работе были разработаны основы современной геодинамики: понятие о плитах, попытка интерпретации магнитных аномалий, высказана идея о строении коры под океанами, рекомендованы к широкому употреблению такие термины как «астеносфера» и литосфера», введены такие понятия как атлантический и тихоокеанский типы окраин и некоторые другие идеи. Все эти направления разрабатываются до настоящего времени.

1.6. Открытие полосовых магнитных аномалий

Огромную роль в развитии тектоники плит и мобилизма сыграло открытие аномалий магнитного поля Земли. В 1963 году составление профилей дна северной части Атлантического океана и аномалий магнитного поля Земли привели Ф.Вайна и Д.Метьюза из Кембриджского университета к созданию оригинальной модели, в основе которой было два допущения. Во-первых, при раздвигании океанического дна, перемещающиеся блоки нормально и обратно намагниченного материала должны двигаться в стороны от океанического хребта и вытягиваться параллельно его гребню. Во-вторых, полагалось, что во времени происходит периодическое обращение магнитного поля Земли.

На рис. 1.4. показаны полосовые магнитные аномалии. Цветами разной интенсивности коричневых цветов показаны интервалы нормальной ориентировки. Белыми цветами показаны этапы обращения магнитного поля нормального на обратное. Эти обращения в масштабе геологического времени происходят практически мгновенно, и поэтому они имеют правильную направленность, чисто меридионального плана. Чем древнее эпизод, тем ближе он располагается к области континентов, окружающих океан.



Рис. 1.4. Полосовые магнитные аномалии

Магнитные аномалии

В настоящий момент принято считать, что океанской литосфере присущи контрастные полосчатые магнитные аномалии, расположенные параллельно гребням срединно-океанических хребтов. Их происхождение связано со способностью базальтов океанского дна намагничиваться магнитным полем Земли при остывании и «запоминать» его направление, которое многократно меняло свою полярность. Это и позволяет датировать возраст отдельных аномалий. Палеомагнитный метод определения возраста океанического дна стал основной для проведения палеотектонических реконструкций.

Следующим шагом в изучении океанического дна была возникшая в 60-е годы концепция трансформных разломов, которую ввел в геологию Дж. Уилсон. Он назвал их своеобразными разломами-сдвигами, которые похожи на обычные сдвиги, но эти от них отличаются. Они захватывают саму основу структуры. Сдвигая блоки в разные стороны, выводят отдельные их части на соприкосновение с другими структурами, меняя само строение разлома. Именно поэтому они называются трансформами. На протяжении нескольких лет были установлены поперечные разломы, простирающиеся на САХ.

Концепция трансформных разломов была введена Джоном Тузо Уилсоном (1965), чтобы отличать их от классических поперечных разломов – сдвигов. Землетрясения в большинстве своем сосредоточены в зоне трансформного разлома, ограниченного двумя концами хребта. Автор предположил, что существует особый класс разломов-сдвигов, которые резко обрываются с обоих концов, но по которым могут фиксироваться значительные смещения. Для этих образований был предложен термин «трансформный

разлом» и указывалось, что они должны называться в соответствии с теми структурными формами, которые они соединяют». Также они назывались и сдвигами Уилсона.

1.7. Возникновение тектоники плит

Согласно новым исследованиям, возникла *новая глобальная тектоника*, «тектоника плит», тектоническая гипотеза. Оформилась в виде законченной концепции в 1968 году (Дж. Морган, З.Ле Пишон, Б. Изакс, Дж. Оливер, Л. Сайкс и др.) в развитие идей американских геологов Р.С. Дитца и Х.Х. Хесса о раздвижении океанического дна.

Согласно новой глобальной тектоники литосфера, подстилаемая менее вязкой астеносферой, разделена на ряд плит. Границы плит являются зонами максимальной тектонической, сейсмической, вулканической активности. Вдоль этих границ происходит раздвиг, надвиг, поддвиги, горизонтальное смещение плит друг относительно друга.

В рифтовых зонах середины хребтов океанов плиты раздвигаются, и раздвиг заполняется базальтовой магмой, поднимающейся из астеносферы. Конвекционные течения в астеносфере увлекают плиты в стороны от оси срединных хребтов, а вдоль островных дуг и краин материков плиты океанической коры погружаются под кору материковую с наращиванием последней в обстановке сжатия и выделения тепла, а также подъема кремнезема, щелочей, водяных паров, обуславливающего андезитовый вулканизм, гранитизацию, складчатость и региональный метаморфизм. Концепция новой глобальной тектоники, опирающаяся на новые факты, полученные в последние десятилетия геологией и геофизикой, особенно в отношении океанов, завоевала большую популярность.

Одним из основоположников теории мобилизма на территории СССР был исследователь Лев Павлович Зоненшайн. Его идеи были подхвачены исследователями из других институтов – Ушаковым Сергеем Александровичем, Сорохтиным Олегом Георгиевичем, Юрием Михайловичем Пушаровским, Виктором Ефремовичем Хаиным, Городницким Александром Моисеевичем. Таким образом, новые идеи очень быстро стали распространяться на территории СССР.

Долгое время в геологии все равно господствовала теория фиксизма. *Фиксизм* – научное направление, концепция, исходящая из представлений о фиксированном, неизменном положении континентов на земной поверхности. Согласно концепции фиксизма, решающая роль в развитии отводится вертикальным движениям. В рамках фиксизма отрицаются положения о возможности крупных горизонтальных перемещений континентальных масс (составляющие основу противоположной концепции). Допускаются горизонтальные перемещения лишь небольших участков земной коры на незначительные расстояния – до нескольких десятков километров. Даже эти перемещения трактуются как результат воздействия вертикальных движений. Теория мобилизма стремилась изменить парадигму геологии.

Вывод

Вот почему так важно изучение и познание истории развития океанов и окраинных морей. Смена парадигмы в геологии – от фиксизма к мобилизму! От преобладания в истории развития Земли вертикальных движений к теории перемещения горизонтальных блоков – континентальных и океанических плит.

Лекция 2

Морфологические элементы океанов

2.1. Специфика изучения геологии океанов

Изучение геологии океанов имеет ряд специфических особенностей, которые отличают его от исследований на континентах. Дно океана представляет собой закрытый объект, изучение которого возможно только дистанционными методами или косвенным путем – сравнением простираний крупных геоморфологических объектов с последующей экстраполяцией данных наземной геологии в океан или через различного типа моделирование. Коренные породы большей части океанского ложа закрыты дважды – слоем воды и осадочным чехлом. Мощности того и другого слоя могут достигать многих тысяч метров. Для преодоления этих трудностей создано множество типов геофизической техники, которая дистанционным путем дает основной объем данных о строении океана.

2.2. Общие данные об океанах



Рис. 2.1. Океаны на карте мира

Существует 5 океанов (рис. 2.1): *Атлантический* – модельный океан, обладающий наиболее характерным для молодых океанов строением. Похожий на него, но имеющий свои особенности – *Индийский океан*. Он окружен окраинами континентов пассивного типа, в одном месте эта парадигма разрушается и там существует активная окраина. *Северно-Ледовитый океан* – один из самых молодых океанов, большая часть которого представлена корой континентального типа, а океаническая кора

распространена лишь в центральной части. *Южный океан* также относится к молодым океанам. Молодые океаны – это те, океаническая кора которых не древнее позднеюрской. К числу древних океанов относится *Тихий океан*, срединно-океанический хребет (СОХ) которого располагается в сильном смещении в сторону западной окраины американских континентов. Это объясняется тем, что он более древний и его строение относится к другому типу. Кора в нем тоже достаточно молодая, не древнее среднеюрской. Более древние части океанической коры погрузились в зону субдукции.

Мировой океан занимает более 70% территории Земли. Общепринято, что он состоит из Тихого, Индийского, Атлантического и Северно-Ледовитого океанов. Выделяют Южный океан, который омывает Антарктиду.

Океан - это огромная впадина планетарного масштаба со сложным рельефом, которая имеет кору океанического типа и заполнена соленой водой.

Основное пространство дна Мирового океана с преобладающими глубинами более 3000 м, простирающееся от подводной окраины материка в глубь океана, называют *ложем океана*. Это очень крупная, одного порядка с материками, отрицательная форма рельефа планеты.

Морфология дна океана

Основными морфоструктурными элементами дна являются подводные окраины материков и ложе Мирового океана.

Подводные окраины материков или переходные зоны в зависимости от особенностей рельефа и геологического строения делят на два типа – пассивные и активные. Первые включают шельф (континентальную отмель), склон и континентальное подножье. Вторые построены сложнее, их рельеф включает островные дуги, отмель, склон и глубоководные желоба. Протяженность подводных окраин составляет примерно 350 тыс. км.

2.3. Границы между литосферными плитами

Одни литосферные плиты граничат между собою по срединно-океаническому хребту, другие граничат по зонам субдукции, окаймляющими океаны и приближающимися к ним плитами со стороны океана. Это зоны, где одна плита погружается под другую. Глядя на эту карту (рис. 2.2) видно, что в Атлантическом океане наблюдаются тектонические движения раздвига (СОХ), по бокам будут возникать окраины пассивного типа. Такие окраины представлены в пределах Атлантики и Индийского океана. Формирование рифтовой впадины и раздвигание плит в разные стороны – это *дивергентная граница*.

На окраинах Америки наблюдаются другие структурные элементы. Один элемент, продвигаясь к другому, погружается в зону субдукции, а над ним возникает

вулканический очаг. Это **конвергентная граница**. Кроме того, внутри СОХ могут наблюдаться движения одной плиты по отношению к другой. Это затрагивает не только рифтовую впадину, но и окаймляющую структуру. Спрединг сильно диктует, как будут формироваться осадки внутри океанов. Окраины Тихого океана окружены конвергентными границами. Океанические плиты погружаются под континентальные плиты. Такое продвижение связано с тем, что погружающаяся плита начинает плавиться, переходя из астеносферы в мантию, импульсы способствуют возникновению континентального магматизма. Внутри СОХ наблюдается движение плит в сторону относительно друг друга. Одна плита движется в противоположную сторону – это трансформные разломы. Наибольшее их количество наблюдается на территории северной части Атлантики.

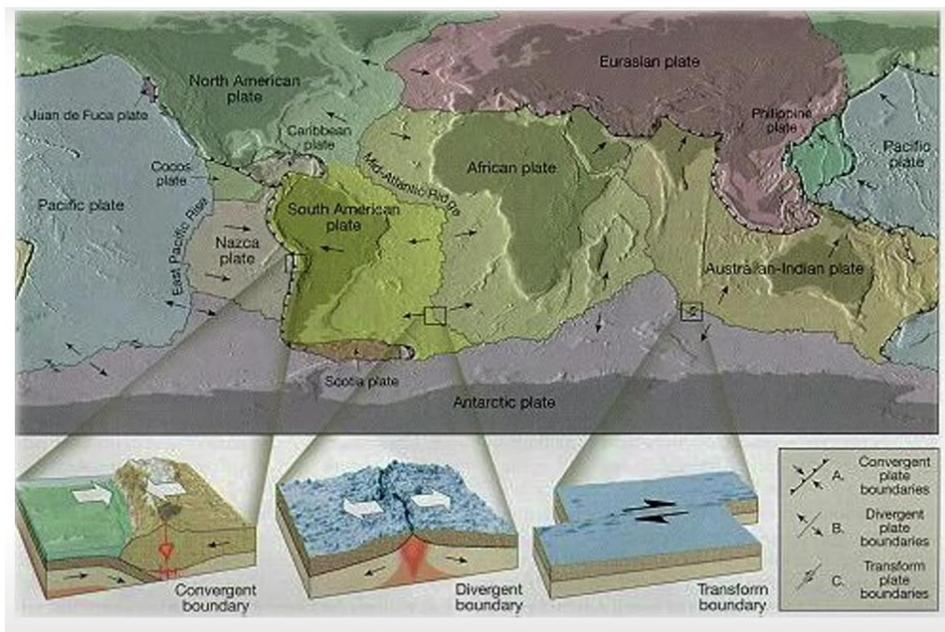


Рис. 2.2. Границы между литосферными плитами

2.4. Участки океанического дна

Со всеми границами и переходами континента к океану существуют свои участки океанического дна.

Континентальные отмель и склон

Самой близкой к континенту зоной является **континентальная отмель (шельф)** занимает около 8,6% площади океана. Ширина ее различна и составляет от нескольких десятков до 1000 км. Средняя глубина – 130 м, максимальная может превышать 500 м. Средний уклон дна – 7-10°.

Континентальный склон представляет собой высокий (до нескольких тыс. м) уступ, с уклонами 3-6° (местами до 30°- 40°), верхняя граница которого совпадает с краем шельфа (глубина 150-200 м). Склоны пассивных окраин могут быть осложнены

террасами, уступами, краевыми плато и каньонами. У основания континентального склона обычно расположены конусы выноса, аккумулятивные шлейфы.

Пассивные окраины

Пассивные континентальные окраины представлены на (рис. 2.3). Активная магматическая и тектоническая жизнь связана с срединной частью океана. Блок континентальной коры и расположенный на его окраине континентальный шельф, далее континентальный склон и континентальное подножие. Далее переход от континентальной коры к океанической – ложе океана (абиссальная котловина).



Рис. 2.3. Пассивная континентальная кора

Биоэкономические зоны океана

Шельфу соответствует литораль, сублитораль, литораль, которые периодически затопляются океаном. Затем переход от шельфа к континентальному склону характеризуется эпипатиальной и батипатиальной зонами – области очень больших скоростей осадконакопления. Далее расположены континентальное подножие и ложе мирового океана с большими глубинами. Для разных зон характерны разные осадки.

Там, где океан окружен пассивными окраинами, активная магматическая и тектоническая жизнь связана со срединно-океаническим хребтом. Континентальный шельф, склон, ложе океана – относительно спокойные. Движения связаны со срединно-океаническим хребтом.

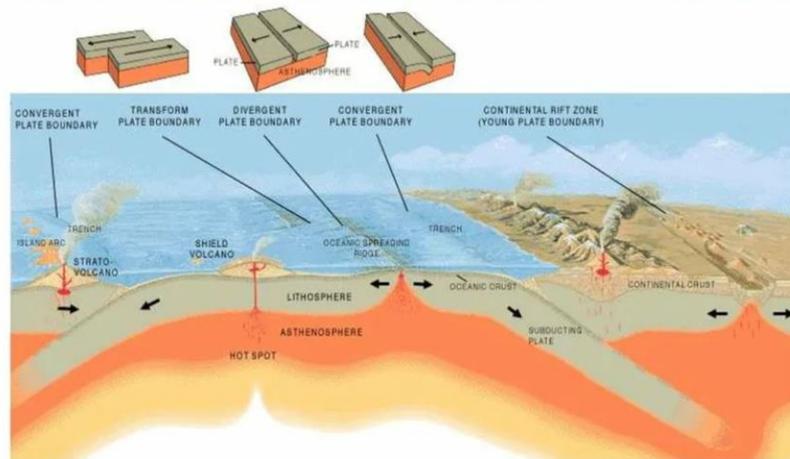
Континентальное подножие

Аккумулятивный шлейф у подножия континентального склона, сформированный слившимися конусами выноса и шлейфами (фанями), образованными суспензионными потоками, обвалами, оползнями в сочетании с осадчением взвеси. Основные типы границ плит: дивергентные (границы расхождения), конвергентные (границы схождения) и трансформные.

2.5. Конвергентные, дивергентные и трансформные границы

Конвергентная граница – граница между двумя сходящимися литосферными плитами (рис. 2.4, 2.5). В океане выражены, например, системой глубоководный желоб-островная дуга-крайнее море (активная западно-тихоокеанского типа). Или окраина Андийского типа (океаническая кора погружается под континентальную, нет скоплений островов, глубоководный желоб и погружающуюся океаническую кору под континентальную. В пределах Анд наблюдаются активные землетрясения и излияние лавовых потоков.

Типы границ плит. А — дивергентная (срединно-океанский хребет); **б** — конвергентная (зона субдукции); **в** — трансформная.



(Simkin et al., 1994)

Рис. 2.4. Типы границ плит

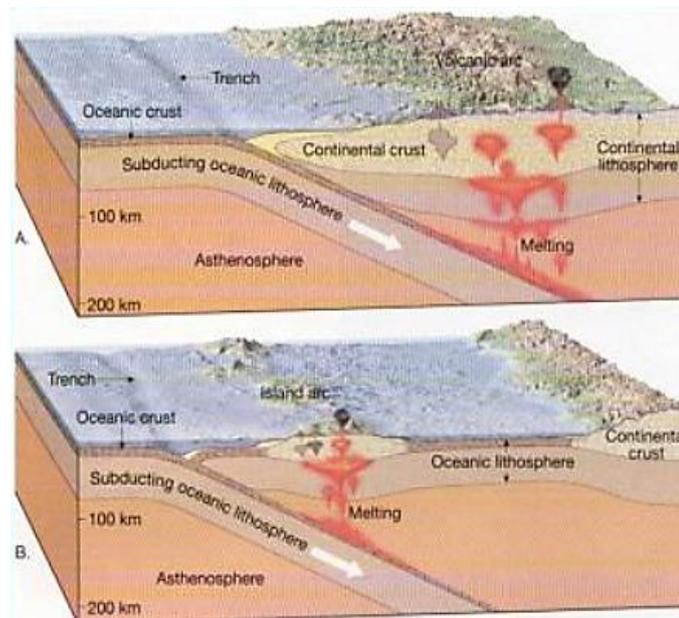


Рис. 2.5. Конвергентная граница

Дивергентная граница - граница между двумя расходящимися литосферными плитами (рис. 2.6). В океане выражены срединно-океаническими хребтами, которые в зависимости от скорости спрединга, имеют различную морфологию.

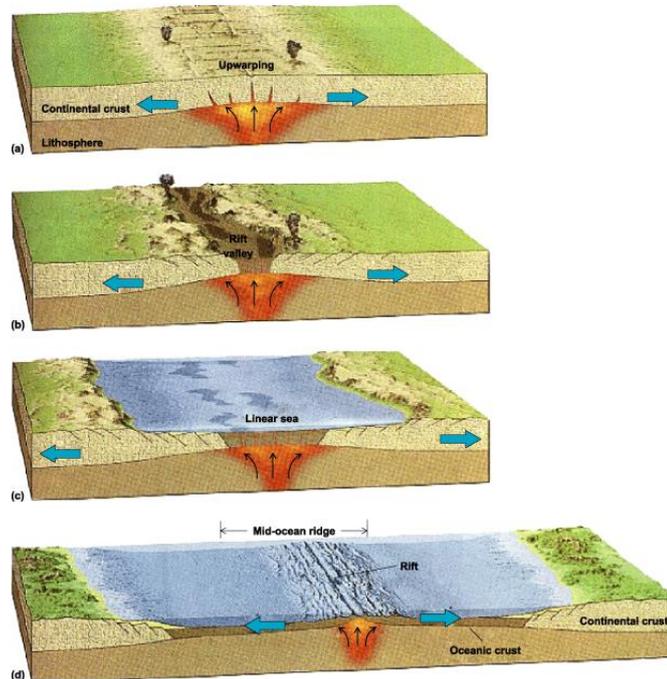


Рис. 2.6. Дивергентная граница

Сначала первая стадия заложения – формирование рифтовой впадины. Далее расширение рифта, а затем вместе с его расширением и вместе с магмой, которая несет в себе огромное количество водных паров, начинает формироваться молодой океанический бассейн. Сначала узкий, а затем – молодой океан со своим срединно-океаническим хребтом.

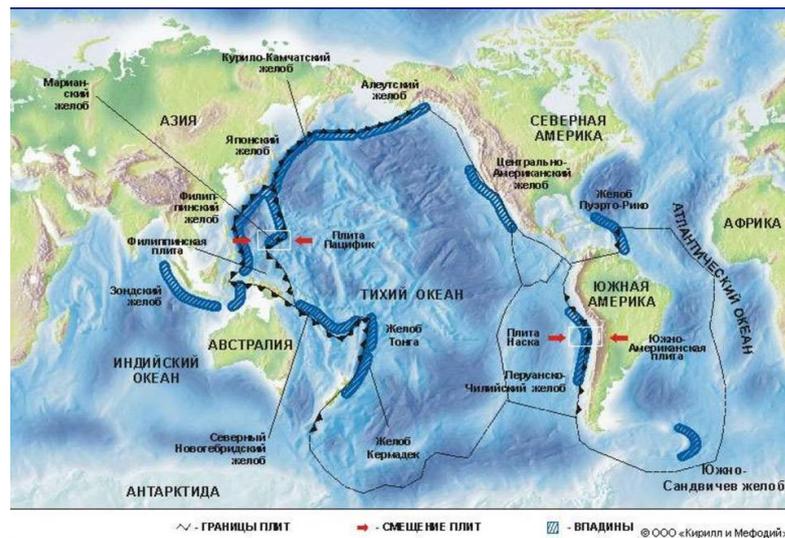


Рис. 2.7. Океанические глубоководные желоба

Конвергентная окраина, глубоководные желоба окаймляют западно-тихоокеанскую окраину (рис.2.7).

Трансформная граница – граница скольжения между двумя литосферными плитами (рис. 2.8). В океане выражены в срединно-океанических хребтах с невысокой скоростью спрединга в активных частях трансформных разломов. Наиболее активная часть в срединной части разломов.

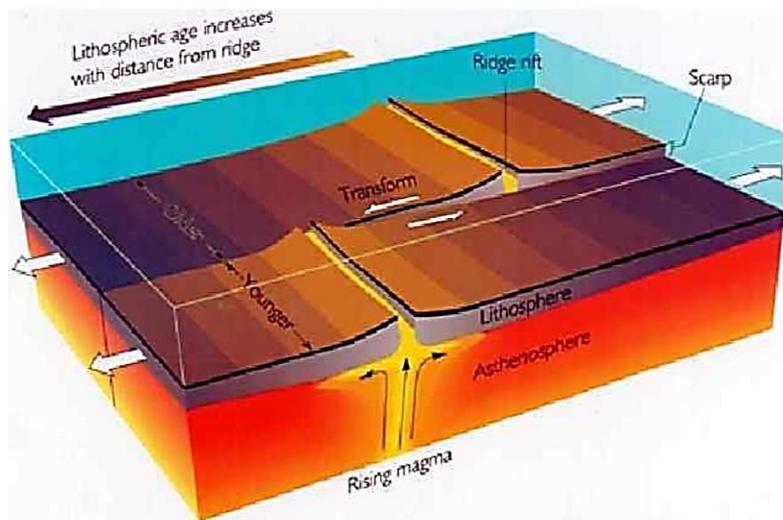


Рис. 2.8. Трансформная граница

Склоны активных окраин – более крутые и их высота может достигать 5-7 км, иногда до 10 км (Марианский желоб). Они осложнены продольными хребтами, ступенями, крупными оползневыми телами и уступами. У основания континентального склона пассивных окраин расположено континентальное подножие – аккумулятивное тело, которое было сформировано слившимися конусами выноса и шлейфами суспензионных потоков, обвалами, оползнями в сочетании с абиссальным (глубоководным) осадконакоплением. В рельефе он представляет собой полого накопленные поверхности в сторону океана.

Желоб устроен сложно, с ним связаны большие глубины океана, крутой континентальный склон, низкий пологий склон со стороны желоба.

Ложе океана

Основное пространство дна Мирового океана с преобладающими глубинами более 3000 м называют ложем океана. Его наиболее древние части имеют доказанный позднеюрский возраст. Площадь ложа океана занимает 70 % дна Мирового океана и около 50% площади Земли. Типичные глубины – 4000-5000 м. В ложе включаются срединно-океанические хребты и глубоководные котловины, осложненные многочисленными горами, депрессиями и пр.

2.6. Океаническая кора

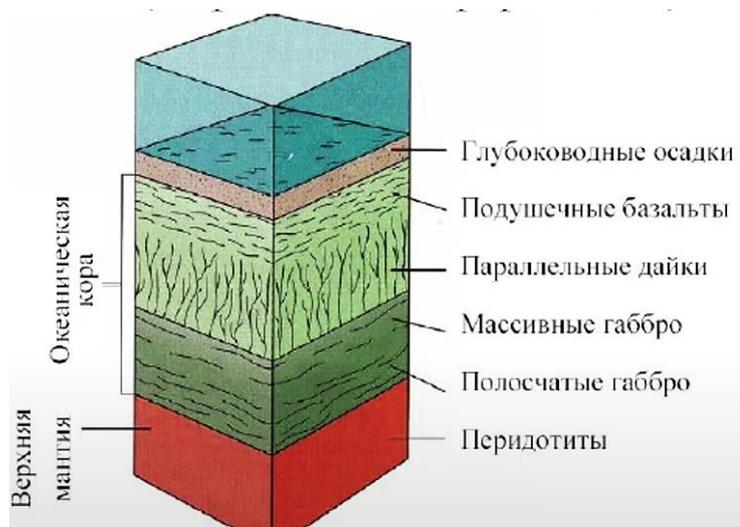


Рис. 2.9. Разрез океанической коры

Ложе океана – кора океанического типа. Она состоит из нескольких слоев. Начальная часть – древняя – основные породы, ультраосновные – перидотиты, габбро. Далее следует комплекс параллельных даек. Далее, когда дайки улучшили выход основной массы расплава на поверхность, начинают формироваться подушечные базальты, которые характерны для участков только что сформировавшихся горно-складчатых сооружений. Далее кора заканчивается и на ней накапливается осадочный чехол океана. В природе никогда не находят полного разреза коры океанического типа. Находят только фрагменты, которые называются офиолитами (рис. 2.9).

На рис. 2.10. представлена часть известняков с прослоями и стяжениями кремней, которые лежат на основных породах – фрагмент завершающий формирование океанической коры, и это уже ее чехол.



Рис. 2.10. Известняки с прослоями и стяжениями кремней – компонент осадочного чехла океанической коры (о.Маю, Острова Зеленого Мыса). Фото – Мазаровича А.О.

Пиллоу-лавы (базальты), самый молодой член коры океанического типа, острова Зеленого Мыса. Мы видим «подушки», которые формируют океаническую кору.



Рис. 2.10. Пиллоу-лавы (базальты) океанической коры о. Сантьягу, острова Зеленого Мыса. Фото-Мазаровича А.О.



Рис. 2.11. Габбро и полосчатые габбро

Самая нижняя часть океанической коры (рис. 2.12). Породы сильно метаморфизованы, имеют полосчатую структуру. Это те самые габбро, которые представлены на рис. 2.11.

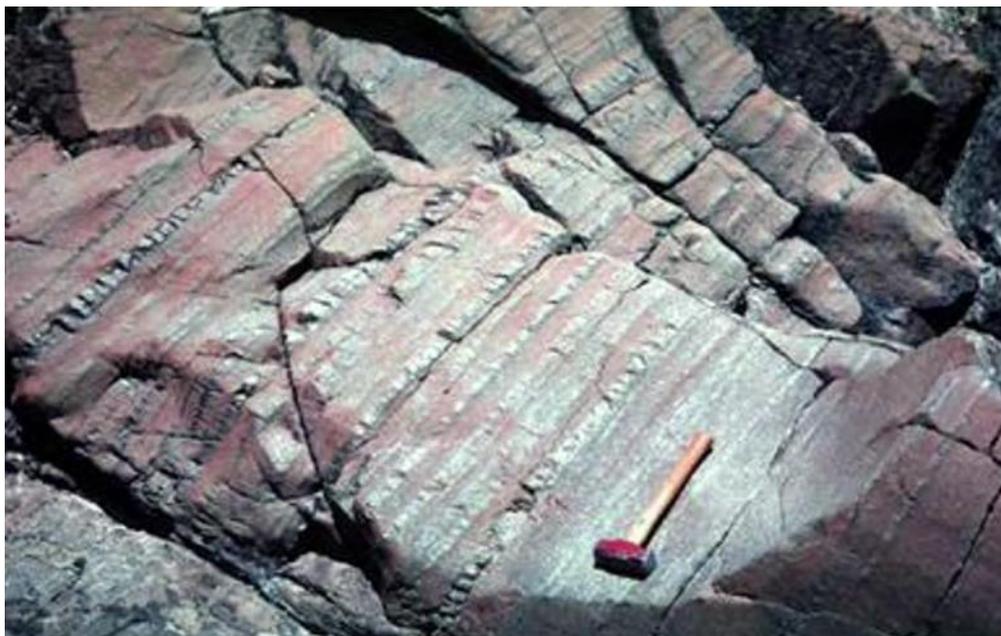


Рис. 2.12. Ультраосновные породы

На рис. 2.13. представлен фрагмент срединно-океанического хребта, который выходит над поверхностью воды



Рис. 2.13. Срединно-океанические хребты

Лекция 3

Срединно-океанические хребты

3.1. Повторение предыдущего материала

На прошлой лекции была рассмотрена история изучения океана. Вся существующая парадигма формирования Земли была сделана, благодаря изучению океанического дна. Были рассмотрены морфологические элементы перехода континента к океану.

Континентальный шельф и склон

Континентальная отмель (шельф) занимает около 8,6% площади океана. Ширина составляет от нескольких десятков до 1000 км. Средняя глубина – 130 м, максимальная может превышать 500 м. Средний уклон дна – 7-10°.

Континентальный склон представляет собой высокий (до нескольких тыс. м) уступ, с уклонами 3-6° (местами до 30-40°), верхняя граница которого совпадает с краем шельфа (глубина 150-200м). Склоны пассивных окраин могут быть осложнены террасами, уступами, краевыми плато и каньонами. У основания континентального склона обычно расположены конусы выноса, аккумулятивные шлейфы.

На предыдущей лекции также рассмотрели, как переходы от континента к океану устроены в разных режимах. Существуют пассивные окраины континентов (рис. 3.1), которые содержат в себе такие элементы, как континентальный шельф, континентальный склон и континентальное подножие, внутри которого осуществляется переход континентальной коры к океанической.



Рис. 3.1. Пассивная окраина континента

Рассмотрели те осадочные системы, которые формируются на пассивных окраинах (рис. 3.2).

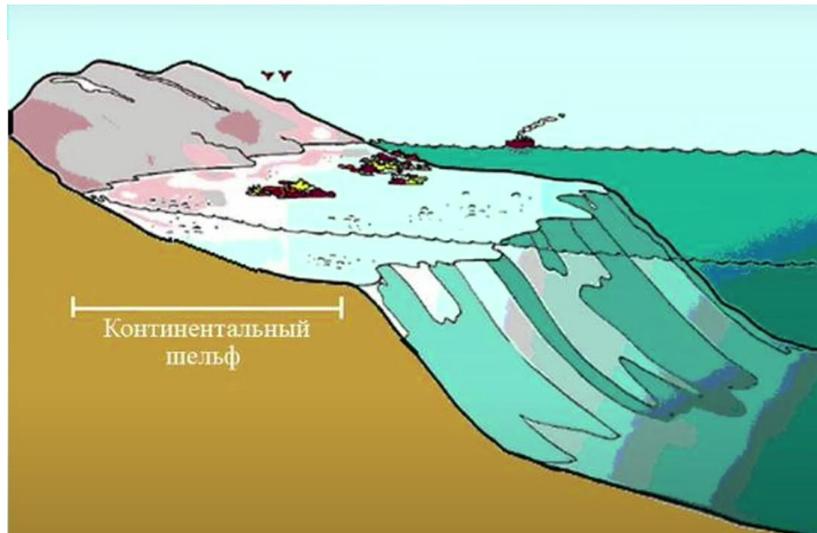


Рис. 3.2. Континентальный шельф

Континентальное подножие

Континентальное подножие (материковое подножие) – внешняя часть континентальной окраины, расположенная между континентальным склоном и ложем океана. Представляет собой полого наклоненный в сторону океана аккумулятивный шлейф, образовавшийся в результате накопления обломочного материала при размыве континента. Континентальное подножие постепенно погружается от континентального склона в океан с глубины 2,5-3 км до 5-5,5 км. Ширина 200-300 км. Мощность осадков на континентальном подножии – 2-5 км и более.

Рассмотрели, как устроена пассивная окраина и какие осадочные системы к ней приурочены (рис. 3.3).

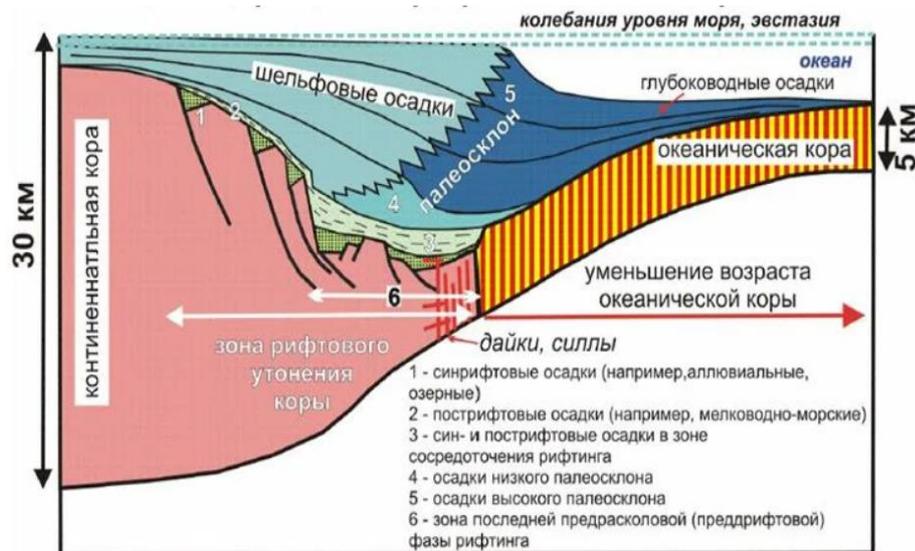


Рис. 3.3. Идеализированный разрез пассивной окраины

Рассмотрели, как устроена активная окраина (рис. 3.4). Активная окраина устроена гораздо сложнее, в ней большее количество морфологических элементов, не только шельф, континентальный склон и подножие, но еще и абиссальная равнина, обладающая корой океанического типа, океанические желоба, которые окаймляют активные окраины континентов или окружают по периметру океанические дуги, отчленяющие от материка окраинные моря. Кроме того, в океанах существует ложе океана, которая обладает соответствующим рельефом и содержит в составе сложные морфологические элементы. Это касается и молодых океанов, где существуют срединно-океанические хребты, где континентальная окраина преимущественно пассивная, и древних океанов, таких как Тихий, окружен активными окраинами, не имеет традиционного СОХ.

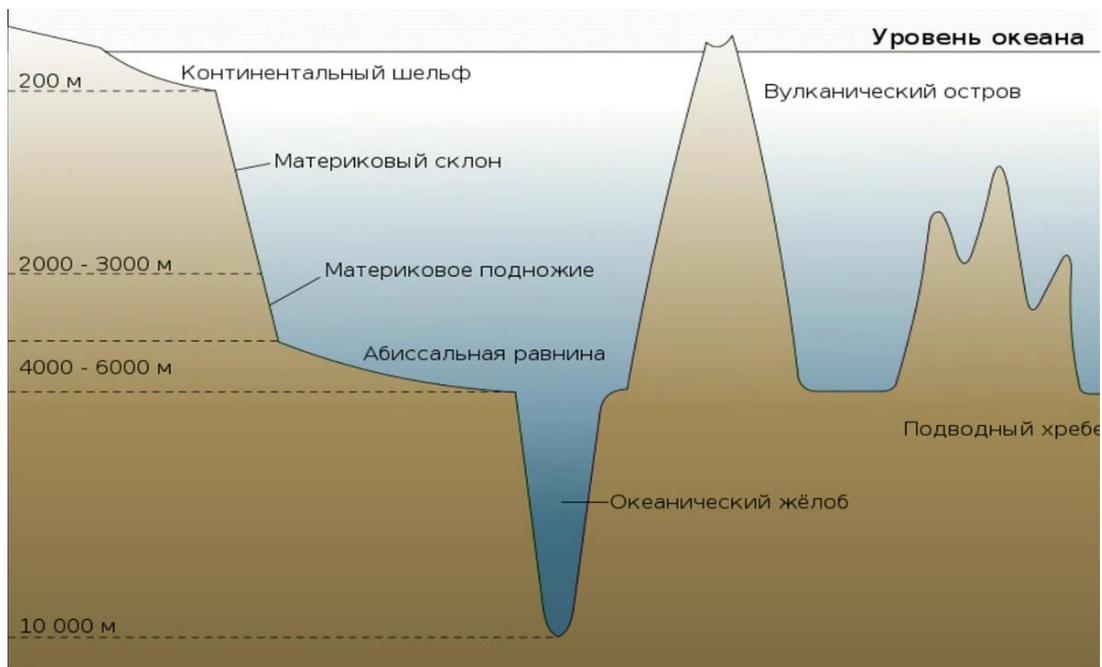


Рис. 3.4. Строение активных окраин

3.2. Срединно-океанические хребты (СОХ)

СОХ имеют протяженность порядка 60000-70000 км.

1. Ширина может изменяться от 1000 до 4000 км.
2. Превышение над котловинами достигает 1500-3000 м

Они занимают около 17% площади Мирового океана. СОХ протягиваются непрерывной цепью от шельфа до моря Лаптевых (хребт Гаккеля) в СЛО на юг осевой части Атлантического океана (САХ).

Срединно-океанические хребты – общепланетарная протяженностью около 70 тыс. км система океанических гор, равной которой на континентах нет. В районе острова

Буве (Африкано-Антарктический хребет на восток-северо-восток) Индийский океана, примерно в его центре хребет разделяется на две ветви (рис. 3.5, 3.6). Первая протягивается на север в сторону Аравийского полуострова. Ее продолжением считают структуры Аденского залива и Красного моря. Вторая уходит в сторону Тихого океана и уже в его пределах выражена так называемым Восточно-Тихоокеанским поднятием (ВТП).



Рис. 3.5. Срединно-океанические хребты

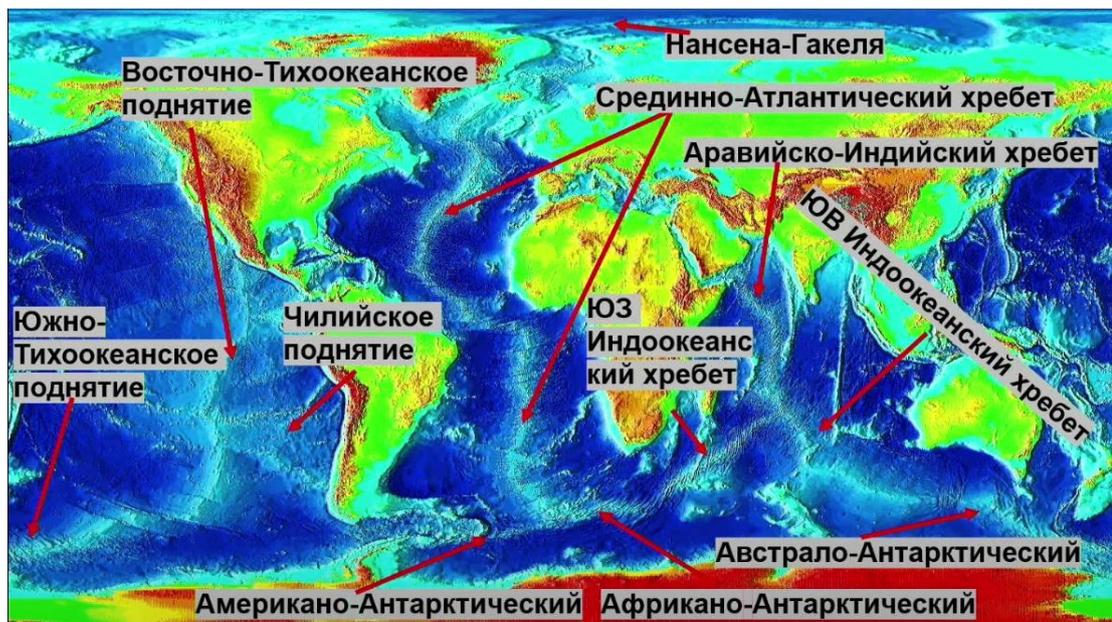


Рис. 3.6. Расположение СОХ

К мировой рифтовой системе относят также хребет Хуан-де-Фука (рис. 3.7), расположенный в С-В Тихого океана около побережья Западной Канады. Он соединяется с ВТП по трансформному разлому Сан-Андреас.

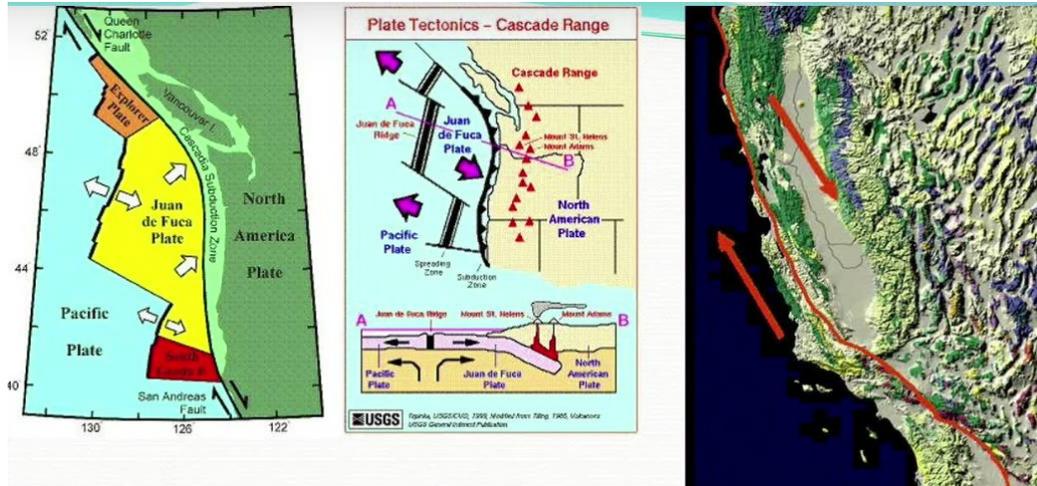


Рис. 3.7. хребет Хуан-де-Фука

Протяженность СОХ порядка 60 000 км. Ширина – от 1000 до 4000 км. Превышение над близлежащими котловинами 2000-3000 м. Занимает около 17% площади Мирового

Океаническая рифтовая система – непрерывная подводная система рифтовых долин, смещенная трансформными разломами (рис. 3.8). Она расположена в осевой части СОХ и характеризуется повышенной сейсмичностью и активным магматизмом основного состава. В ней происходит образование новой океанической коры.

На рис. 3.8. представлена схема, на которой показано, как устроен СОХ в Атлантике. Он действительно является срединным, его плечи построены по одному типу. Рифтовая долина сменяется склонами океанического хребта, которые сменяются абиссальными равнинами, и по приближению к континенту, глубина постепенно уменьшается и кора океаническая переходит в кору континентальную.

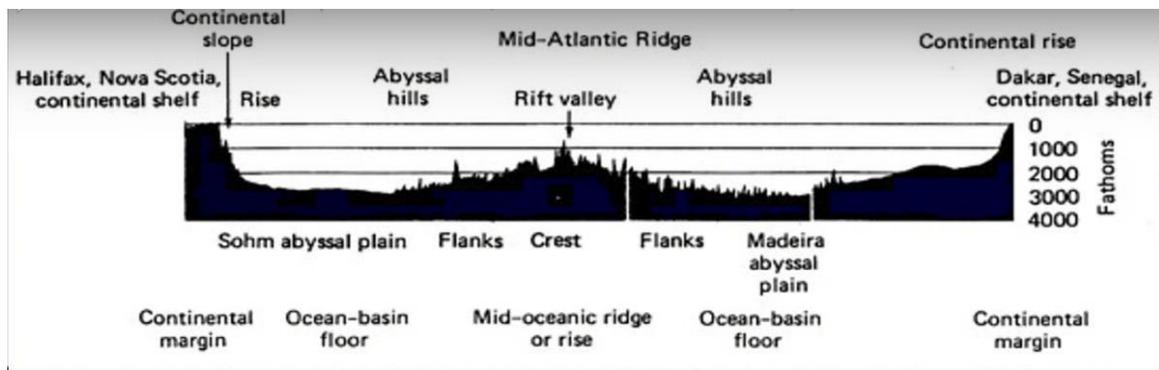


Рис. 3.8. Срединно-океанический хребет Атлантического океана

На рис. 3.9. представлена цветная схема срединно-океанического хребта.

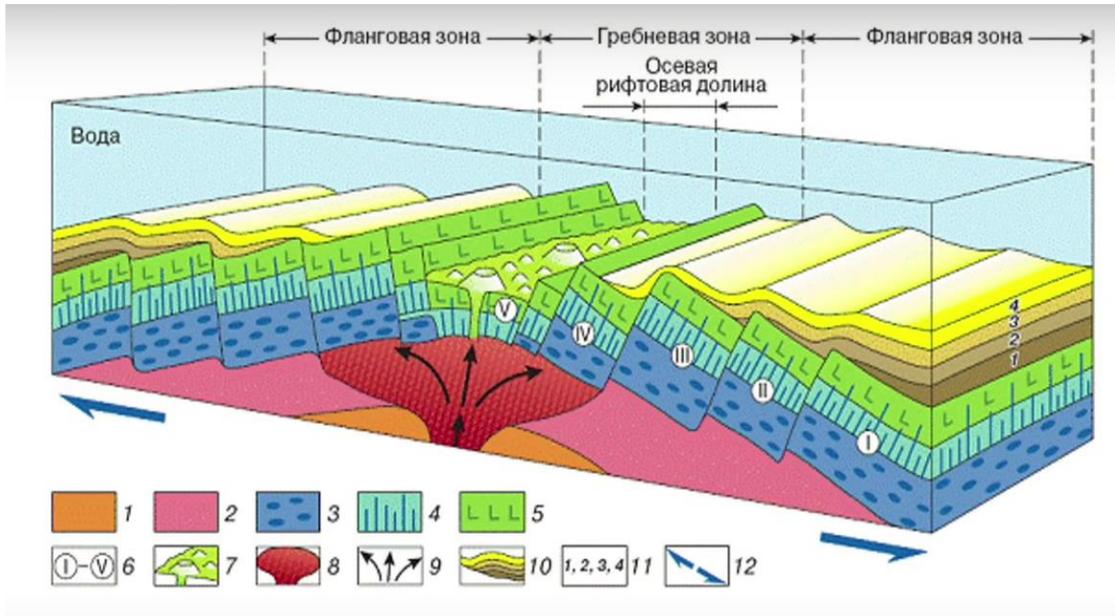


Рис. 3.9. Блок-диаграмма строения фрагмента внутриокеанского срединного пояса. 1-астеносфера, 2-7-разновозрастные комплексы ультраосновных и основных пород океанской коры, 2-ультраосновные породы, образовавшиеся из нижней части магматического очага (кумулятивный комплекс), 3-существенно основные породы (габброиды), образовавшиеся из верхней части магматического очага, 4-комплекс параллельных базальтовых даек, 5-комплекс базальтовых лав, частично пронизанных дайками, 6-возрастные генерации океанской коры, соответствующие разным стадиям спрединга, 7-ограниченное сбросами дно осевой рифтовой долины, сложенное базальтовыми лавами с подводными вулканическими аппаратами, 8-близповерхностный магматический очаг с расплавом основного состава в верхней части и ультраосновного в нижней, 9-конвективные течения магмы в очаге, 10-толща океанских осадков, 11-разновозрастные стратиграфические комплексы океанских осадков, 12-направления, по которым происходит расширение океанской коры на флангах срединного пояса

3.2. Основные особенности строения срединных океанических хребтов с различными скоростями растяжения

Срединно-океанические хребты отличаются друг от друга даже в пределах одного океана какими-то чертами. Одно из различий – скорость спрединга, способствующая формированию молодой коры внутри океана.

Скорости спрединга

- Медленна 1-4 (5) см/год

- Средняя 5-8 (9) см/год
- Быстрая 8 (9)-12 см/год
- Ультрабыстрая 12-16 см/год

На рис. 3.10. показаны профили через хребты с различными скоростями растяжения.

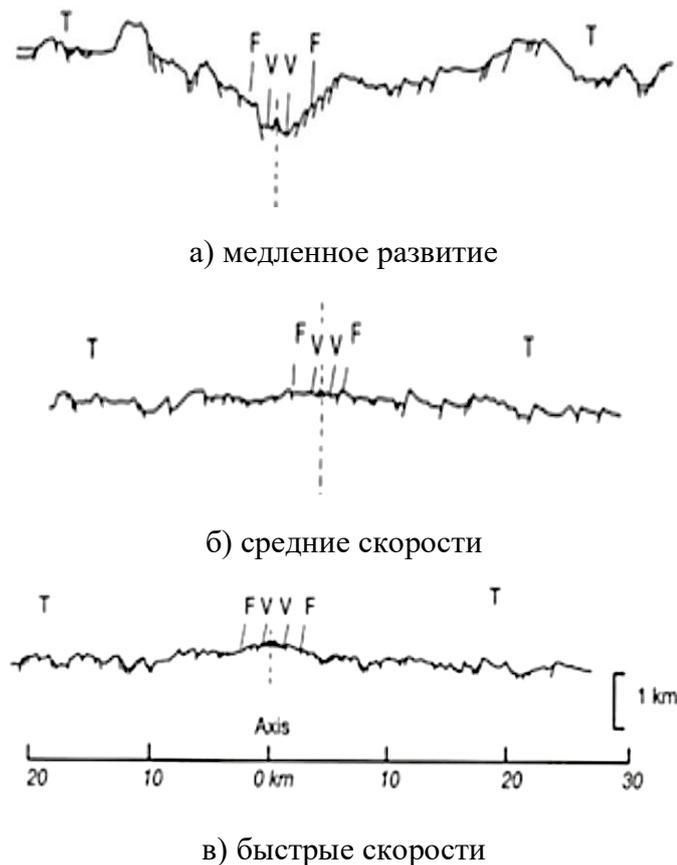


Рис. 3.10. Профили через хребты с различными скоростями растяжения

При медленном развитии формируется ярко-выраженная срединная рифтовая долина, которая заполнена базальтами и ультрабазальтами. При средних скоростях рифтовая долина быстро заполняется продуктами извержения в зоне спрединга и приобретает выровненный рельеф. При быстрой скорости формирования может вырасти целая серия или один крупный хребет (рис. 3.10).

3.3. Хребты с медленной скоростью растяжения 1-4 (5) см/год

Наиболее различающиеся хребты между собой – это медленноспрединговые хребты. *Медленноспрединговый хребет* – СОХ, который формируется при невысоких скоростях.

1. Протяженное поднятие
2. Расчлененный рельеф

3. Вдоль осевой части – рифтовая долина разного провила
4. Ширина от 10 до 50 км

Превышение рельефа от 500 до 2000 м.

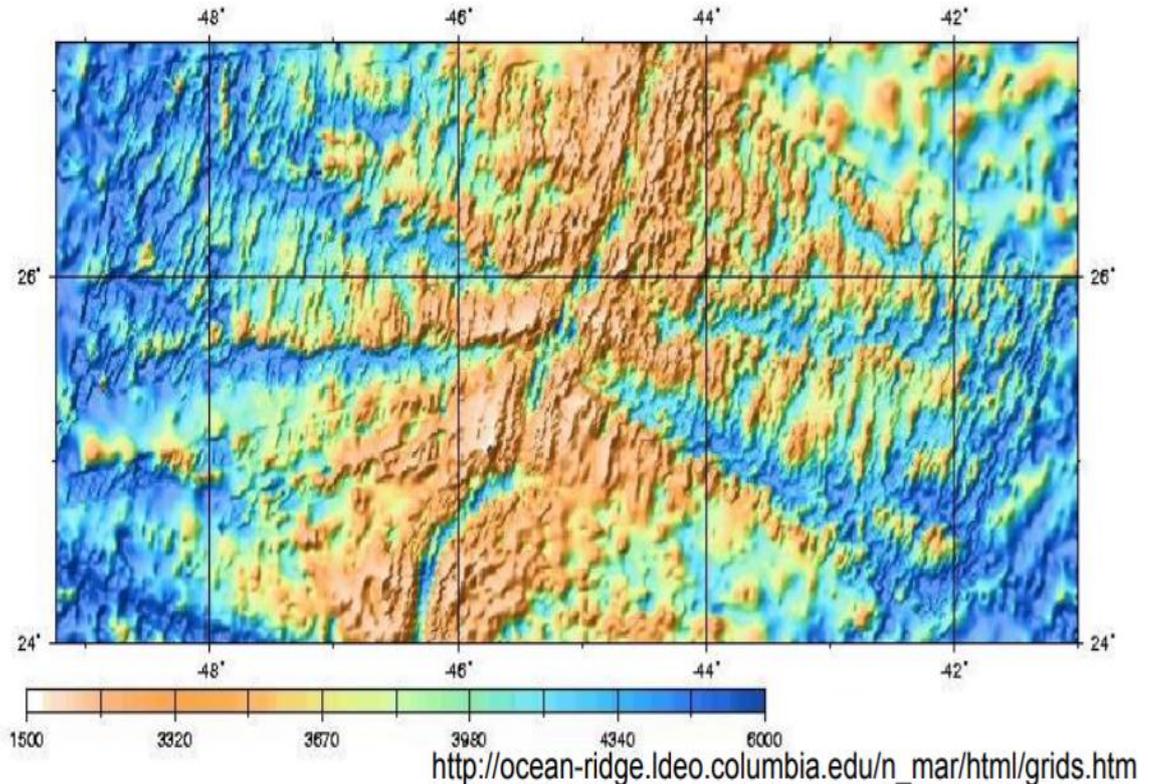


Рис. 3.11. Срединно-Атлантический медленно спрединговый хребет

На снимке отчетливо видна рифтовая долина (рис. 3.11), располагающаяся в центральной части спредингового хребта, и в боковых частях видна серия трансформных разломов, разделяющих хребет на сегменты. Глубины, на которые погружен хребет, сильно различаются по своим значениям. На флангах они больше, в срединных частях они становятся гораздо меньше.

Рифтовая долина

Как устроена рифтовая долина медленно-спредингового хребта? Осадочный чехол отсутствует. Склоны имеют ступенчатый характер, что связано с формированием сбросов (рис. 3.12). В основании склонов или отдельных ступеней – осыпные образования. Коренные породы представлены – базальтами, габбро или гипербазитами, часто серпентинизированными. С осевой частью рифтовой долины связана интенсивная положительная магнитная аномалия, повышенные тепловой поток и сейсмичность.

1. Грабен симметрично-асимметричный расположен в осевой части СОХ.
2. Плечи – рифтовые горы.

3. Протяженность – многие сотни миль при ширине до нескольких десятков миль. Амплитуды рельефа могут достигать 300 м.

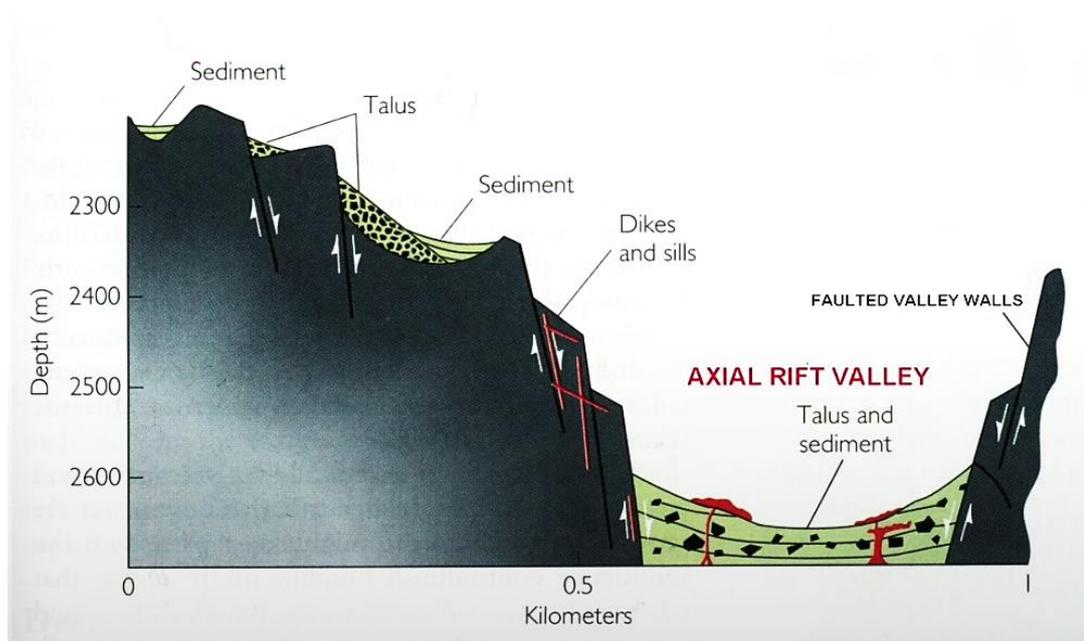


Рис. 3.12. Рифтовая долина

Внутри рифтовой долины дно относительно ровное, внутри линейно расположенные вулканы, которые являются очагами формирования новых порций океанической коры (рис. 3.13). Осложнено все линейными или изометричными депрессиями, которые расположены субпараллельно оси или под углами. Продольные и поперечные уступы, открытые трещины усложняют строение рифтовой долины.

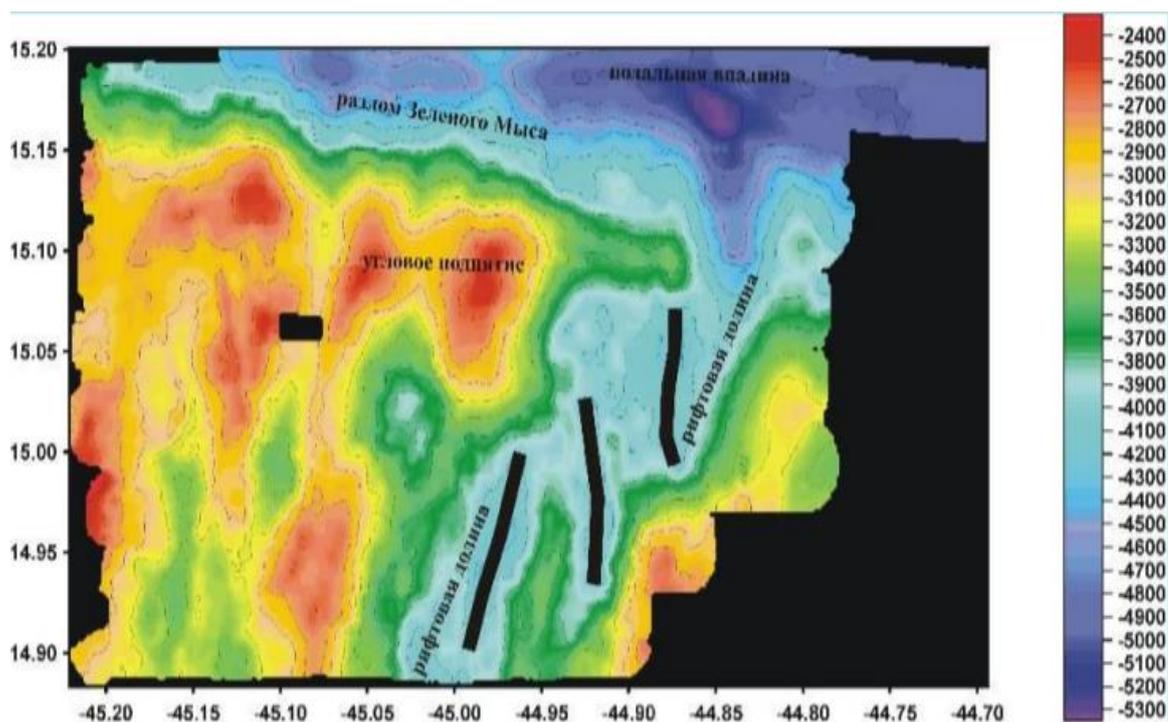


Рис. 3.13. Рифтовые долины

Поскольку срединно-океанический хребет медленно-спрединговый, но все-таки спрединг существует, то более ранние стадии рифтовой долины постепенно уступают место молодым породам, а сами они отодвигаются на фланги, в сторону окружающих океан континентов (рис. 3.14). В древних долинах, разделенных поднятиями, начинают формироваться осадки подводно-оползневого характера в начале их формирования, а затем, когда они достаточно заполняются осадками большой мощности, здесь могут формироваться и карбонатные отложения.

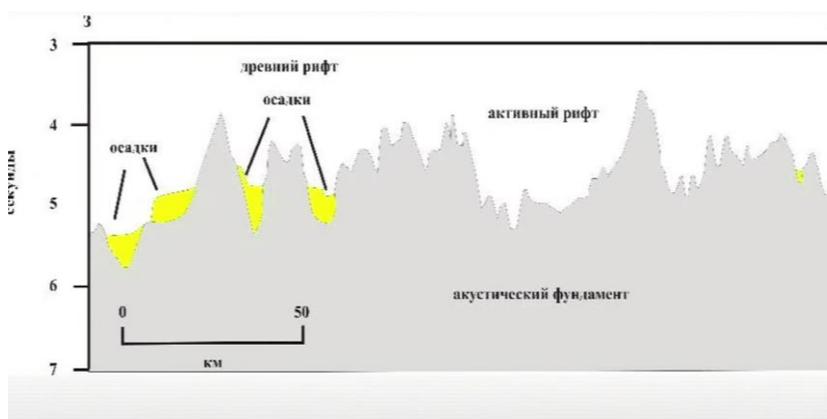


Рис. 3.14. Рифтовая долина

Медленно-спрединговый хребет – Срединно-Атлантический хребет, располагающийся близко к экваториальной части (рис. 3.15). Это разлом Богданова, который разделяет разные сегменты рифтовой впадины, и разлом Сьерра-Леоне,

который не такой мощный, как разлом Богданова. Сегменты рифтовой долины смещены один по отношению к другому по разлому, разбивающему его на отдельные сегменты.

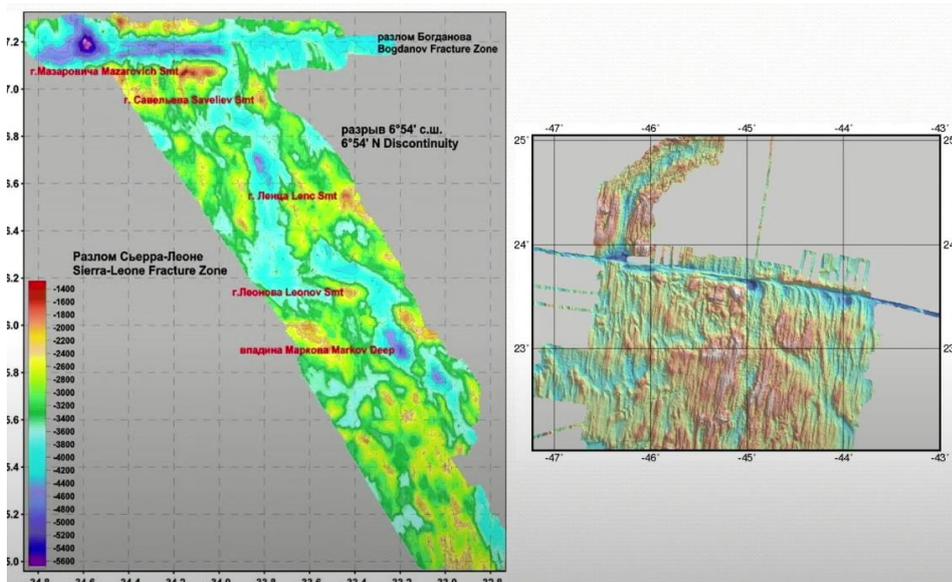


Рис. 3.15. Медленно-спрединговый хребет – Срединно-Атлантический хребет (5° с.ш. и 25° с.ш)

Для медленного типа хребтов характерен сложный рельеф как вкост рифтовой долины, так и поперек. В рифтовой зоне присутствует неовулканическая зона. **Неовулканический хребет** – узкая (до 5 км) и протяженная (десятки км) положительная форма рельефа на дне рифтовой долины, которая может иметь высоту до 600 м. Формируется трещинными излияниями базальтов (рис. 3.16). Вершина слагается свежими стекловатыми базальтами, а основание – измененными базальтами с осадочными породами.

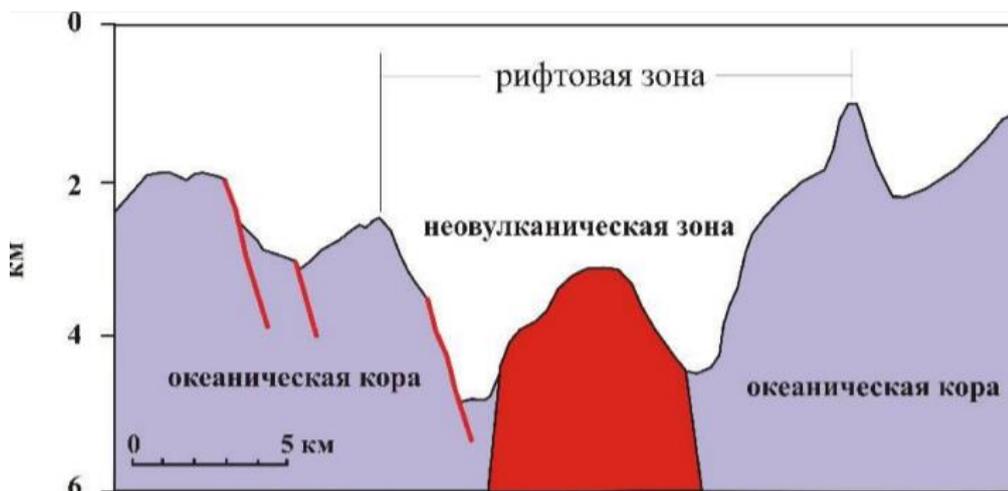


Рис. 3.16. Неовулканический хребет

Внутри зоны могут присутствовать впадины. Норальная впадина – депрессия дна океана, которая расположена в районе сочленения крупных разломных зон и рифтов срединно-океанических хребтов. Эти формы рельефа океанического дна представляют собой очень глубокие (до 6000м) впадины, иногда разделенные на несколько отдельных депрессий неовулканическими хребтами (Sleep, 1970).

3.4. Хребты со средней скоростью растяжения (5-8 см/год)

Хребты со средней скоростью растяжения (5-8 см/год) имеют многие черты сходства с медленносрединговыми, однако отличаются меньшей контрастностью рельефа. Рифтовая долина имеет превышение в 50-200 м. Неовулканическая зона имеет значительную протяженность. Извержения происходят через каждые 300-600 лет. Характерными примерами могут быть Галапагосский хребет и наиболее северная часть Восточно-Тихоокеанского поднятия. Профиль осевой части Галапагосского хребта, рифтовая долина вдоль осевой зоны, превышение 50-200 м, сглаженный рельеф.

Хребты со средней скоростью растяжения (5-8 см/год) – сходны с медленно спрединговыми, отличаются меньшей контрастностью рельефа.

1. Рифтовая долина имеет превышение в 50-200 м
2. Сглаженный рельеф
3. Неовулканическая зона имеет значительную протяженность
4. Частота извержений – 300-600 лет
5. Пример – Галапагосские острова (рис. 3.17)



Рис. 3.17. Профиль осевой части Галапагосского хребта

Галапагосские острова – группа из 13 крупных и множества мелких островов в Тихом океане, близ экватора, на расстоянии около 1000 км к западу от Южной Америки. Общая площадь 7,8 тысяч км².

В тектоническом плане Галапагосские острова приурочены к области – ось спрединга пересекается со смещением по трансформному разлому. Над горячей точкой в мантии.

3.5. Хребты с высокой скоростью растяжения (8-16 см/год)

Быстросрединговый хребет – 8(9)-12 см/год, ультрабыстрый (12-16 см/год).

В рельефе-широкое, пологое поднятие океанического дна, со сглаженным рельефом, имеет в осевой части горстоподобное поднятие.

Он отличается:

1. Частыми (каждые 50 лет) извержениями
2. Наличием магматической камеры, которая устанавливается сейсмическими методами
3. Формированием продвигающихся навстречу друг другу центров спрединга

Примеры: Восточно-Тихоокеанское поднятие

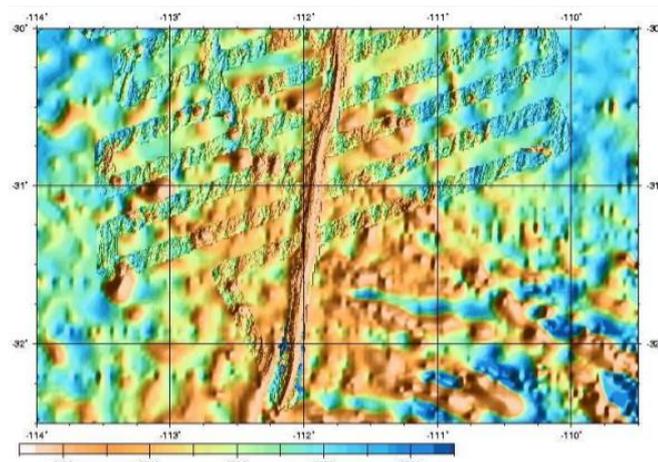


Рис. 3.18. Восточно-Тихоокеанское поднятие

Отчетливо видно осевое поднятие (рис. 3.18).

Восточно-Тихоокеанское поднятие – более точный смысловой перевод «области формирования новых порций океанической коры, которые продвигаются субпараллельно навстречу друг другу (рис. 3.19).

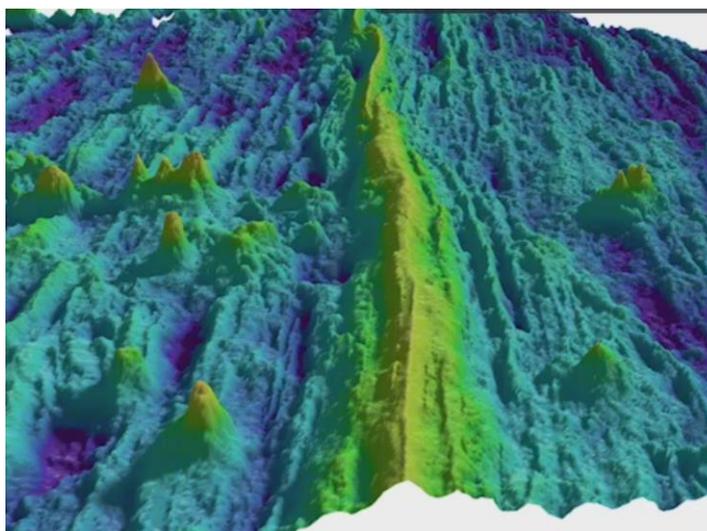


Рис. 3.19. Восточно-Тихоокеанское поднятие

Точки тройного сочленения

В мировом океане есть ряд районов, в которых происходит соединение СОХ – это, так называемые, точки тройного сочленения. Это области на поверхности Земли, где соединяются границы трех различных плит. Синонимы:

Точка тройного сочленения, тройное сочленение, тройная точка

Примеры: Буве (Атлантический океан) – открыта и изучена в ходе италяно-русских экспедиций на НИС «Академик Николай Страхов» и «Геленджик» и Родригес (Индийский океан), детально исследованная японскими геологами.

Вопросы по лекции 1-2

1. Мировой океан – основные характеристики
2. Переходные зоны и ложе Мирового океана – определение терминов, основные характеристики
3. Океаническая литосфера – основные характеристики разреза океанической коры
4. Аналоги океанической литосферы на континентах
5. Срединные океанические хребты и их типы

Лекция 4

Ложе океана

Ложе океана – крупнейший элемент рельефа и геологической структуры Земли, занимающий большую часть Мирового океана с океаническим типом земной коры. Средняя глубина около 4 км, максимальная – до 7 км и более.

4.1. Важнейшие элементы рельефа

Важнейшие элементы рельефа:

- Океанические котловины
- Желоба
- Срединно-океанические подводные хребты
- Возвышенности
- Плато

Океанические или абиссальные котловины: от оси СОХ в стороны котловин дно постепенно снижается от 2500-3000 до 5500-6000 метров. Резко расчлененный рельеф СОХ изменяется плоской поверхностью абиссальных котловин. Мощность осадков возрастает от нулевой у оси хребтов до 600-1000 метров в центре котловин, а возраст подошвы осадков становится все более древним, вплоть до отложений J. Осадки засыпают постепенно неровности дна и сглаживают рельеф.

Абиссальные котловины занимают 40% площади ложа океана (рис. 4.1).

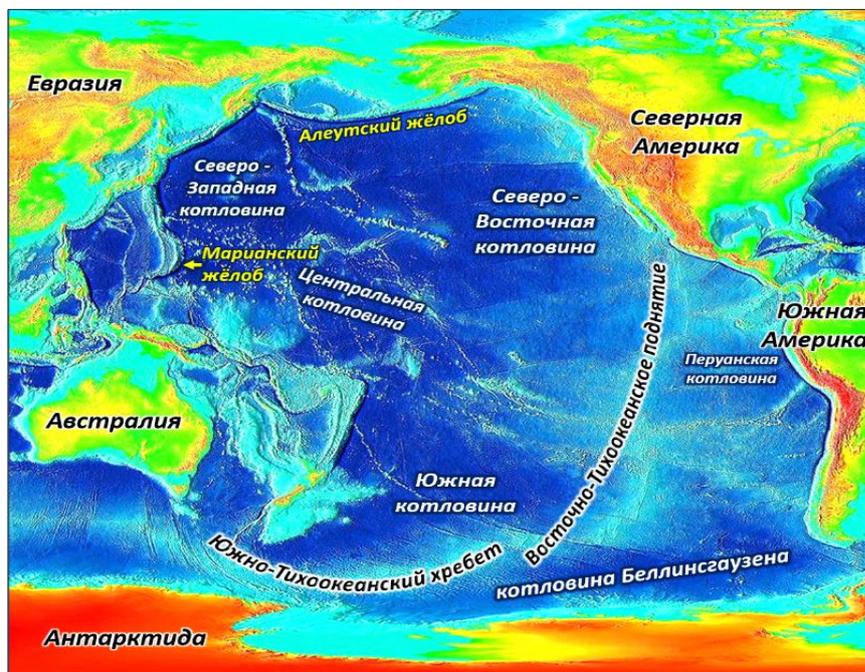


Рис. 4.1. Абиссальные котловины

к микронезийским островам. По различным данным, её максимальная глубина составляет от 10 028 м, до 11 034 м ниже уровня моря.



Рис. 4.3. Бездна Челленджера

4.3. Океаническое или подводные плато

Океанические или подводные плато представляет собой большую относительно плоскую возвышенность, возвышающуюся над окружающим рельефом с одним или несколькими относительно крутыми склонами.

В мире насчитывается 184 океанических плато, занимающих площадь 18486 600 км² (7137700 квадратных миль) или около 5, 11% площади океанов. Южно-Тихоокеанский регион вокруг Австралии и Новой Зеландии содержит большое количество океанических плато.

Остров Херд – вершина одного из вулканов Кергеленского плато. В настоящее время этот остров вместе с соседним островом Макдональд и несколькими мелкими островками является территорией Австралии.



Рис. 4.4. Остров Херд

Плато Кергелен

Подводное плато вулканического происхождения, расположенное в южной части Индийского океана и частично в Южном океане, одно из крупнейших подводных плато

планеты. Находится примерно в 3 тыс. км к юго-западу от Австралии, вытянуто более чем на 2,2 тыс. км с северо-запада на юго-восток. Глубины составляют от 1 до 4 тыс. метров.

Плато было образовано горячей точкой после разлома Гондваны около 120 млн лет назад в результате серии мощных магматических извержений, продолжавшихся не менее 25 млн. Результаты геологических исследований показали, что в течение периода до 40 млн лет плато находилось на поверхности или на очень небольшой глубине. Фрагменты древесины и угля, найденные в осадках К2, свидетельствуют о том, что плато могло быть покрыто лесом. Осадочные горные породы плато сходны с Австралийскими и Индийскими образцами, что говорит о том, что они некогда были едины.

Возвышающиеся над поверхностью океана вершины вулканов образуют архипелаг Кергелен, о-ва Херд и Мадоналдс. Последние два находятся на хребте Биг-Бен, где вулканическая активность время от времени возобновляется.

Плато Онтонг-Джава

Онтонг-Ява – крупное океаническое плато, расположенное в Тихом океане к северу от Соломоновых островов (рис. 4.5). Плато занимает площадь около 2 миллионов км². Оно, вместе с некоторыми другими образованиями, является частью одной крупной магматической провинции, излияние которой сформировало плато и стало одним из крупнейших вулканических извержений на Земле за последние 300 млн лет. Было извергнуто до 100 миллионов км² магмы, которая покрыла около 1 % поверхности Земли. Большинство пород, слагающих плато, датированы нижним мелом (125-119 млн лет назад), однако имеются следы вторичного вулканизма, произошедшего спустя 20 - 40 млн лет, в эпоху верхнего мела. Это плато было сформировано под водами Тихого океана, и в основном все еще находится под водой, хотя столкновение Соломоновых островов с плато Онтонг-Ява подняло часть этого плато над уровнем моря. Плато имеет несколько крупных подводных горных формирований, одно из которых образует атолл Онтонг-Джава.



Рис. 4.5. Плато Онтонг-Ява

4.4. Срединные-океанические хребты. Зоны трансформных разломов

Зоны трансформных разломов характерны для срединно-океанических хребтов. Любой срединно-океанический хребет имеют сходное строение, за исключением центральных частей, и все они имеют смещение по трансформным разломам.

Дж. Уилсон в 1965 впервые дал описание системы разломов, пересекающих СОХ и прилегающие океанические котловины. Крупные трансформные разломы пересекают океаны от окраины до окраины, разделяя их на сегменты, отличающиеся историей развития, временем начала раскрытия.

Трансформный разлом (ТР) - область сдвиговых перемещений. Расчленяют срединные хребты на отдельные сегменты, смещенные относительно друг друга. Амплитуда смещения сотни километров, до 1000 км, по зоне сближенных разломов (в Атлантике - 4000 км). Наиболее крупные ТР пересекают океаны от окраины до окраины, разделяя их на сегменты, отличающиеся историей развития, временем начала раскрытия океанического бассейна (напр., разлом Богданова в Атлантическом океане (рис. 4.6), Оуэн в Индийском океане, Элтанин в Тихом океане). Группа крупнейших зон разломов пересекает сев. вост, часть Тихого океана - Мендосино, Кларион, Клиппертон и др.



Рис. 4.6. Строение Атлантического океана

Несмотря на то, что Атлантика – молодой и классический океан, мы видим, что когда-то процессы спрединга могут прекратиться, потому что на окраинах океана уже начинаются формироваться островные дуги – Антильская островная дуга, дуга, окаймляющая Сандвичевы острова. Возможно, через несколько млн. лет Атлантика начнет менять режим своего развития, от окраин пассивного типа к окраинам активного типа.

На рис. 4.7 показан сложный разлом Оуэн, возле Аравийского полуострова. Здесь на поверхность выходит складка, которая сложена корой океанического типа, формирование этой складки не совсем понятно, это редкое явление на океаническом дне.

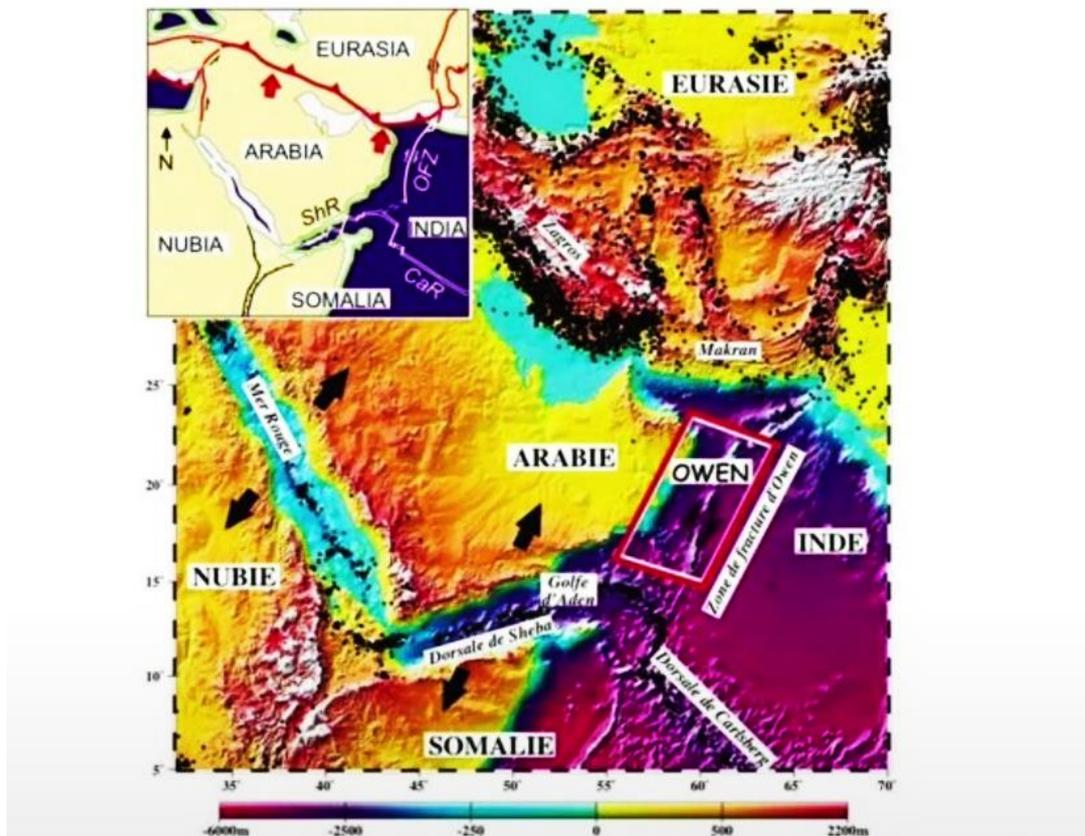


Рис. 4.7. Разлом Оуэн

Тихий океан построен сложнее всех. На рис. 4.8 показано, как меняется структура Тихого океана в целом. Западно-Тихоокеанская структура – огромное количество островов, которые располагаются в центральной части океана. Восточно-Тихоокеанское поднятие, которое представляет собой смещение океанического хребта в сторону древней континентальной окраины, а именно Южной и Северо-Американской, видно, что несмотря на свои значительные отличия от хребта Атлантического океана и Индийского, этот хребет также разбит трансформными разломами на отдельные сегменты. Он, безусловно, не имеет таких крупных смещений, как в Атлантическом океане.

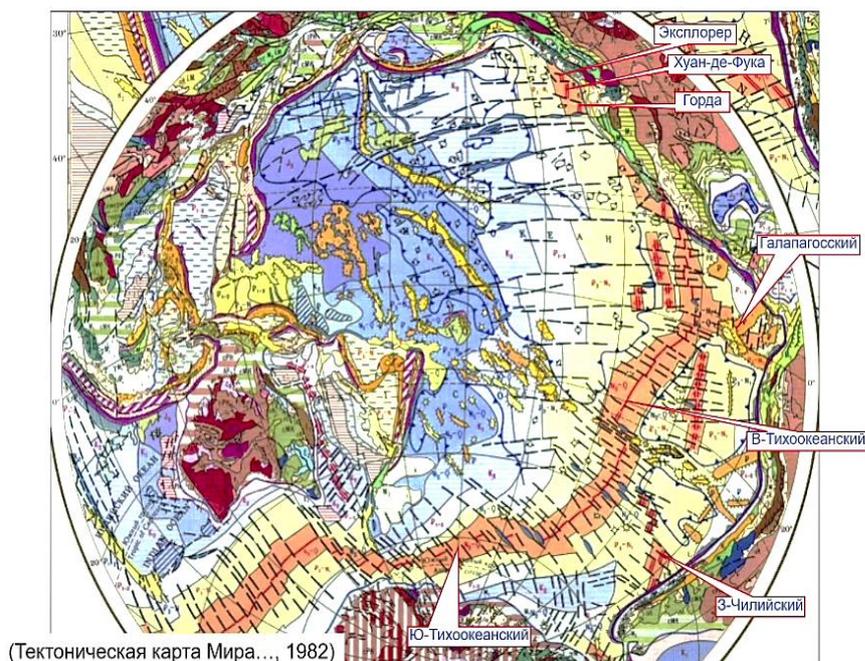


Рис. 4.7. Котловины, бассейны и др. Тихого океана

Сильно меняется структура океана в целом. Западно-Тихоокеанская структура – большое количество островов, которые располагаются в центральной части океана. Восточно-Тихоокеанское поднятие, которое представляет собой смещение океанического хребта в сторону более древней континентальной окраины – Южной и Северо-Американской. Хребет разбит трансформными разломами на отдельные сегменты (рис. 4.8).

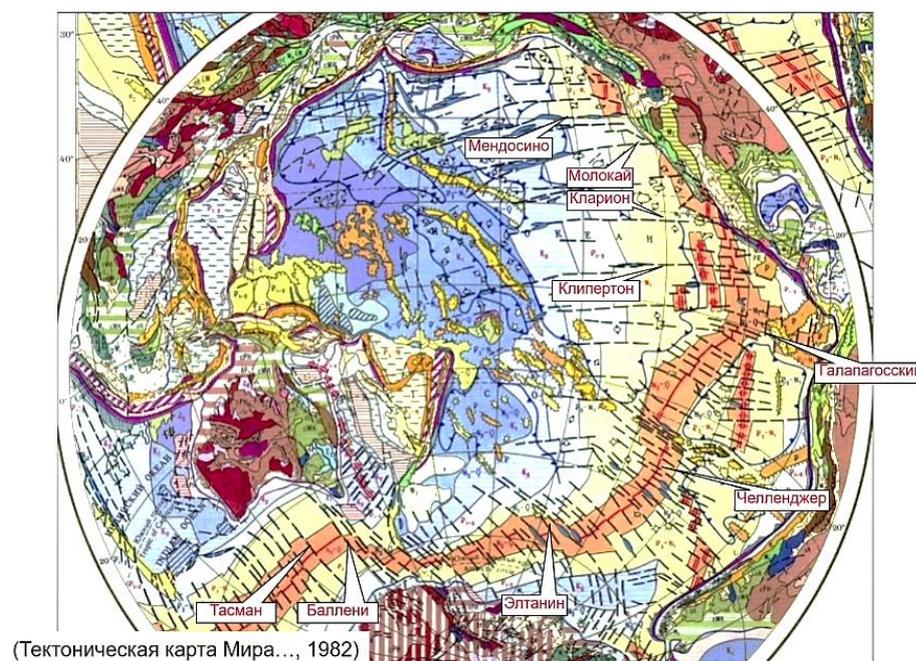


Рис. 4.8. Трансформные разломы

Строение Тихого океана

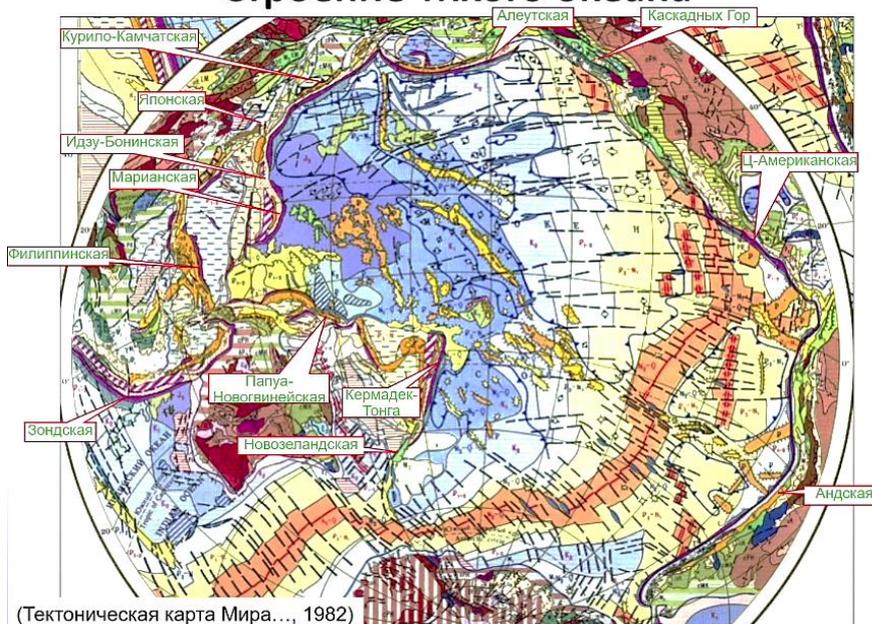


Рис. 4.9. Зоны субдукции Тихого океана

На рис. 4.10. показан разлом на границах плит, разлом Сан-Андреас. Это граница Тихоокеанской и Северо-Атлантической плит. Наиболее крупные трансформные разломы пересекают океаны от окраины, разделяя их на сегменты, отличающиеся историей развития, временем начала раскрытия океанического бассейна (например, разлом Богданова в Атлантическом океане, Оуэн в Индийском океане, Элтанин в Тихом океане). Группа крупнейших зон разломов пересекает северо-восточную часть Тихого океана – Мендосино, Кларион, Клиппертон и др.

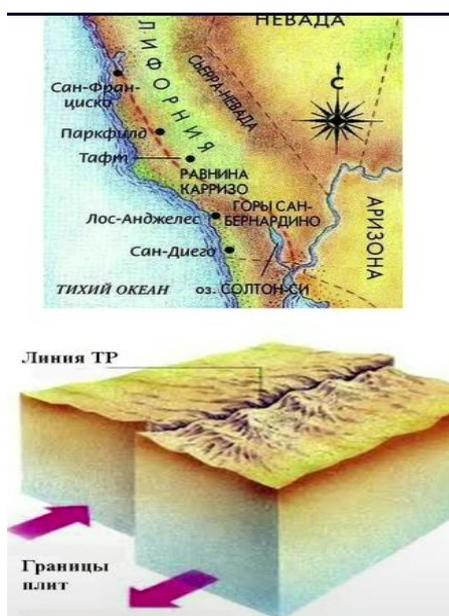


Рис. 4.10. Разлом Сан-Андреас

На рис. 4.11. видно, как смещают трансформные разломы отдельные блоки срединно-океанического хребта. Это Северная Атлантика, приближенная к экватору, разлом Богданова и Сьерра-Леоне. Благодаря трансформному разлому рифтовая долина приобретает извилистый характер, в ряде случаев разделена неовулканическими хребтами, связь между которыми практически нарушена

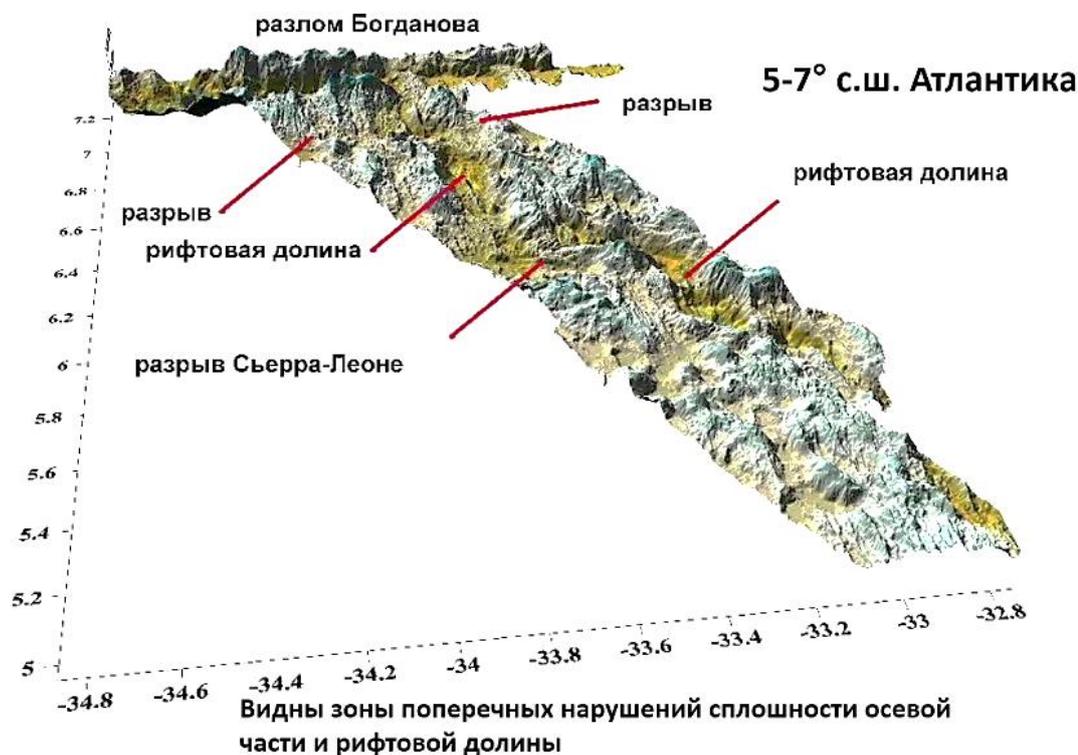


Рис. 4.11. Трансформные разломы

Трансформные разломы типа хребет-хребет

В ходе эволюции СОХ, трансформный разлом «отмирает» и заполняется осадками, формируя пассивные части. Примеры: разломы Оуэн (Индийский океан), Кейн (Атлантический океан).

Активная часть разлома

Это область сдвиговых перемещений в СОХ с активной сейсмичностью, сформированная в результате спрединга. Представляет собой протяженную отрицательную форму рельефа дна (желоб), шириной до первых десятков км. Она не заполнена осадочным чехлом или его мощности минимальны. Строение может осложняться медианными хребтами и депрессиями. Перемещение происходит по зоне главного трансформного смещения. Примеры: все наиболее крупные разломы Атлантического океана.

Разлом Богданова

В рельефе он представляет желоб, обрамленный с севера и юга поднятиями. Западная пассивная часть представляет собой трог с выровненным дном, расположенным на глубинах 4250-4300 м. Его строение осложняется рядом небольших поднятий, ориентированных под углом по отношению к основному простиранию трога. Трог заполнен осадочным чехлом.

На рис. 4.12. показан рельеф, изопахиты, которые показывают экваториальную часть Атлантического океана, близко к разлому Богданова. Мы видим здесь глубокие нодальные впадины, значительные по объему, и уменьшение осадочного чехла, которое направлено в сторону континентов.

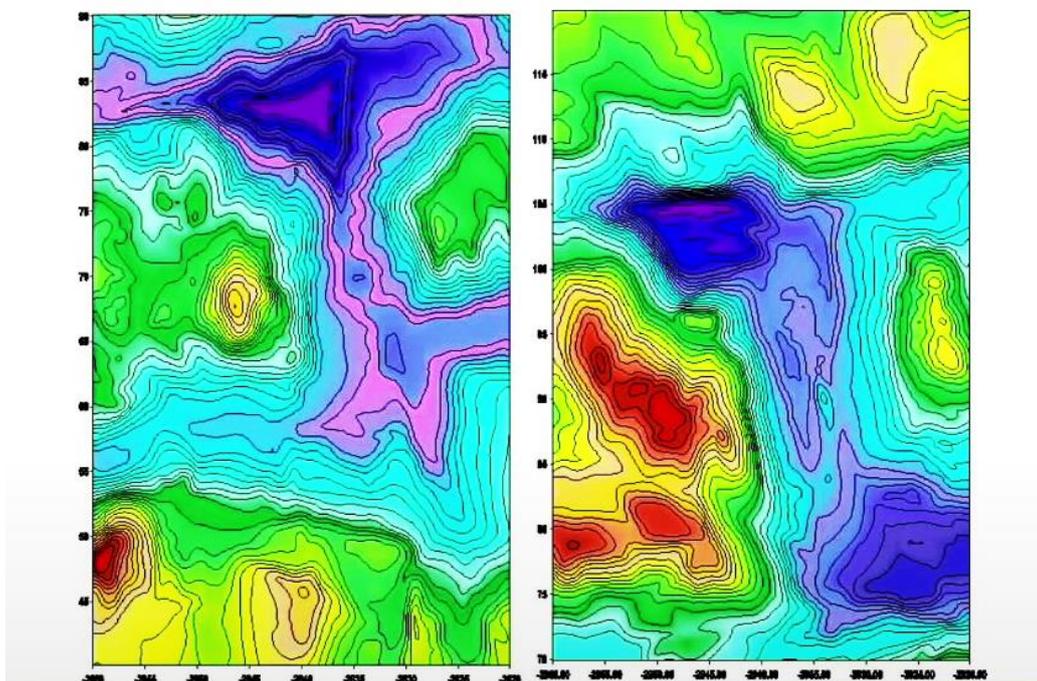


Рис. 4.12. Нодальные впадины в разломной зоне Сан-Паулу (экваториальная часть Атлантического океана)

Поперечные хребты

Под **поперечными хребтами** [от англ. – transverse ridge] понимаются протяженные (до 1000 км) узкие (до 50 км) асимметричные зоны экстремальных подъемов (1000 - 8000 м над уровнем дна) океанической коры, протягивающиеся вдоль разломов. В отдельных случаях породы хребтов выходят выше уровня моря. Известны случаи формирования мелководных карбонатных платформ, поверхности которых располагаются ныне на глубинах в первые сотни метров

На рис. 4.13. виден поперечный разлом Вима, располагающийся в центральной части Атлантики, внутри которого имеется поперечный хребет. Разлом между Южной

Америкой и Африкой. Этот трансформный разлом располагается от континента к континенту. Если в центральной части никаких масштабных процессов накопления осадков не существует, то в краевых участках уже отмершего разлома, такие процессы вполне возможны.

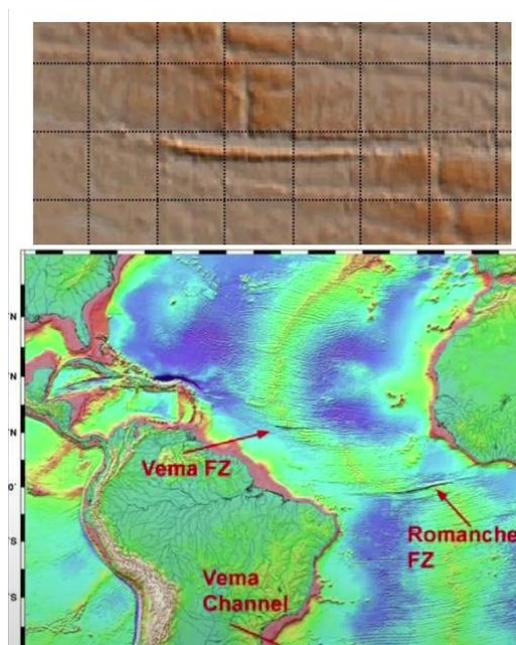


Рис. 4.13. Поперечный хребет разлома Вима в Атлантическом океане

Медианные хребты

Медианные хребты [от англ. - median ridge] положительная протяженная форма рельефа приразломных долин трансформных разломов и их пассивных частей, которая может располагаться: вдоль их оси, примыкать к бортам. Хребты могут достигать десятков километров в длину при относительной высоте во многие сотни метров. С этих морфоструктур были подняты породы океанической коры в различных пропорциях - от серпентинитов или гипербазитов до свежих базальтов.

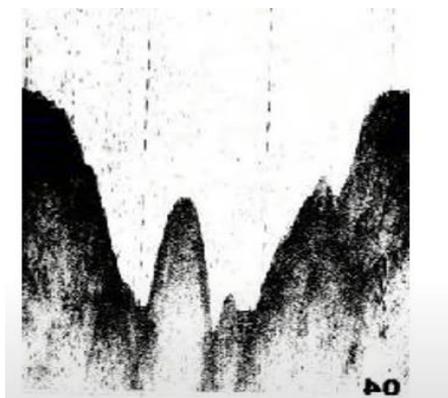


Рис. 4.14. Разрез Долдрамс в Атлантике. Пример медианного хребта

Поднятие внутреннего угла

Поднятие внутреннего угла [от англ. – high inside corner] располагается на стыке активной части трансформного разлома и рифтовой долины. В большинстве случаев поднятие внутреннего угла образует крупные подводные пики с минимальными глубинами в пределах всего срединно-океанического хребта. В ряде случаев они формируют обширные топографические поднятия.

Угловое поднятие разлома Богданова - (глубина вершины - около 1300 м) (Атлантический океан, 7° с.ш.) (рис. 4.15). Область стыка рифт-разлом включает следующие морфоструктурные элементы: прилегающие структуры рифтовой долины, поднятия внутреннего и внешнего углов, нодальную впадину, прилегающие части трансформного разлома.

На рис. 4.15. показано поднятие внутреннего угла. Здесь также наблюдается рифт, зона разлома и прилегающие структуры рифтовой долины, нодальная впадина.

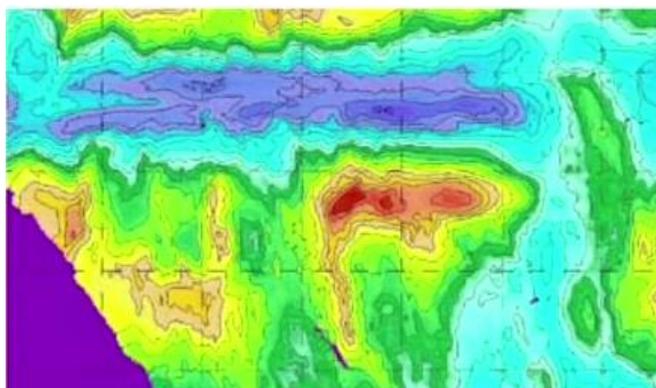


Рис. 4.15. Поднятие внутреннего угла

Для рифтовых зон характерен моноразлом. Одна линия, по которой блоки смещаются один относительно другого. На рис. 4.16. показан моноразлом.



Рис. 4.16. Моноразлом (разлом Страхова, Атлантический океан по данным альтиметрии)

Также характерны сдвоенные разломы. Они смещены каждый относительно друг друга. На рис. 4.17. показано, как смещены центральная часть по отношению к южной и северная часть по отношению к центральной.



Рис. 4.17. Сдвоенные разломы (разломы Марафон-Меркурий, Атлантический океан по данным альтиметрии)

Характерны еще и приразломные системы (рис. 4.18). Они построены очень сложно.



Рис. 4.18. Приразломные системы (Долдрамс, Архангельского, Вернадского, Атлантический океан)

Точки тройного сочленения

Точка тройного сочленения [от англ. – triple junction], McKenzie, Morgan W.J., 1969 – область на поверхности Земли, где соединяются границы трех различных плит. Они стабильны с кинематической точки зрения, если ориентация каждой границы неизменна относительно других. Примеры: тройные точки Буве (Атлантический океан), Родригес (Индийский океан).

На рис. 4.19 показана тройная точка Радригес. Она расположена в центральной части Индийского океана. Видно, как смещены блоки относительно друг друга и как разорвана рифтовая долина на отдельные части.

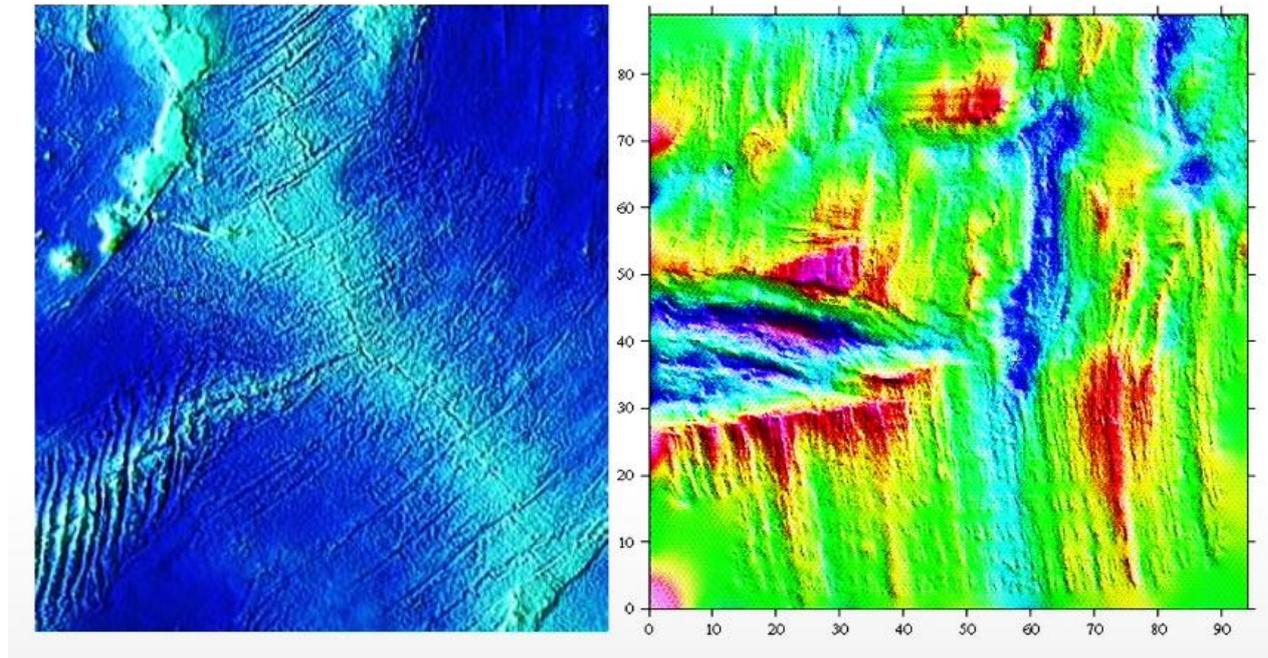


Рис. 4.19. Точка Родригес

На рис. 4.20 показаны блоки внутри Срединно-океанического хребта, тройная точка Буве

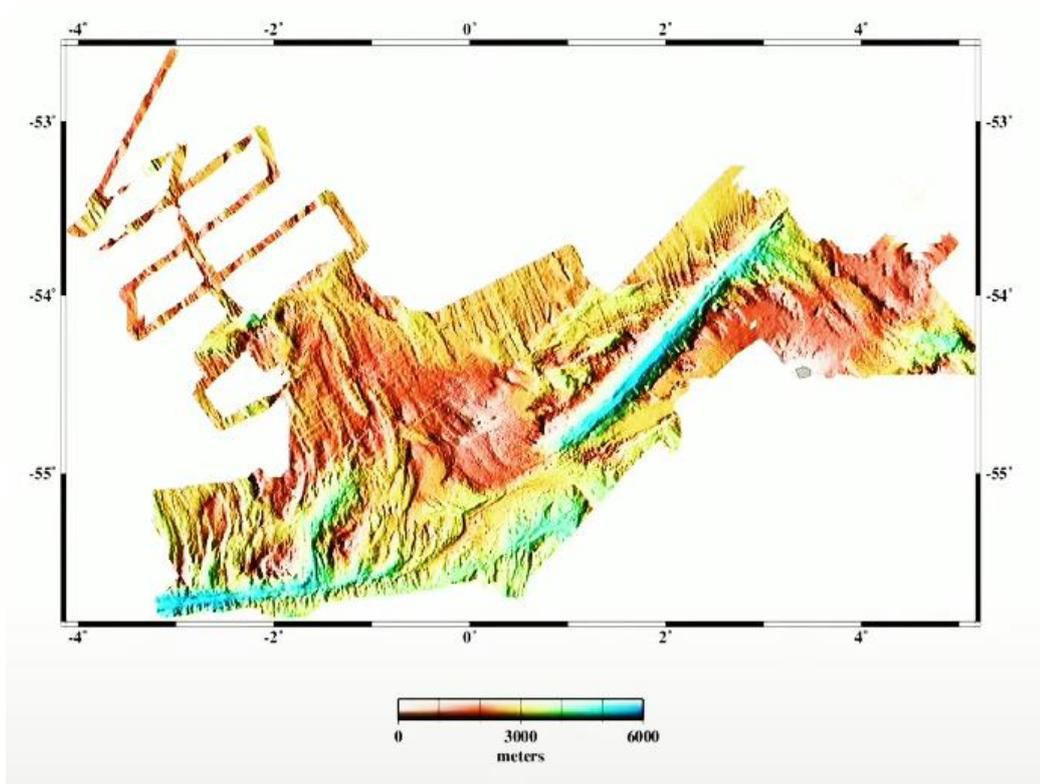


Рис. 4.20. Тройная точка Буве

На рис. 4.21 показана зона трансформного разлома и его отдельные элементы, которые в его состав входят. Выделены активная часть разлома, приближенная к центральной части и отмершая пассивная часть. Здесь находится внешнее угловое поднятие, внутреннее угловое поднятие, присутствуют нодальные впадины, поперечные хребты.

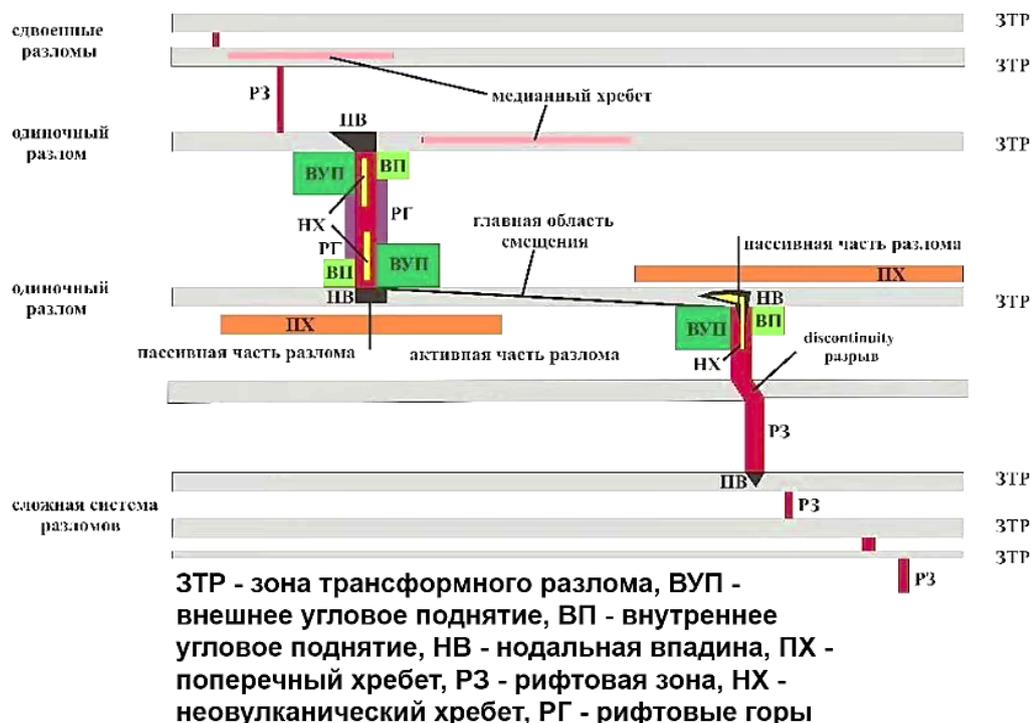


Рис. 4.21. Зоны трансформного разлома

4.5. Трансформные разломы на границах плит

Разлом Оуэна

Зона разломов Оуэна характеризуется низкой сейсмичностью и складкой, поднимающейся до 2000 метров над дном океана. Аравийская плита движется чуть быстрее, чем Индийская, со скоростью от 2 до 4 миллиметров в год на север. На западной стороне хребта Оуэн наблюдаются многочисленные следы оползней, которые были вызваны землетрясениями вдоль разлома. Они – источник цунами.

Разлом Сан-Андреас

Разлом Сан-Андреас - трансформный разлом между тихоокеанской и североамериканской плитами длиной 1 300 км, проходящий вдоль побережья по территории штата Калифорния (США), большей частью по суше (рис. 4.22). Образовался после исчезновения плиты Фараллон. Параллельно разлому Сан-Андреас проходят разломы Сан-Габриель и Сан-Хасинто, тоже правосторонние.

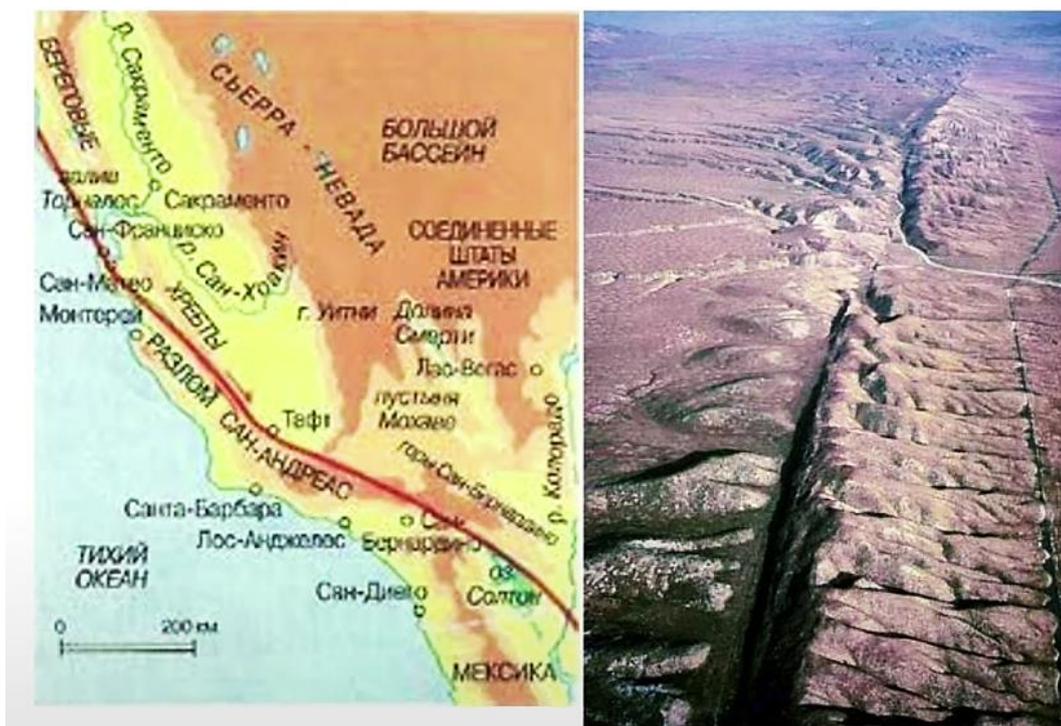


Рис. 4.22. Разлом Сан-Андреас

Выводы

1. Срединные океанические хребты представляют собой протяженное сооружение, осевая часть которого характеризуется повышенной сейсмичностью и активным магматизмом.
2. В зависимости от скорости спрединга меняется их морфология.
3. В осевых частях срединно-океанических хребтов происходит образование (аккреция) новой океанической коры.
4. Хребет сегментирован - вдоль его простирания отмечается изменение рельефа. Границы сегментов приурочены к трансформным разломам. Последние могут значительно отличаться по своему строению. Зоны стыка разломов и рифтовых зон могут существенно отличаться по набору морфоструктур и характеру осадконакопления.

Лекция 5

Атлантический океан

5.1. Предшествующие темы

- История возникновения раздела геология - океанология. В чем смысл этого раздела?
- Смена парадигмы в геологии. От фиксизма - к мобилизму! От преобладания в истории развития Земли вертикальных движений к теории перемещения горизонтальных блоков - континентальных и океанических плит.
- 2 и 3 лекции. Основные морфологические элементы океана. Континентальный шельф, склон, подножье. Абиссальная равнина. СОХ и их типы. Морфология окраинных зон сочленения океан-континент в пассивных и активных окраинах.
- Строение и типы СОХ. Их приуроченность к океаническим впадинам разного типа.
- Морфологические элементы дна океанов.
- Трансформные разломы и их строение.
- От общих вопросов перейдем к конкретным впадинам.

5.2. Атлантический океан

Этот океан изучается первым, так как именно с него начиналось изучение всех океанов. Он является модельным океаном для молодых океанов. Из всех молодых океанов он является наиболее типичным.

Атлантический океан – модельный океан!

Он имеет явно выраженное симметричное строение. Симметричный относительно САХ. Имеет очень протяженный САХ, который протягивается на 20 000 км с С на Ю, ширина наибольшая достигает 6000 км. Имеет типичное для океана с пассивными окраинами строение. Шельф, континентальный склон, континентальное подножие, абиссальные равнины с глубоководными океаническими котловинами. Абиссальные равнины глубиной 4-5 км.

5.3. Границы Атлантического океана

Атлантический океан является вторым по величине. Его площадь составляет 91,66 миллионов км², объём воды - 329,66 миллионов км³. Он простирается от субарктических широт до Антарктиды. Граница с Индийским океаном проходит по меридиану мыса Игольный или м. Агульяс (34°49'43" ю. ш. 20°00'09" до побережья Антарктиды (Земля Королевы МОД) - Земля Королевы Мод (Queen Maud Land) - часть Восточной Антарктиды между 20" з. д. и 45" в. д. на которую Норвегия заявила свои права 14 января 1939 г.

Границу с Тихим океаном проводят от мыса Горн по меридиану 68°04' з. или по кратчайшему расстоянию от Южной Америки до Антарктического полуострова через пролив Дрейка.

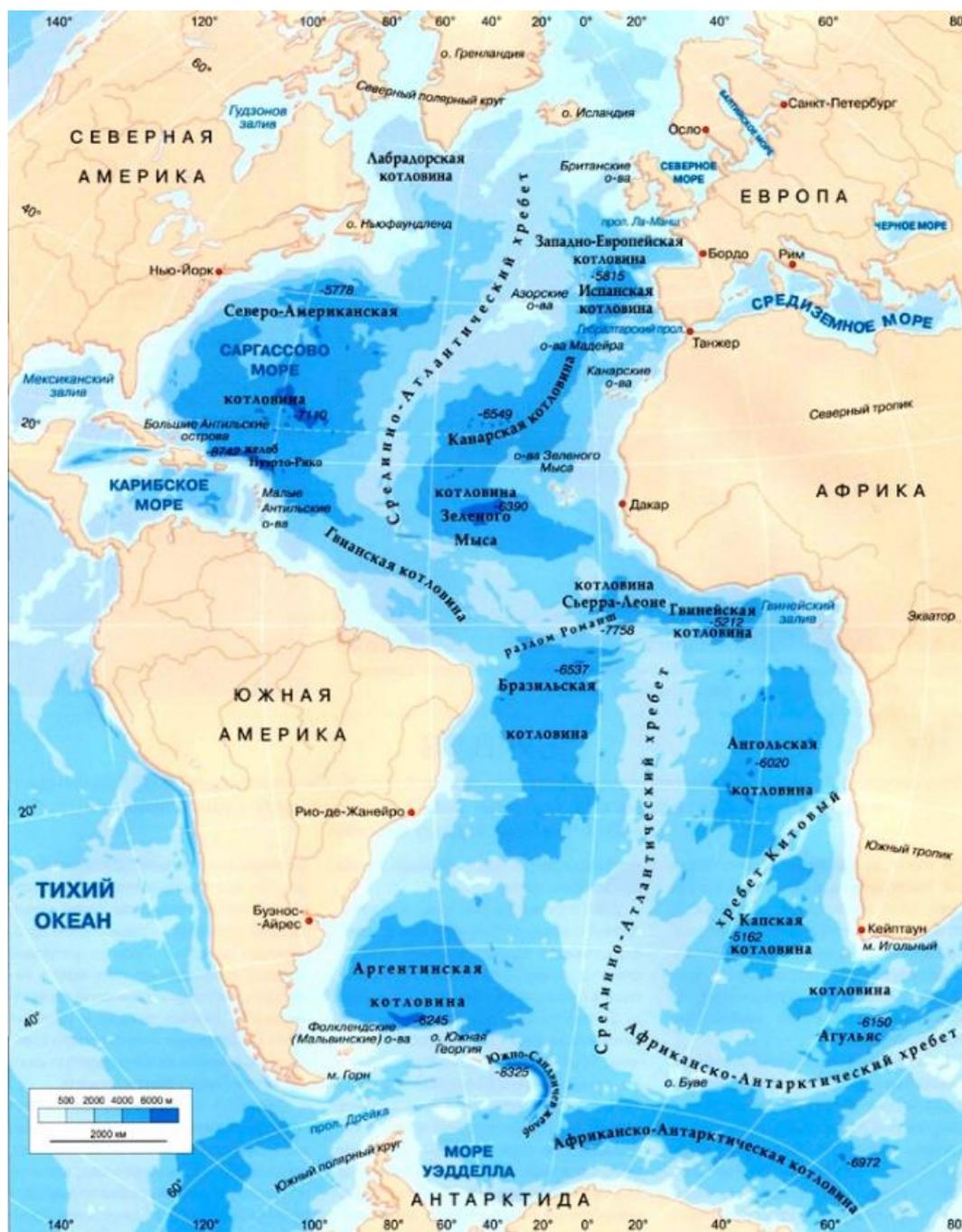


Рис.5.1. Атлантический океан

Граница с Северным Ледовитым океаном проходит по восточному входу Гудзонова залива, далее через Девисов пролив и по побережью острова Гренландия до мыса Брустер, через Датский пролив до мыса вдоль Исландии, затем к Фарерским островам, далее к Шотландским островам и по 61° северной широты до побережья Скандинавского полуострова. Южная часть океана Атлантики - Африкано-Антарктическим хребтом от Южного океана (рис. 5.2).

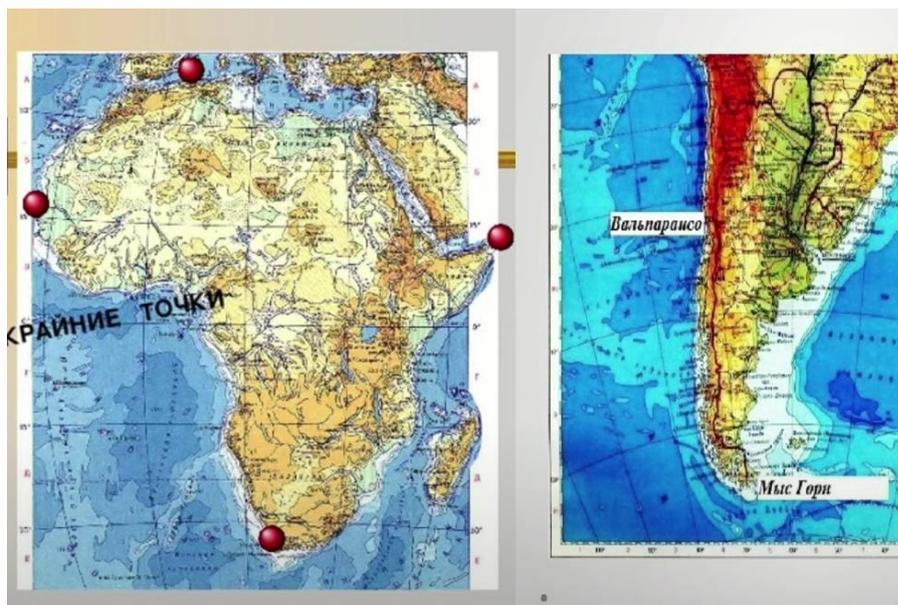


Рис. 5.2. Южные границы

5.4. Геологическое строение и рельеф дна

Значительные площади шельфа приурочены к северному полушарию и прилегают к берегам Северной Америки и Европы. В четвертичное время большая часть шельфа подвергалась материковому оледенению. Затопленные речные долины, встречаются почти во всех шельфовых районах Атлантического океана. Распространены реликтовые континентальные отложения. У берегов Африки и Южной Америки шельф занимает меньшие площади, но в южной части Южной Америки он значительно расширяется (Патагонский шельф). Приливными течениями тихий образуются песчаные гряды. Они очень распространены для Северного моря, в Ла-Манше, а на шельфах Северной и Южной Америки. В Центральном экваториальном сегменте коралловые рифы.

Атлантический океан это типичный пример океана с пассивными окраинами, но тем не менее, наблюдается зарождение активных окраин: вдоль Гвинейского залива, к югу от Ньюфаундленда, вдоль Фолклендского плато. Залив Кадис – аккумулятивная призма и погружение коры на 700 км под Гибралтарскую дугу. Антильская дуга и Сандвичевы острова.

На рис. 5.3 показаны все структуры Атлантического океана. Они показывают, как построен срединно-океанический хребет в данном океане. Это дуга, разбитая на отдельные сегменты трансформными разломами. Эти трансформные разломы по своей протяженности и по истории формирования отличаются друг от друга.



Рис. 5.3. Строение Атлантического океана

5.4. Сектора Срединно-Атлантического хребта

Срединно-Атлантический хребет - дуга, разбитая на сегменты трансформными разломами. Трансформные разломы различаются друг от друга. Существуют отдельные ветви хребта, разные типы структур. Наиболее крупные – разломы Гиббса, Романш, Риу-Гранди, Азор-Гибралтарский, Балклендско-Агульский.

Срединно-океанический хребет неоднородный и делится на отдельные сегменты (рис. 5.4). Среди них наиболее значимыми границами являются следующие:

1. **Норвежско-Гренландский сегмент.** Располагается от разлома Шпицберген до Исландского порога.

2. **Лабрадорско-Британский сегмент.** В его состав входят Британские острова и структуры, относящиеся к Исландии. Он располагается в пределах от Исландского порога до разлома Чарли-Гиббс.

3. **Ньюфаундлендско-Иберийский сегмент.** Включает в себя Пиренейский полуостров и остров Ньюфаундленд. Распространен от разлома Чарли-Гиббса до Азор-Гибралтарского разлома.

Эти сегменты по своей протяженности менее значительные. Далее идут более крупные сегменты.

4. **Центральный сегмент.** Распространен от Азаро-Гибралтарского разлома до разлома Зеленого мыса.

5. **Экваториальный сегмент,** простирается от разлома Зеленого мыса до разлома Романш. Здесь континенты сходятся близко.

6. Наиболее широким являются структуры **южного сегмента**, здесь наиболее однообразная картина, меньше крупных трансформных разломов, на значительном расстоянии располагаются континенты. Границы от разлома Романш до разлома Фолкленд-Агульяс.

7. **Приантарктический сегмент.** От разлома Фолкленды-Агульяс до точки Буве.

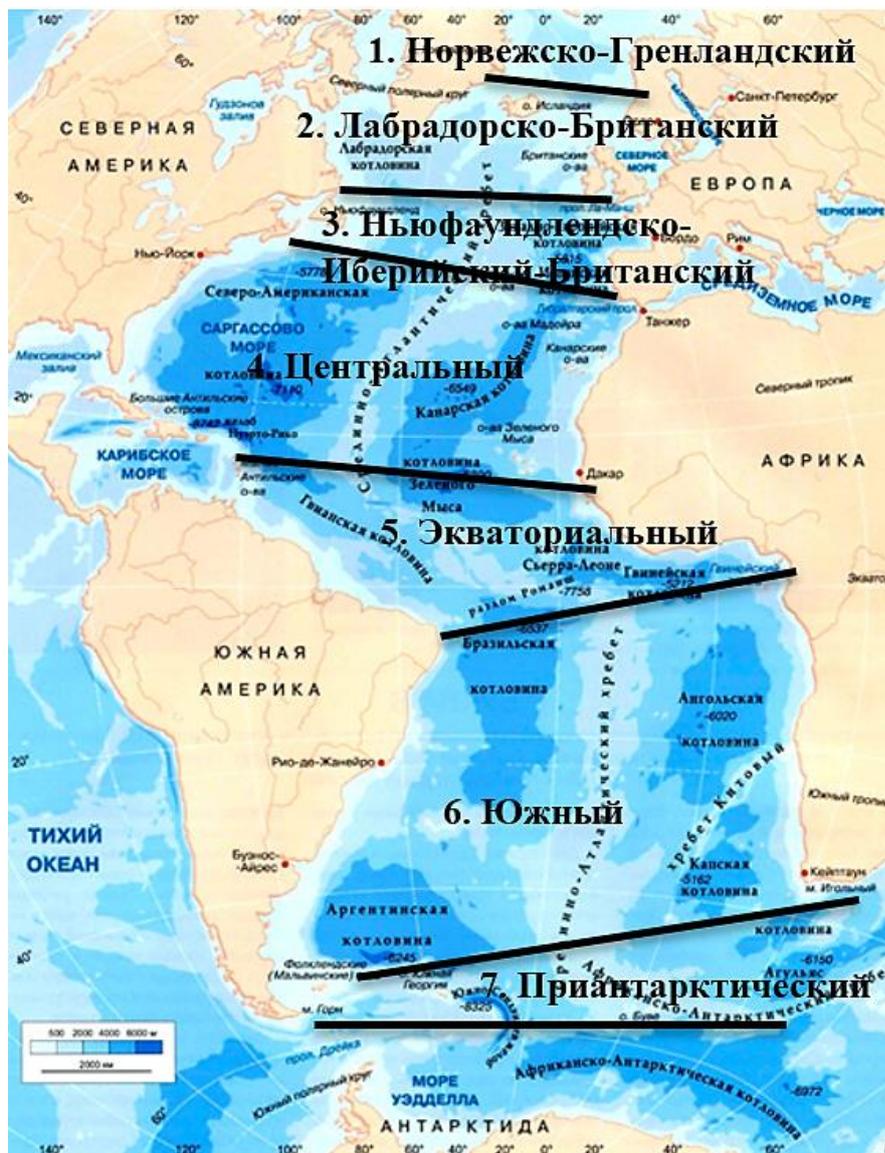


Рис. 5.4. Сектора Срединно-Атлантического хребта

Все сегменты формировались в разное время. Будем рассматривать их с самого раннего сегмента. Наиболее ранний – **Центральный сегмент**.

Внутри сегмента выделяются 3 трансформных разлома. Имеется хорошо выраженная рифтовая долина. Строение коры в пределах этого сегмента очень сложная. Это океаническая кора, мощность местами значительная, кроме этого утоненная кора континентального типа на окраинах континента. Континентальная кора в областях шельфа. Это участок начал формирование с конца триасового времени, когда это был единый континент, когда начали формироваться грабены и полуграбены. Именно здесь, где начало раскрытия произошло еще в раннеюрское время, имеются зачатки океанических элементов более древнего типа. Андическая дуга и окаймляющие ее зоны субдукции океанического типа. Несмотря на то что раскол начался в триасе, возраст коры не древнее поздней юры.

Ньюфаундлендско-Иберийский сегмент

От разлома Чарли-Гиббса до разлома Зеленого мыса. Минимум трансформных разломов, хребет построен более однородно. Срединная долина выражена достаточно хорошо, здесь также имеется вулканический сегмент. Например, Азорские вулканические окраины (N₂pI-Q), которые формировались на месте мантийного плюма. Вдоль Северо-Иберийской окраины имеется перидотитовая дуга (зона субдукции): выход мантийного материала на поверхность. Зона субдукции образовалась в конце К.

Ньюфаундлендско-Иберийский сегмент начал раскрываться начал в К₁, ему предшествовал континентальный рифтинг - J₃-К₁. Азорская – Гибралтарская трансформная зона маркирует границу Африки и Евразийской плиты.

Лабрадорско-Британский сегмент

Располагается от Исландского порога до разлома Чарли Гиббс. Смещен по нему на запад. Самая интересная структура: Исландия: хребет обнажен на 300 км. Возник на месте мантийного плюма. Корни плюма – граница нижней и верхней мантии. Мощность коры Исландии 35 км, но она - океаническая. Плато Роколл – микроконтинент, который отделился от Гренландии в P_c. Формирование - конец К₁, в это же время Гренландия отделилась от Северной Америки. В P_c сформировался Баффинов залив, Роколл.

Норвежско-Гренландский сегмент

Распространен от Шпицбергенского разлома до Исландского порога. Типичный пример вулканической пассивной окраины. 3 отрезка спредингового хребта: Кольбейнсейн, Мона и Книповича. Развивался с P_c по Olg. Спрединг развивался от ранних структур к молодым, то есть с Ю на С. Граница Африканской и Евразийской плит (Азаро- Гибралтарская трансформная зона). Здесь широко развиты покровы платобазальтов и интрузий габбро (P_c, E_{o1-2}). Фарреры - продукт распада базальтового плато P_{c2}-E_{o1}.

Приантарктический сегмент

Плюм сформировался в точке Буве, располагающейся в области расхождения Африкано-Атлантического и Американо-Атлантического хребтов. Малая скорость спрединга <1 см/год, медленно-спрединговый хребет. Буве вулканическое образование 6 млн. л. К югу от Фолклендских островов континентальная окраина активного типа, Это Южно-Сандвичевый глубоководный желоб (начало субдукции). На востоке континентальное обрамление отсутствует, так как происходит смыкание с Индийским океаном. **Раскрытие J-K₁.**

Южный сегмент

Распространен от Романш на севере до Фолклендской-Агульяского на юге.. Это трансформный разлом с малыми смещениями. Срединно-океанический хребет менее расчлененный. Здесь находится разлом Рио-Гранде, который начал раскрываться в K_{1v} унаследован от рифтов J₃oxf- K₁neo. Здесь расположены периокеанские бассейны с промышленной нефтегазоносностью. Они расположены по обе стороны от САХ. Помимо этого, здесь имеется очень интересная структура, которая носит название «Камерунская линия» - цепь вулканов, протягивающаяся из Ангольской котловины.

Экваториальные сегмент

Этот сегмент является одним из самых молодых. У него ключевое положение - он объединяет С и Ю Атлантики. Разлом Зеленый мыс расположен на севере. Разлом Романш расположен на юге. Это один из самых узких сегментов. Ширина всего 500-600 км, неоднократные перескоки. Здесь очень интересно построен срединно-океанический хребет, это наиболее изогнутая его часть. Наблюдается сгущение магистральных трансформных разломов! СОХ сопровождаются глубокими желобами (Романш - 7.8 км). Нижняя кора и верхняя мантия частично обнажены в СОХ. По краям разломов располагаются хребты с мелководными отложениями К-Ео. Котловины выражены хуже, чем в любом другом участке, здесь имеются поднятия Сеара и Сьерра- Леоне - 80-75 млн. л – это единая структура.

Мы рассмотрели строение Атлантического океана. Из строения мы можем представить его развитие.

5.5. История развития Атлантического океана

1. В D возник суперконтинет Лавруссия. Это каледонский орогенез. В состав Лавруссии входили структуры Восточно-Европейской и Северо-Американской платформы.
2. В дальнейшем произошла коллизия Гондваны и Лавруссии, Сибири с Китайскими платформами. В результате возник суперконтинент Пангея, который просуществовал до J₁.
3. Вспышка базальтового вулканизма, сопровождавшаяся началом раскрытия Атлантики. Север формировался в течение— J - P_{g2}eo, Юг формировался в J₃-K.

4. Сначала Атлантический океан представлял собой продолжение о. Тетис. Затем ось спрединга проникала на запад в область будущих Анд.
5. Южная Атлантика и Северная соединились в конце K_{1alb} - K_{2cm} .
6. Скорость формирования Атлантики составляла 2.4 см (K_{1ap} - K_{2t}). Совпадает со спокойным медленно-спрединговым хребтом. Минимум скорости расхождения - 0.7 см. Можно сказать, что САХ всегда был медленно-спрединговым хребтом.

Атлантический океан образовался в результате раскола древней Пангеи на южный материк Гондвана и северный Лавразия. В результате движения этих материков в конце триаса - к образованию первой океанической коры нынешней Северной Атлантики. Образовавшаяся рифтовая зона была западным продолжением о. Тетис. Атлантическая впадина на ранней стадии своего развития образовалась как соединение двух крупных океанских бассейнов океана: Тетис на востоке и Тихом океане на западе. В J_1 Гондвана начала раскалываться на Африку и Южную Америку и образовалась океаническая литосфера современной Южной Атлантики. В меловое время раскололась Лавразия, и началось отделение Северной Америки от Европы.

Геологическое строение и рельеф дна

Значительные площади шельфа приурочены к северному полушарию и прилегают к берегам Северной Америки и Европы. В квартере большая часть шельфа подвергалась материковому оледенению. Затопленные речные долины, встречающиеся почти во всех шельфовых районах Атлантического океана. Распространены реликтовые континентальные отложения. У берегов Африки и Южной Америки шельф занимает меньшие площади, но в южной части Южной Америки он значительно расширяется (Патагонский шельф). Приливными течениями образованы песчаные гряды. Они очень характерны для Северного моря, в Ла-Манше, а на шельфах Северного и Южной Америки. В Центральном и Экваториальном сегменте коралловые рифы.

Лекция 6

Северный Ледовитый океан

6.1. Границы и структуры Северного Ледовитого океана



Рис.6.1. Северный Ледовитый океан

Границы

На самом крайнем севере располагается Шпицбергенская трансформа (800 км) - это граница Северного Ледовитого океана. Он самый малый по площади, значительная часть океана составляет континентальная кора.

Океанская кора находится только в двух впадинах - Евразийской (1) и Канадской (2). 1 – распространена от Гренландии/Шпицбергена - до м. Лаптевых. 2. – распространена на С от Канадского Арктического архипелага, Аляски и Чукотки.

Впадины разделены поднятиями: Ломоносова, Альфа и Менделеева.



Между поднятиями Ломоносовым и Альфа расположена **впадина Макарова**. Между впадиной Ломоносова и Менделеева расположена **котловина Подводников (Толля)**. **Хребет Ломоносова** – граница между Атлантическим и Тихоокеанским сегментами. Часть океана – погруженная кора континентального типа, фрагменты которой рассматривались в курсе Геология России

Евразийская впадина

Осевая часть океана - хребет Гаккеля (Нансена). Впервые описал его Нансен, поэтому его иногда так называют. Хребет делит Евразийскую впадину на 2 котловины Амундсена и Нансена. Хребет Гаккеля представляет собой спрединговый хребет с рифтовой долиной, у него имеется достаточно мощный осадочный чехол до 6 км. Трансформный разлом небольшой амплитуды. Спрединг молодой, начался в конце палеоцена. В начале олигоцена спрединг продолжился в проливе Фрама, скорость снизилась до 0.5 см/год. В Ю-В части хребта спрединг прекратился и начался снова только в конце плиоцена.

Хребет Ломоносова – это континентальная кора (до D, Perm). Чехол - Pz₂, K₂, Kz - 0,5-2 км. Котловина Толля и Макарова окружают хребет Ломоносова. Толщина коры меньше континентальной, но больше океанической. В котловине Толля много осадков со стороны Сибирской платформы.

Хребет Альфа и Менделеева. Их природа до конца не ясна в связи со сложностью изучения. Кора либо континентальная, либо вулканические плато.

Хребет Гаккеля

Хребет Гаккеля - подводный хребет между котловинами Нансена и Амундсена. Северное продолжение Срединно-Атлантического хребта. Хребет состоит из почти параллельных хребтов, многочисленных конусообразных гор, сложенных вулканитами

(базальт). По оси хребта расположены глубокие ущелья шириной 20 - 30 км, образующие рифт. Протяжённость хребта составляет более 1000 км. Вершины хребта возвышаются над дном до 4 км, наименьшая известная глубина над хребтом составляет 400 м. Хребет получил название по имени его первооткрывателя, русского учёного Якова Гаккеля. В зарубежной литературе встречается название «Хребет Нансена - Гаккеля».



Рис. 6.2. Структура Северного Ледовитого океана

6.2. История формирования Северного Ледовитого океана

Океаническая кора возникла ~ J3. Территория была платформенной сушей, которая представляла собой эпигренвильскую платформу, фрагменты видны на востоке Шпицбергена, на севере Новой Земли, на севере острова Элсмир. В состав платформы входили архипелаг Северная Земля, Северный Таймыр, а хребты Ломоносова, Альфа, Менделеева - ее обломки. Сама платформа входила в состав Родинии. По периферии платформы - байкальский (1) и каледонский (2) орогенез. 1 - соединил платформу с Балтией, 2 - затронул Шпицберген, восток Гренландии, в D₃-C₁ распространился на Канадский архипелаг и Северную Аляску.

В D₂₋₃ происходило растяжение (рифтинг) в Баренцевом море, в Печорской впадине, Пай-Хой - Новоземельской зоне. Рифтинг затронул Новосибирские острова,

Север Верхоянья. Возможно было раскрытие Восточно-Баренцевоморской впадины (океаническая кора).

Далее произошел каледонский орогенез, после которого установился платформенный режим развития. Однако отдельные сегменты находились под влиянием герцинской и киммерийской фазы складчатости. В *ps-alb* произошло замыкание Южно-Анжуйского бассейна – предшественник Северного Ледовитого океана. Именно столкновение с Сибирью сподвигло раскрытие Американо-Сибирского бассейна. K_2 – формирование Чукотки, хребта Альфа-Менделеева и впадины Макарова и Толля.

В мелу образовалась субширотная рифтовая система, которая с *olg* наследуется пологой впадиной. Рифтинг также в Евразийском бассейне. В *Ps* произошло отчленение хребта Ломоносова, в Ps_2 произошел спрединг.

На рис. 6.3. виден фрагмент, который относится к структуре Урала, и ее продолжение Печоро-Баренцевоморской области. Карский террейн, мезозойды Пай-Хой-Новоземельской области, каледониды с более древними террейнами. Мы видим, как область Северного-Ледовитого океана на протяжении палеозоя находится между двумя блоками континентальной коры, и как происходит её сложное формирование.

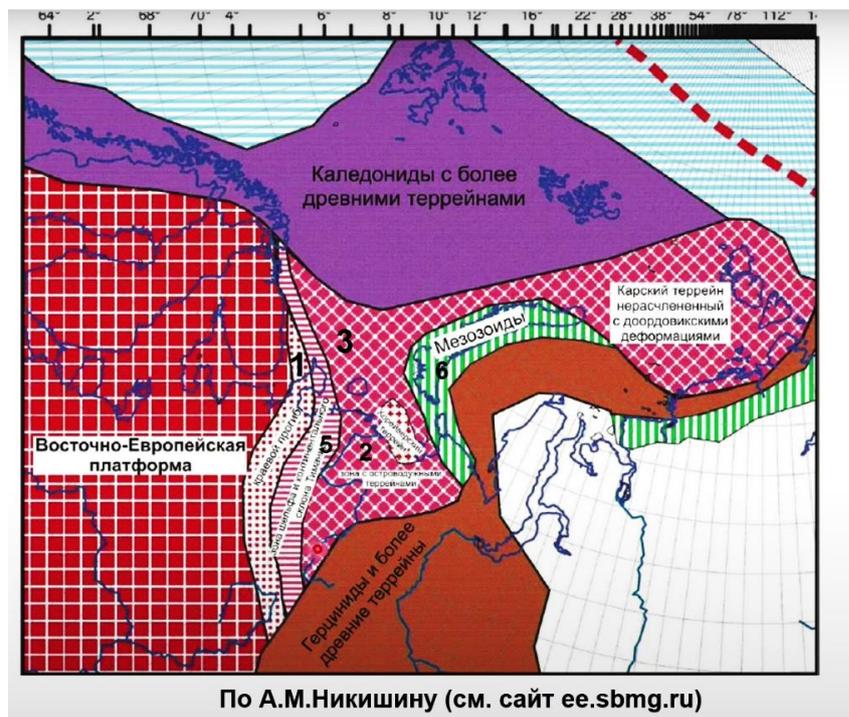


Рис. 6.3. Тектоническая карта части Северного Ледовитого океана

На рис. 6.4. показано как сложно устроена структура Северного-Ледовитого океана (Евразийской впадины), которая прилегает к континентальным частям России. Видна Южно-Баренцевоморская структура, лежащая на коре континентального типа. Структура Евразийской впадины построена очень сложно.

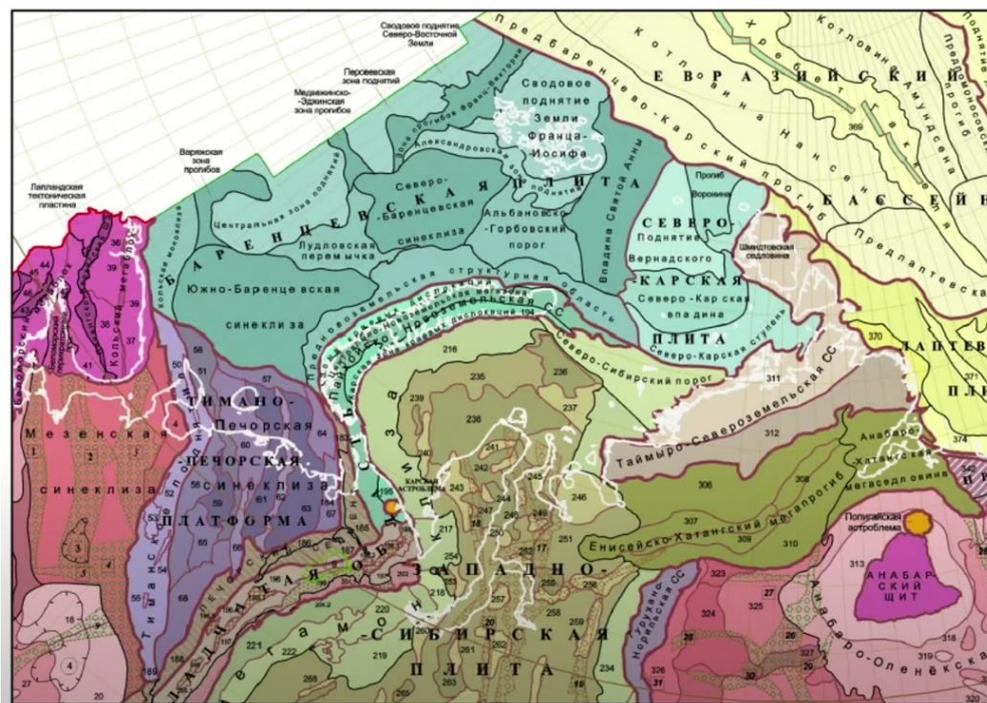


Рис. 6.4. Фрагмент схемы тектонического районирования севера России (главная редколлегия А.Ф. Морозов, О.В. Петров, С.И. Стрельников, ВСЕГЕИ, 2005г)

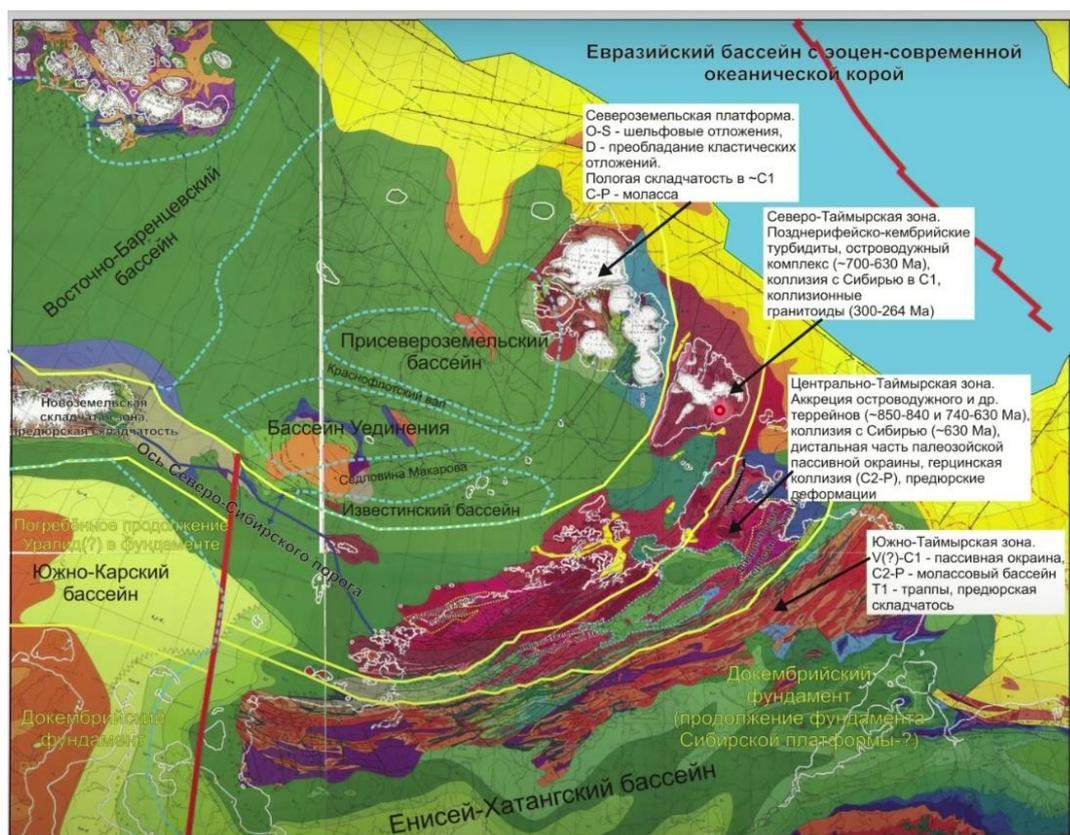


Рис. 6.5. Схема районирования Таймыро-Североземельского региона

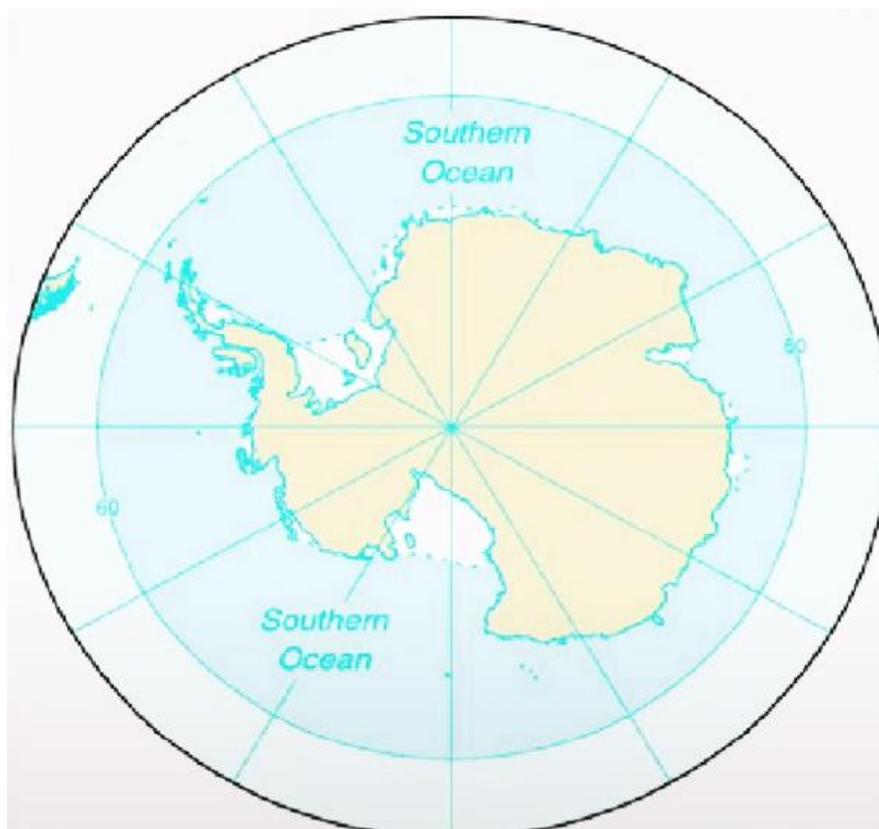


Рис. 6.7. Южный океан

В настоящее время пятый по счету Южный океан, как составная часть Мирового океана, уже получил международное признание. Название Oceanus Australis («Южный океан») отмечено на картах XVI столетия (карта Диего Гутьеррес, 1562). Однако впервые как отдельный океан он был выделен в XVII столетии голландским ученым-географом Б. Варениусом. В 1845 г. специальная комиссия Лондонского Королевского географического общества также разделила Мировой аксай на 5 океанов, выделен при этом и Южный. В 1966 Географическим обществом СССР было принято решение о выделении самостоятельного Южного океана. В документах современных научных международных исследований и международных организаций по изучению Антарктики, на новых картах и в атласах Южный океан признан и утвержден как самостоятельный.

Юго-Западный (Африкано-Антарктический хребет)

Африкано-Антарктический хребет – это медленно-спрединговый хребет. Для него характерны частые трансформные разломы. Здесь расположена Африкано-Антарктическая котловина от плато Кергелен до моря Уэдделла.

В нем наблюдаются самые древние магнитные аномалии J_2 – это начало распада Гондваны. От нее отделялось поднятие Крозе. Это вулканические острова Q с базальтами, плутонами сиенитов, возможно, они образовались, как проекция мантийного плюма. В котловине Крозе возраст коры K_2 -Pc, принадлежала Мадагаскару.



Рис. 6.8. Окраины Южного океана

Юго-Восточный (Австрало-Антарктический) сегмент

Срединно-океанический хребт распадается на 2 части: Западная Юго-Восточно Индийская (1), похожа на Восточно-Тихоокеанское поднятие с осевым горстом. Восточная – похожа на Срединно-Атлантический хребт. Скорость составляет 7.4 - 7.6 см/год. Много трансформных разломов - Eo₂ с вулканическими островами Сен- Поль и Амстердам. На юге находится плато Кергелен 2000 x 650 км. Два острова. Большая часть расположена на утолщенной океанической коре (ар-а), на юге находятся гнейсы (континентальная кора). Осадочный чехол образовался K₂-Eo₂. Плато Кергелен расположено над мантийным плюмом, оно было единым целым с плато Брокен.

Кергеленское плато - подводное происхождение. Одно из крупнейших подводных плато планеты. Находится примерно в 3 тыс. км к юго-западу от Австралии, вытянуто более чем на 2,2 тыс. км с северо-запада на юго-восток. Вершины выступают над уровнем моря. Глубины составляют от 1 до 4 тыс. метров. Сложное строение. Север на коре океанической, сильно утолщенной, а юг- драгированием установлены гнейсы (континентальная кора). Океаническая кора - возраст K₁art-alb. Остров Кергелен – вулканно - платоническое тело тiо. Плато формировалось над мантийным плюмом.

Лекция 7

Индийский океан

7.1. Общая характеристика Индийского океана

Индийский океан (рис. 7.1) образовался в результате распада суперконтинета Пангея. Индийский океан располагается между крупными континентальными блоками – Евразией, Африки на З, Австралии на В, на Ю отделяется хребтом от южного океана. Структура отличается от Атлантического океана.

Выделяются четыре Срединно-океанических хребта: хребет Карлсберга (1), Срединно - Индийский, Западно-Индийский и Западно-Австралийский. Австрало-Антарктическое поднятие отделяет от Южного Океана. В районе о. Родригес (Маскаренский архипелаг) существует тройное сочленение, где система хребтов разделяется к юго - западу на Западно-Индийский хребет и к востоку на Западно-Австралийский хребет.



Рис. 7.1. Индийский океан

На юге Индийский океан оконтуривается Австрало-Антарктическим хребтом, который отделяет его от Южного океана.

7.2. Индо-Аравийский сегмент

Срединно-океанический хребет медленно - спрединговый, разделяется на 2 части: Карлсберг и Срединно - Индийский. Много *трансформных разломов*: Оуэн и Принс-Эдвард (рис. 7.2) (красный пунктир)). *Котловины*: 1 - Аравийская (1а) – мощные осадки Инда на С. 2 - Сомалийская (1б) – мощность осадков до 12 км. 1в - Мозамбикская (Ю-З сегмент). Океаническая кора J_3 отделяет Мадагаскар от Африки. 1г – Мадагаскарская котловина K_2 .

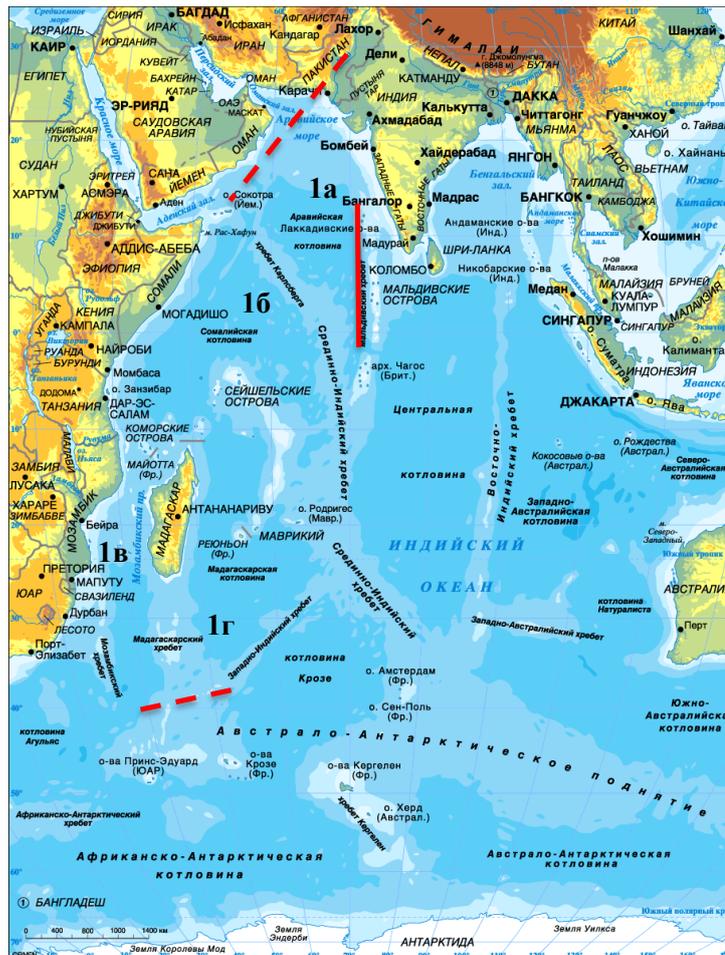


Рис. 7.2. Трансформные разломы и котловины Индийского океана

7.3. Морфология дна Индийского океана

Аравийская котловина и её морфология

Хребет Шеба расположен в Аденском заливе. Здесь происходит продолжение тройного сочленения хребтов, одно из соединений – Красноморский рифт. По обе стороны расположена океаническая кора с осадками от N_{10} . Аравийская впадина (1а)

– мощные осадки Инда на севере (рис. 7.2). Сложно построена в связи с движением Индостана.

Сомалийская котловина. Ось спрединга (J_3-K_1), которая показывает отделение Мадагаскара в J_3 . Океаническая кора. По краю шельфа расположен барьерный риф, периокенский прогиб с мощностью осадков 12 км.

7.4. Юго-Западный (Африкано-Антарктический) сегмент

Мозамбикская и Мадагаскарская котловины. Отделяются Западно-Индийским и Африкано-Антарктическим хребтами. Они медленно-спрединговые и характеризуются частыми трансформными разломами. Большая часть это (рис. 7.3) 2а - **Африкано-Антарктическая котловина** (Южный океан). Присутствуют древние магнитные аномалии. J_2 , которые характеризуют начало распада Гондваны. К северу расположены поднятие и котловина Крозе. Это вулканические острова с Q базальтами, плутонами сиенитов. Возможно, это проекция мантийного плюма.

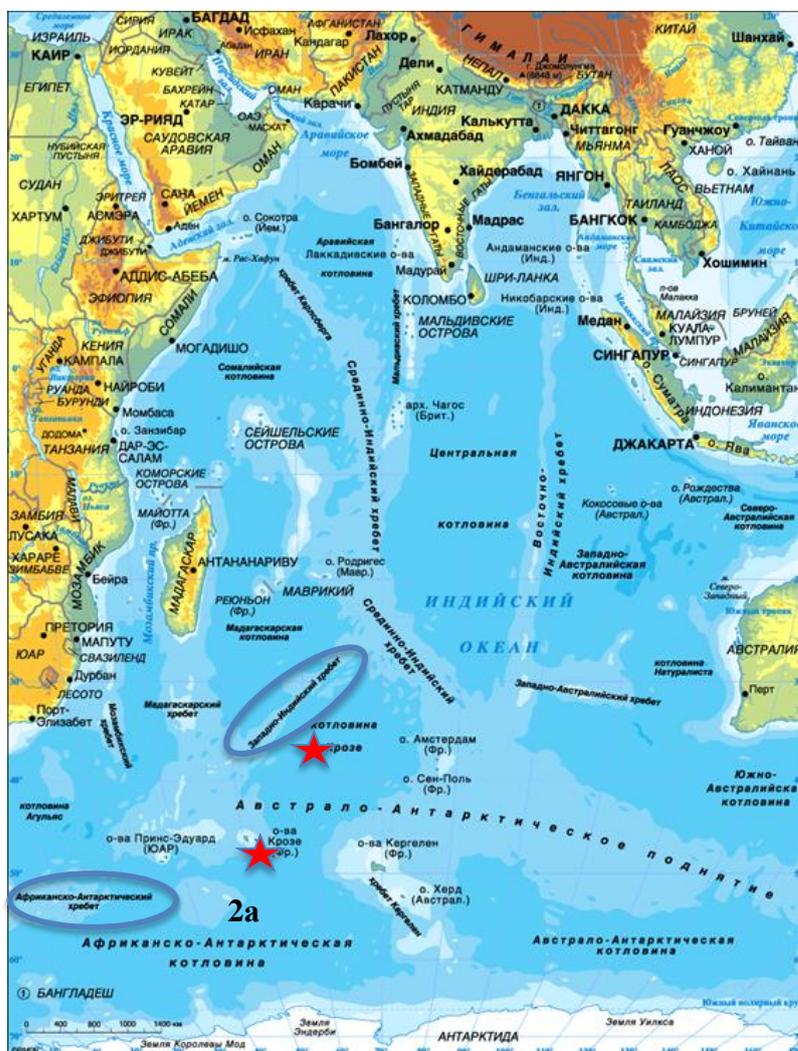


Рис. 7.3. Структуры Юго-Западного сегмента

7.5. Индо-Зондский сегмент

Внутри он содержит 2 сегмента – 3а - *Центрально-Бенгальский* и *Западно-Австралийский* - 3б (рис. 7.4). Это основные элементы сегмента. Трансформный разлом расположен к востоку от Мальдивского хребта – это граница между западным и восточным сегментами). Активная зона субдукции находится вдоль Яванского желоба. Центральная котловина – самая крупная. Океаническая кора начала формироваться в К (мелу). Мощность изменяется от малых значений к конусам (16,5 км) выноса Ганга и Брахмапутры (3,5 тыс. км). Возраст конусов выноса от эоцена до квартера. Присутствуют внутриплитные дислокации океанической коры ((плиоцен-плейстоцен). Срыв коры был по серпентинитам. Причина - коллизия Индостана с Евразией.

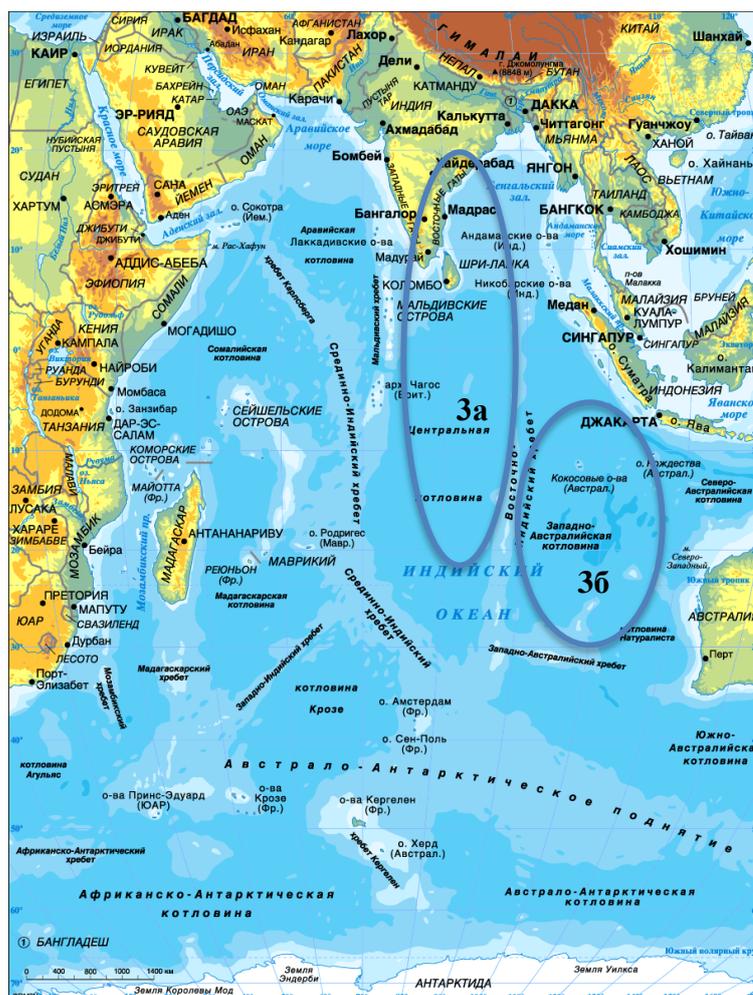


Рис. 7.3. Структуры Индо-Зондского сегмента

Восточно-Индийский хребет – протягивается до 5000 км. Сложен он толеитовыми базальтами и рифовыми массивами. Возраст с Ю на С изменяется от 36 до 75 млн. л. Происхождение связано с движением с Ю на С над мантийным плюмом. Скорость составляет 9 см/год. Хребет имеет эоценовую ось спрединга, характерна субдукция под Зондскую дугу. На юге он соединяется с Западно-Австралийским

7.7. История развития Индийского океана

1. Развитие с J_2 160 млн. л. - до 100 млн. В K_2 (середина) произошло заложение океана в пределах Гондваны на границе с океаном Тетис. Образовалась Восточная Гондвана, в состав которой входили - Шри-Ланка, Индия, Мадагаскар, Сейшелы, Антарктида и Австралия отделились от Африки Аравии. Перед спредингом был рифтинг, с трапповым магматизмом (конец J_2) – Восточная Африка, запад Мадагаскара, С-3 и 3 Австралии. Начало формирования коры 1 этапа - в Сомалийско-Мозамбикском бассейнах, на севере Центральной котловины.

2. В K_2 -Ео₂ Индия отделилась от Антарктиды и дрейфовала к северу. Первоначально существует единая Индо-Австралийская плита. В первой половине 2 этапа Сейшелы с Индией отделяются от Мадагаскара (проход над плюсом). Австралия отчленяется от Антарктиды, зарождается Австрало-Антарктический хребет.

Таким образом происходило формирование и развитие Индийского океана. Еще одного океана, который является молодым, который показывает черты сходства с Атлантическим океаном и особенности, которые мы не всегда можем на примере развития Атлантики заметить. Например, Красноморский рифт, который представляет собой зачаток молодого океана. Здесь мы можем воочию видеть причину его возникновения. Это рифт, к которому приурочены Великие озера Африки.

Лекция 8

Тихий океан

8.1. Общая характеристика Тихого океана

Тихий океан получил название благодаря Фернандо Магеллану, который почти 4 месяца путешествовал по океанским просторам и наслаждался спокойной погодой.

Тихий океан, самый крупный водоем в мире, площадь которого оценивается в 178,62 млн. км², что на несколько миллионов квадратных километров больше площади земной суши и более чем в два раза превышает площадь Атлантического океана. Ширина Тихого океана от Панамы до восточного побережья о. Минданао составляет 17 200 км, а протяженность с севера на юг, от Берингова пролива до Антарктиды - 15 450 км. Он простирается от западных берегов Северной и Южной Америки до восточных побережий Азии и Австралии. С севера Тихий океан почти полностью замыкается сушей, соединяясь с Северным Ледовитым океаном узким Беринговым проливом (минимальная ширина 86 км).

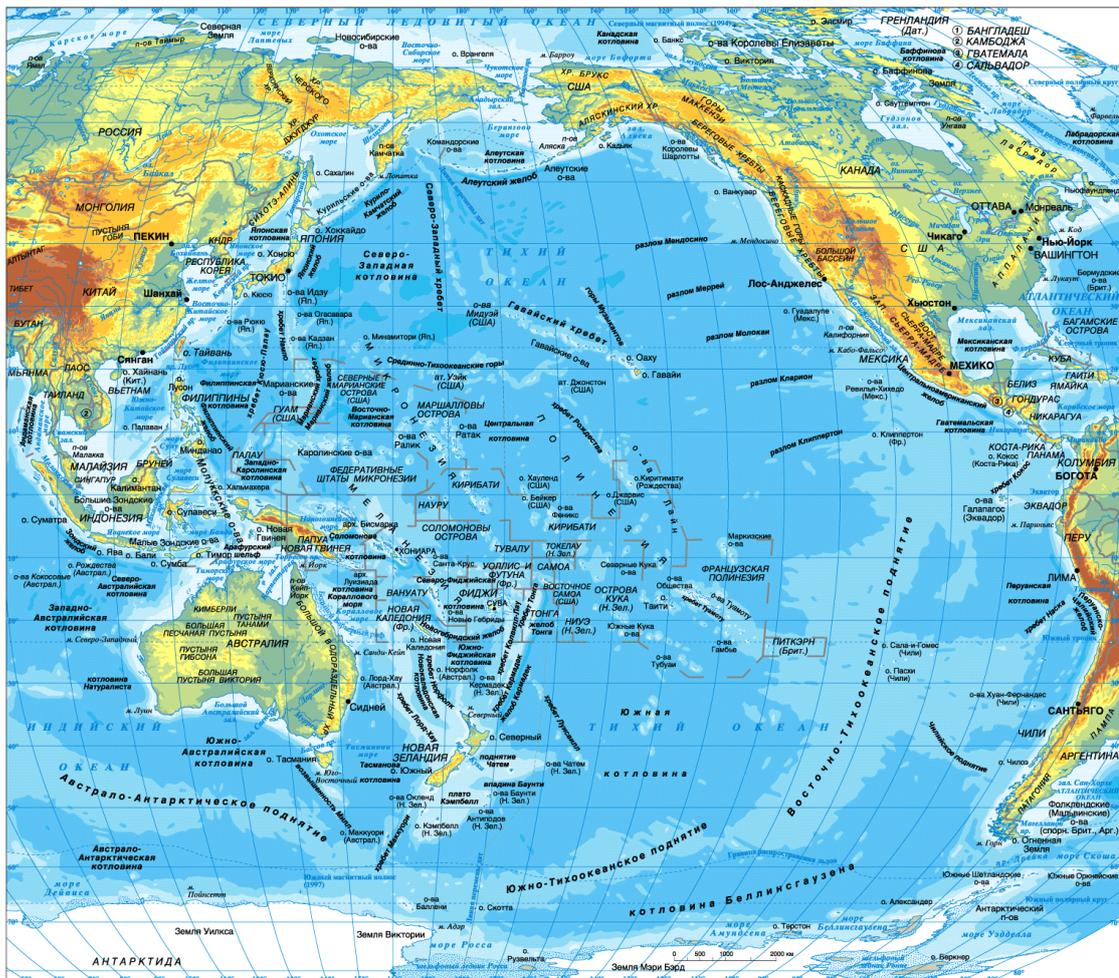


Рис. 8.1. Тихий океан

На юге он доходит до берегов Антарктиды, а на востоке его граница с Атлантическим океаном проводится по 67° з.д. - меридиану мыса Горн; на западе граница южной части Тихого океана с Индийским океаном проводится по 147° в.д., соответствующему положению мыса Юго - Восточный на юге Тасмании.

8.2. Отличительные черты Тихого океана

Если посмотреть на карту сразу видно, как сильно отличается Восточное и Западное побережья Тихого океана.

1. Крайние моря, окружающие западную окраину, каждое со своей сложной историей развития; кора разного типа, так как имелись локальные зоны спрединга.

2. Глубоководные желоба.

3. Островные дуги.

4. Присутствие «древних» тройных точек сочленения СОХ.

5. Возможные «астроблемы», когда болид пробивает океанскую литосферу и внедряется в астеносферу.

6. Присутствие хребтов, подводных действующих вулканов (помогли выдвинуть концепцию «горячих точек»). Пример Гавайский хребет.

7. Подводные поднятия - океанские плато или внутриплитные поднятия. Мощность коры 15-26 км, осадки 1,2-2,5 км. Природа различна и не совсем понятна. Одни приурочены к осям спрединга, другие к точкам тройного сочленения, третьи - на океанической коре.

8.3. Главные морфологические элементы Северо-Западного сегмента

Кора является относительно древней – поздняя юра – ранний мел. На северо-западе она представляет собой череду хребтов и котловин, которые отделяются от основной части именно хребтами.

На востоке Северо-Западный хребет (цифра 1 на карте (рис. 8.2), это цепь гайотов (подводных горы), с выраженным С-З простиранием. Вершины этих гор приподняты над дном более чем на 5 км. На юге Северо-Западный хребет смыкается с Гавайским вулканическим хребтом (цифра 2 на карте, острова и подводные вулканы (рис. 8.2). Под островами располагается океаническая кора мощностью до 15-20 км. Возраст становится более древним к С-З от Pg_{2eo} до K_2 .

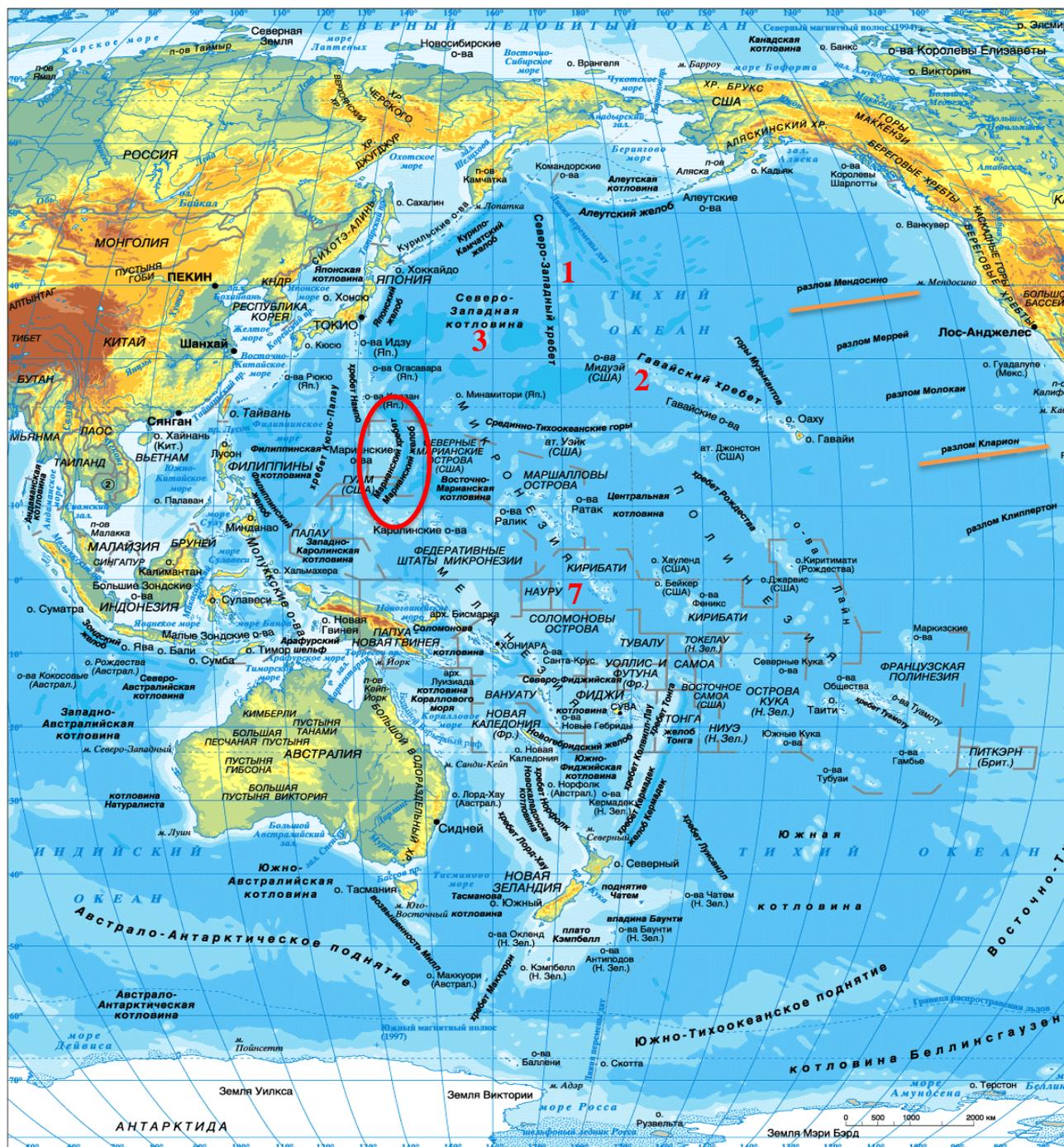


Рис. 8.2. Восток Северо-Западного хребта

Природа такого типа образования связана с мантийными плюмами, над которыми движется литосферная плита. Плум прожигает литосферную плиту. Плита сначала образует гайот, затем, продвигаясь, гайот становится потухшим вулканом, а на его месте горячая точка формирует новый вулканический остров и поселяющийся на нем затем атолл (рис. 8.3).

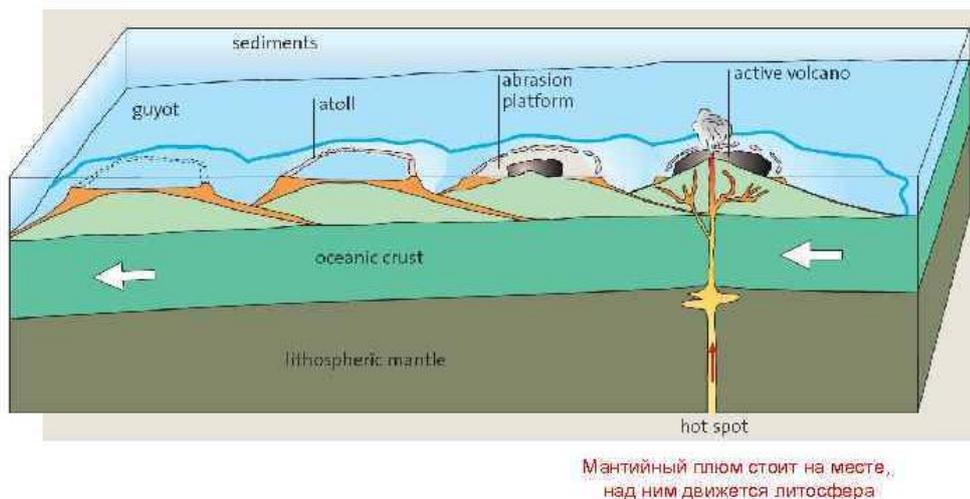


Рис. 8.3. Модель формирования цепочки вулканических островов (типа Гавайских), Frisch et al., 2011

Северо-Западная котловина (цифра 3) (рис. 8.2) ограничена гайотами, островами расположена к западу от указанных в предыдущем слайде хребтов.

Атоллы Маршалловых островов отделяют Центральную Котловину от котловины Науру (цифра 7) (рис. 8.2). В ней мощная вулканогенно-осадочная толща K_1 . К С-3 Марианская котловина с самым глубоким Марианским желобом (рис. 8.2). Бурение показало присутствие J_2bt-c1 , то-есть наиболее древняя океаническая кора!

На юге котловины Науру располагается структура плато Оттонг-Ява (рис. 8.4). Кора океанического типа. Часть вершин - это атоллы и рифы. Толщина чехла составляет до 1,5 км (ар-ео). Имеются мощные базальтовые излияния на нем. Предполагается, что это либо трапы мелового возраста, либо падение болида величиной 20 км около 120 млн.л., что он пробил океаническую кору и внедрил в астеносферу!



Рис. 8.4. Расположение плато Оттонг-Ява

8.4. Берингово море и Командоро-Алеутская дуга

Характерная черта Северо-Западного и Западного сегмента – окраинные моря и островные дуги (рис. 8.5).



Рис. 8.5. Берингово море

Этот бассейн имеет широтное простираение, окаймленный Алеутской островной дугой и окружающей его с юга глубоководным желобом.

Положение и границы

Занимает самое северное положение. Бассейн отделен от Тихого океана Командорско-Алеутской островной дугой. Дуга сформировалась в Кз из-за субдукции Тихоокеанской литосферы в северном направлении. Порог Берингова пролива отделяет от Северного Ледовитого океана. В пределах глубоководной части Берингова моря выделяют: 3 котловины с корой океанического типа.

1. **Алеутская.** В центральной части мощность составляет 4 км, к бортам увеличивается.

2. Отделена **Хребтом Шириова** от **Командорской котловины** (m_{101}). В ней ось спрединга ССВ направления с малоамплитудными трансформными нарушениями.

3. **Хребтом Бауэрса** отгорожена самая южная котловина - Бауэрса. К СВ расположен палеожелоб, засыпанный осадками. Залоговая впадина, возраст olg .

Алеутский желоб. Внутренний борт представляет собой аккреционную призму, внешний выполнен осадками P1-Q.

Командоро-Алеутская дуга (2000 км) с глубоководным желобом со стороны Тихого океана. Заложилась в Pс, активно развивалась в Eо и продолжает до сих пор.

Пример энсиматической дуги. Состав вулканитов от толеитов до известково-щелочных разностей.

Берингово море

Рельеф дна моря сильно различается в северо-восточной части, мелководной расположенной на шельфе протяжённостью более 700 км, и юго западной, глубоководной, с глубинами до 4 км. Условно эти зоны разделяются по изобате 200 метров. Переход от шельфа к океанскому ложу проходит по крутому материковому склону. Максимальная глубина моря (4151 метр) зафиксирована в точке с координатами - на юге моря.

Глубоководная часть Берингова моря разделена подводными хребтами Ширшова и Бауэрс на 3 котловины: Алеутскую (1), или Центральную, Бауэрс (2) и Командорскую (3), дно моря покрыто терригенными осадками в шельфовой зоне и биогенным диатомовым илом в глубоководных местах (рис. 8.6).

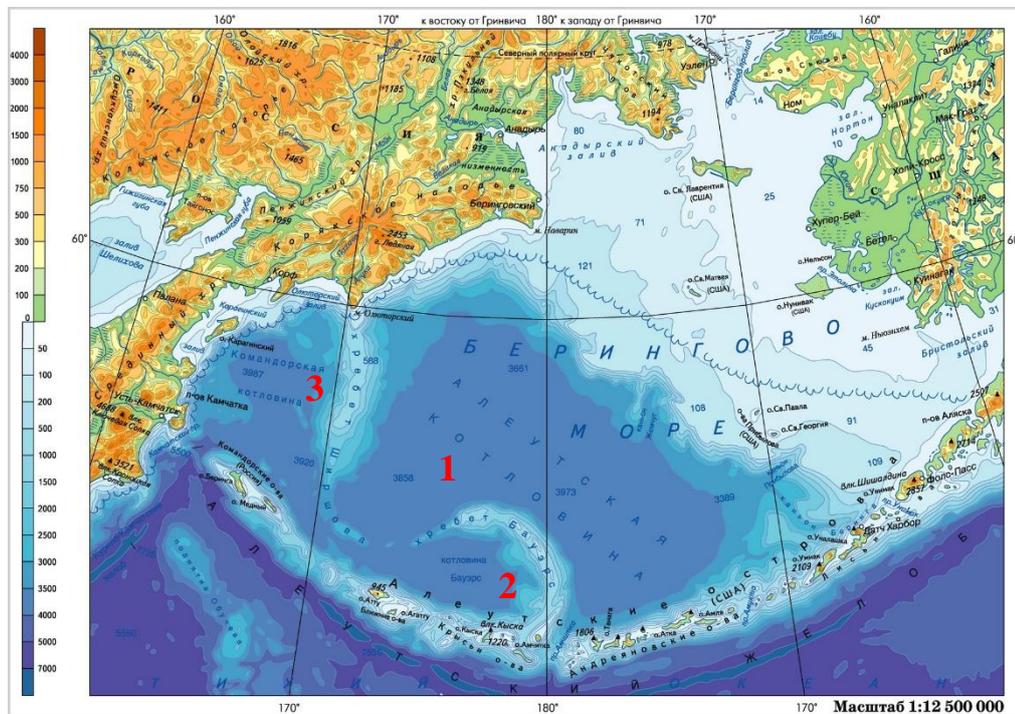


Рис. 8.6. Котловины Берингова моря

8.5. Охотское море. Рельеф дна

Шельф (0-200 м) имеет ширину от 180 до 250 км занимает около 20% площади моря, сложно построенный материковый склон - около 65%. Включает участки погруженного шельфа и ряд возвышенностей - Института океанологии (1) и Академии наук (2) с минимальными глубинами 940 м и 894 м и разделяющих впадин: желоб Макарова, Котловина Дерюгина (3 - максимальная глубина 1744 м) к востоку от Сахалина. В С-В части моря находится котловина Тинро (4 - 993 м). Глубоководная

Южно-Курильская котловина (5 - более 3300 м) занимает около 8% площади моря; дно ее представляет плоскую абиссальную равнину, с максимальной глубиной 3521 м (рис. 8.7).

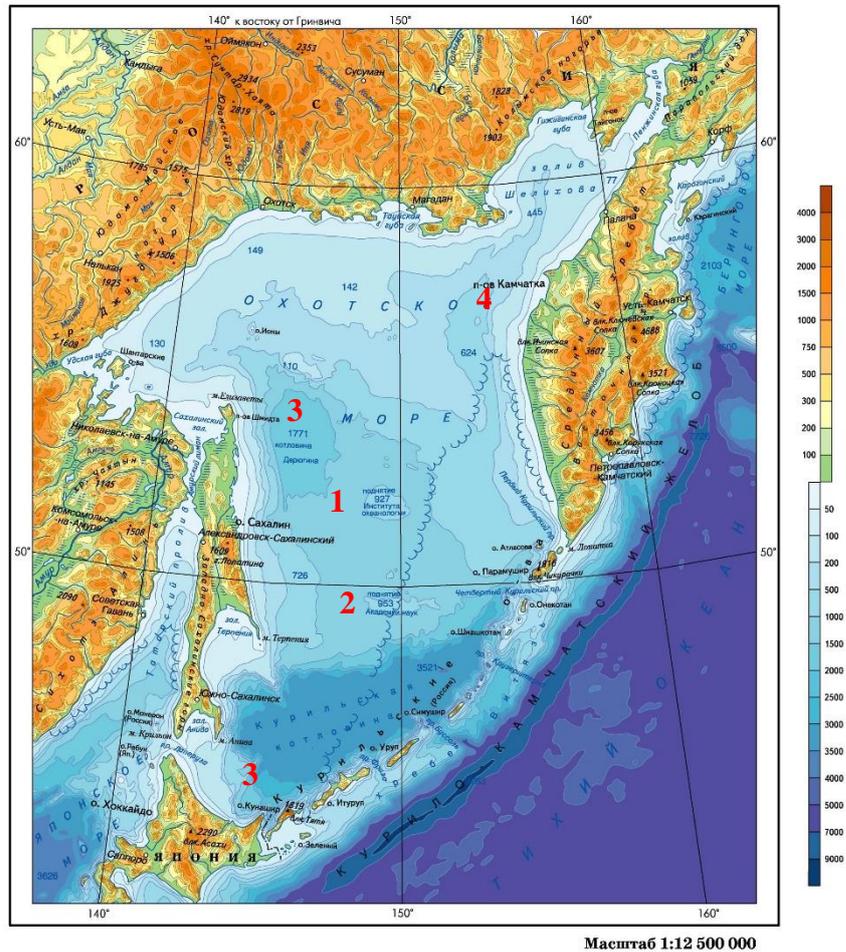


Рис. 8.7. Охотское море

Впадины

1. Глубоководная часть соответствует >3 км. Отвечает Южно-Охотской или Курильской котловине в тылу одноименной дуги. Кора океанского типа. Осадки -N-Q возраста, мощность 7-8 км. Задуговой бассейн по отношению к Курильской дуге, возможно отгороженная впадина.

2. **Впадина Дерюгина** расположена к востоку от северной части Сахалина. Кора переходного типа.

Впадина Дерюгина

Впадина выполнена кайнозойскими, преимущественно глубоководными морскими терригенными и кремнисто-терригенными отложениями, мощностью до 12 км. Нижняя часть разреза (3-5 км) представлена олигоцен-нижнемиоценовым

комплексом, который заполняет отдельные рифтовые грабены. Верхи разреза представлены миоцен-четвертичным комплексом диатомовых илов, переслаивающихся с пирокластическими горизонтами. Все отложения смяты в складки и разбиты разломами.

Охотское море

Консолидированная кора, террейны преимущественно К-ео, но есть и более древние, возможно Рсм. В центральной части бассейна мощность изменчива. Либо выступает на поверхность, или погружается на глубину свыше 10 км. Прогибы группируются в закономерные системы: Северо-Охотская (рифт eo2-mio), продолжение Байкала. Тектоническая природа и происхождение коры спорны. 1. Рсм блок; 2. К1 плато, присоединенное к Азиатскому материку.

Курильские острова

Островные дуги - это цепочки вулканических островов над зоной субдукции, возникающие там, где океаническая плита погружается под океаническую. В качестве типичных современных островных дуг можно назвать Курильские, Алеутские, Марианские, и многие другие архипелаги. Японские называют островной дугой, но их фундамент очень древний и на самом деле они образованы несколькими одновременными комплексами островных дуг, так что Японские острова являются микроконтинентом.

Курильская островная дуга - соединяет Камчатку с островом Хоккайдо. Сейсмофокальная зона прослеживается до глубины 650 км. Выход зоны на поверхность дна - глубоководный желоб. На севере сочленяется с Алеутским, на юге с Японским. Внутренний борт - аккреционная призма, внешний - краевой вал или поднятие Зенкевича. Большая и малая Курильские гряды. 1 - ближе к материку, цепь вулканических островов, 60 действующих вулканов, начало формирования - олг. Вулканиды от базальтов до риолитов. В Малой гряде доминируют К₂-Рг₁ вулканогенно-обломочные породы субаквального происхождения. В составе вулканидов - андезибазальты.

8.6. Северо-Восточный сегмент

Северный субсегмент. Характерная особенность – гигантские широтные разломы, которые делят его на субсегменты: Алеутская дуга/разлом Мендосино - Северный, Мендосино/Кларион - Северо-Центральный, Кларион/Галапагосский - Южно-Центральный, Галапагосский /Острова Пасхи - Южный.

Северный субсегмент - обширная аккумулятивная равнина (рис.8.8). На С - Алеутский желоб и Алеутская дуга. На склоне аккреционная призма P1-Q, а на островах Mz-Kz. Зона субдукции полностью засыпана осадками из-за интенсивного сноса

(мощность до 7 км). Океаническая кора E_{01-2} , к континентальному склону - ol_{g-mio_2} . В целом океаническая кора - K_2-KZ и образована на субмеридиональной оси спрединга.

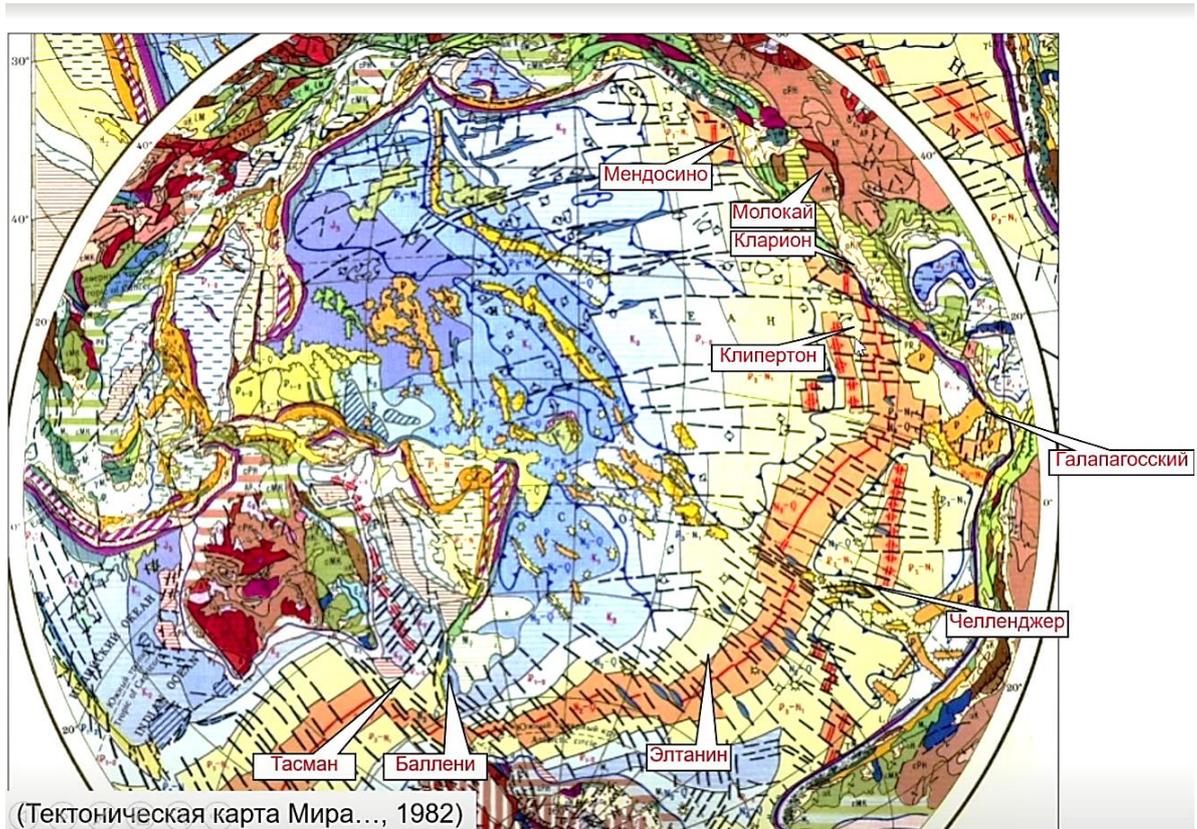


Рис. 8.8. Строение Тихого океана

Северо-Центральный субсегмент. От Мендосино до Клариона. Ось спрединга Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП) внедряется в континент. Ось спрединга внутри Калифорнийского залива, с малоамплитудными трансформными разломами. Формирование началось с mio . Рифтовая долина идет на сушу, в долину смерти, крупный сдвиг Сан-Андреас. Обрывается трансформой Мендосино. Здесь происходит начало субдукции ВТП - ol_{g_1} . Кора в субсегменте - от K_{2sp} – до mio . Зона субдукции вдоль береговых хребтов засыпана осадками из-за сноса с континента. KZ - 7 км. Кора в океане e_{01-2} . К континенту - Mio . Присутствует крупная аккреционная призма $ol_{g_3-mio_2}$.

Южно-Центральный субсегмент. ВТП приближено к побережью. Крупные трансформы - Кларион и Клипертон. К западу от ВТП южная часть Северо-Восточной котловины, которая простирается к северу до Алеутской дуги. На З ее ограничивают хребты Северо- Западного сегмента, а на В – Северо-Американский континент. Ее пересекают трансформные разломы Кларион, Клипертон, Молокай и Мендосино. Они выглядят как уступы, окаймленные желобами. Разломы сопровождаются вулканическими островами с щелочными базальтами.

Южный сегмент (рис. 8.9) содержит несколько мелких трансформных разломов и вулканические плато, выступающие в виде островов. ВТП окаймлено с востока Перуанской котловиной, где хребт Наска субдуцирует по Ю-А плиту. Содержит несколько внутриплитных асейсмичных хребтов: хребт Карнеги и хребт Кокос. Базальтовый фундамент перекрыт мощным $mio-Q$ карбонатами.

8.7. Южный сегмент

Южно-Тихоокеанское поднятие (ЮТП) и ВТП. Граница между ними проходит по мощному разлому **Элтанин**. Это дивергентная граница между **Тихоокеанской и Антарктической плитами**. Длина составляет 12 000 км, ширина до 1200 км. Элтанин уходит в море Беллингаузена. Длина ЮТП 12000 км, а ширина 1200 км. Рифтовая долина расположена только в некоторых местах. Таким образом оба хребта - быстро спредингвые. Очень мощные трансформные разломы в ЮТП шириной до 400 км, резко расчлененный рельеф, перепады глубин до 6 км. В отдельных разломах виден весь разрез океанической коры.

Ширина 400 км, рельеф с перепадами до 6 км. Смещения трансформных разломов до 1100 км. Самая древняя кора в западной части Южной котловины - 165-140 млн. л. (J₃).



Рис. 8.9. Сегменты Тихого океана

8.8. Основные этапы развития Тихого океана

Считается, что Тихий океан достаточно древний. На месте современного Тихого океана существовал океан Протопацифик.

Протопацифика возраста Pr_2 - Pz_1 . Об этом говорят оставшиеся офиолиты Австралии, Тасмании, Китая, Японии, Кореи, Сев. Калифорнии. Еще более широко более широко распространены Pz_{2-3} офиолиты.

Возможно Протопацифика возникла из-за следующих причин: Тихий океан возник из-за распада суперконтинента РОДИНИЯ (гренвильская складчатость R_{2-3}). Распад сопровождался рифтингом, перешедшим в спрединг. Распад континента компенсировался закрытием Мозамбикского океана, который разделял Западную и Восточную Гондваны. Это не единственная точка зрения.

Океаны Тихий, Япетус, Палеоазиатский и Палеотетис заложились практически одновременно (самый конец Pr - Sm_1). Существовали в Pz - Mz_1 . В конце Pz Палеопацифика служила противовесом Пангеи в виде Панталассы, а другие океаны представляли собой заливы, либо ответвления.

Современный Тихий океан существует с J_2 (> 190 млн.л по магнитным аномалиям.), по осадкам - 160 млн. л. Возникла микроплита треугольной формы, которая, расширяясь, субдуцировала под соседние плиты.

Плиты, окружающие Тихоокеанскую, субдуцировали под С-В Азию, Северную и Южную Америки, Австралию и Западную Антарктиду. Обширный мантийный вулканизм в K_{1ar} - K_{2t} , способствовал возникновению поднятий (Хесса, Онтонг-Ява, Маркус-Неккер, Маршалловы острова, Соломоновы острова и др.). Суперплюм с границы мантия-ядро!

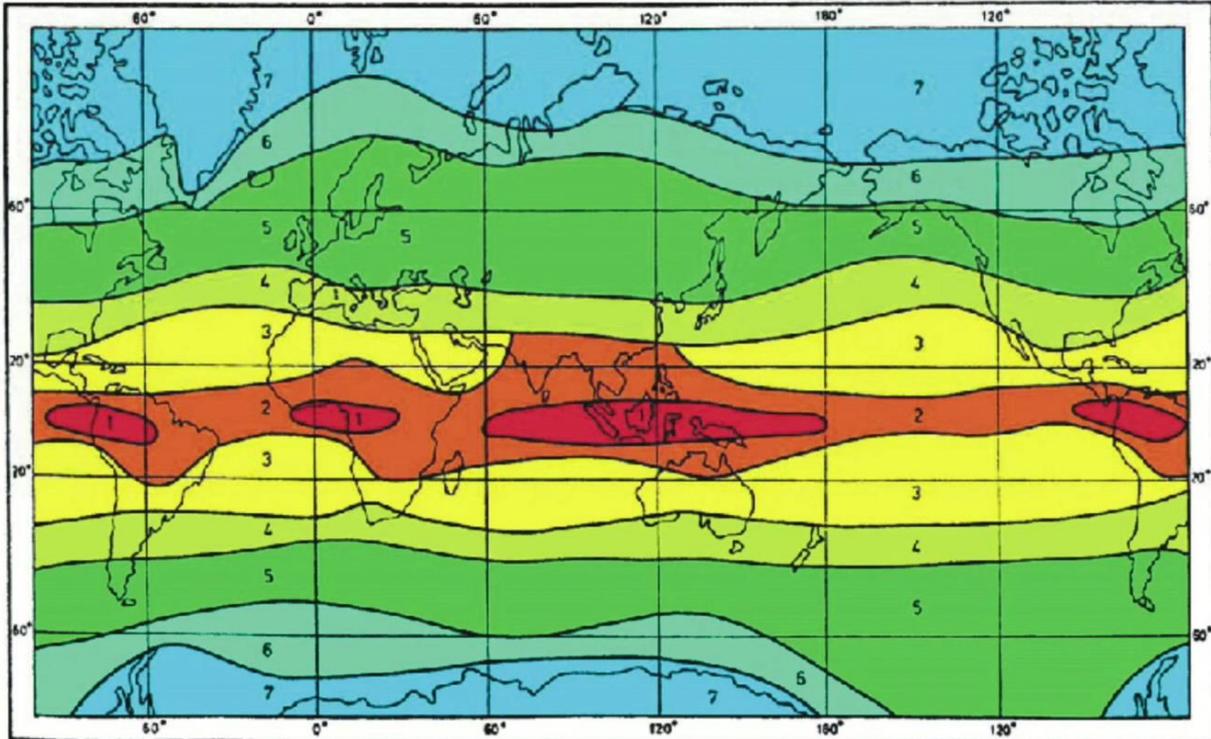
В K_2 произошла реорганизация системы плит. Возникли СОХ - ЮТП и ВТП. Соединились Индийский и Тихий океаны. Началось формирование окраинных морей, островодужных вулканов и желобов (K_2 - KZ). На востоке приращение островных дуг к континенту и закрытие окраинных морей. K_2 – Андийская окраина.

Лекция 9

Осадочная толща океанов. Параметры водной толщи

9.1. Параметры водной толщи: температура

Вторая часть курса. Здесь будут изучаться основные параметры осадочной толщи океанов. Будет изучено, как это помогает реконструировать историю развития океанов. Необходимо понять, как параметры водной тощи влияют на состав осадков, их мощность, строение, смену в пространстве и во времени.



1 - экваториальная, 2 - субэкваториальная, 3 - тропическая, 4 - субтропическая, 5 - умеренная, 6 - субполярная, 7 - полярная (по Б.П.Алисову)

Рис. 9.1. Климатические зоны Земли по Б.П. Алисову

Температура – один из ведущих факторов, влияющих на распределение осадков, как терригенных (состоящих из частиц уже когда-то сформировавшихся пород и выносимых процессами эрозии в водную толщу), так и биогенных осадков. В настоящее время мы имеем явно выраженную широтную зональность температур, которая позволяет нам в водной толще океанов выделять несколько зон, отличающихся друг от друга этим параметром (рис. 9.1). 1 - экваториальная зона, располагается вокруг экватора, далее располагается субэкваториальная часть, где температуры отличаются. Эти две зоны находятся непосредственно вблизи экватора. Тропическая зона окаймляет эту зону, обе зоны могут то расширяться, то сужаться. Тропическая зона сменяется

субтропической зоной, затем следует умеренная, полярная и субполярная зона. Широтная зональность.

С глубиной температура меняется достаточно сильно. В тропических и субтропических зонах она имеет глубинную зональность, показывающую разницу температур. На глубине 100 м более высокие температуры, чем на глубине 500 м (рис. 9.2). В полярной области эти изменения температур незначительны, там температуры сравнительно низкие всегда.

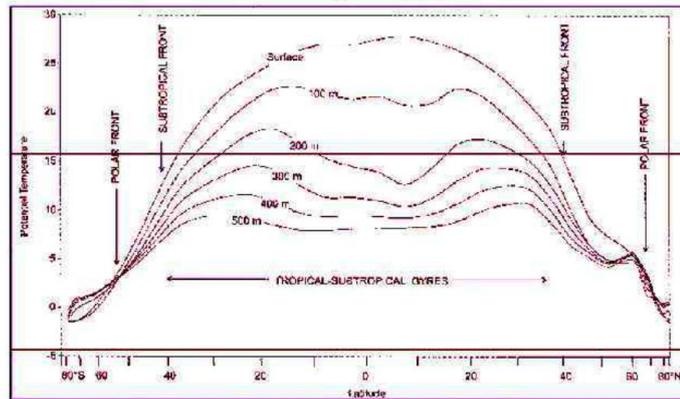


Рис. 9.2. Средние температуры до глубин 500 м (Lewitus, 1982)

Температура поверхностных вод меняется в разных океанах в зависимости от времени года. При температурных обстановках необходимо представлять на каких глубинах находится участок бассейна, на каких глубинах формировался осадок (рис.9.3).

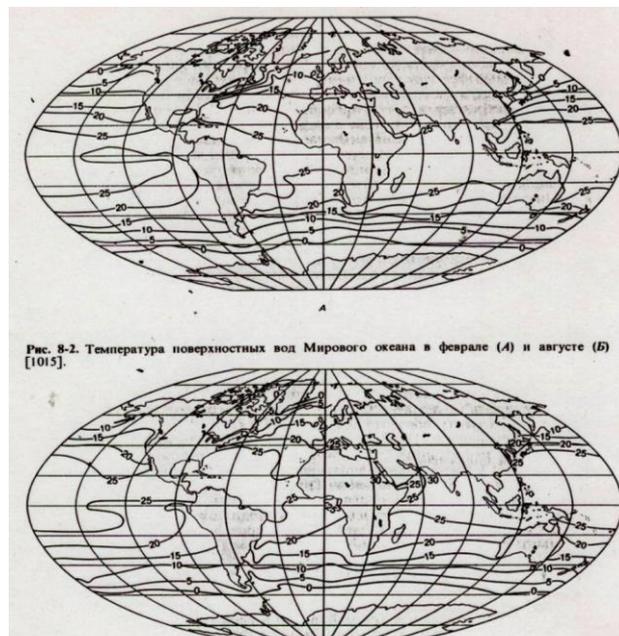


Рис. 9.3. Изменение температуры поверхностных вод в феврале и в августе

Термоклин

Зона резкого изменения температуры воды в океане на глубине 200 метров. Выделяют постоянный и сезонный термоклины. Слой воды в океане с постоянным термоклином, не зависящим от времени года. Располагается ниже 400 метров вглубь. Приповерхностный (до 400 м) слой воды в океане, в котором график убывания температуры меняется со временем года (рис. 9.4).

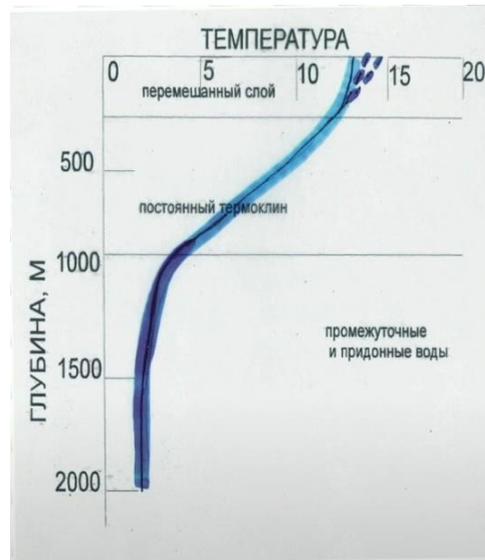


Рис. 9.4. Термоклин

9.2. Параметры водной толщи: соленость

Соленость водной толщи

Соленость воды открытых океанических бассейнов колеблется в незначительных параметрах. Нормальная соленость около 35 ‰. Безусловно, соленость меняется в зависимости от плотности воды и от температуры. Наименьшей зависимостью соленость от температуры обладает в экваториальных широтах, сильно колеблется в субтропиках (рис. 9.5). В таблице 9.1. представлен состав морской воды.

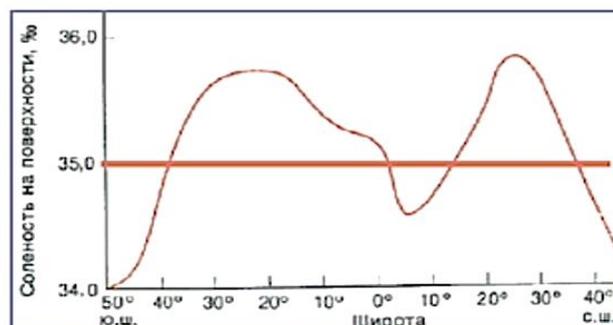


Рис.9.5. Соленость океанической воды

Таблица 9.1. Состав морской воды

Соль	Частей на тысячу (‰)	Вес, %
Хлористый натрий (NaCl)	23.477	68.085
Хлористый магний (MgCl ₂)	4.981	14.445
Сульфат натрия (Na ₂ SO ₄)	3.917	11.359
Хлористый кальций (CaCl ₂)	1.102	3.196
Хлористый калий (KCl)	0.664	1.926
Бикарбонат натрия (NaHCO ₃)	0.192	0.557
Бромистый калий (KBr)	0.096	0.278
Борная кислота (H ₃ BO ₃)	0.026	0.075
Хлористый стронций (SrCl ₂)	0.024	0.07
Фтористый натрий (NaF)	0.003	0.009
Всего	34.482	100

9.3. Параметры водной толщи: глубина

Критическая (компенсационная) глубина накопления карбонатов

Существует уровень, ниже которого раковины, состоящие из арагонита и кальцита, начинают растворяться. Они растворяются не сразу. В осадках иногда можно найти и целые раковины. В других местах карбонаты присутствуют в виде обломков или отсутствуют полностью. Легче растворяются раковины, состоящие из арагонита. Глубины, отвечающие за растворение арагонита, находятся выше, чем для кальцита (рис. 9.6).

Современное положение уровня карбонатной (кальцитовой – CCD и арагонитовой – ACD) компенсации в Атлантике.

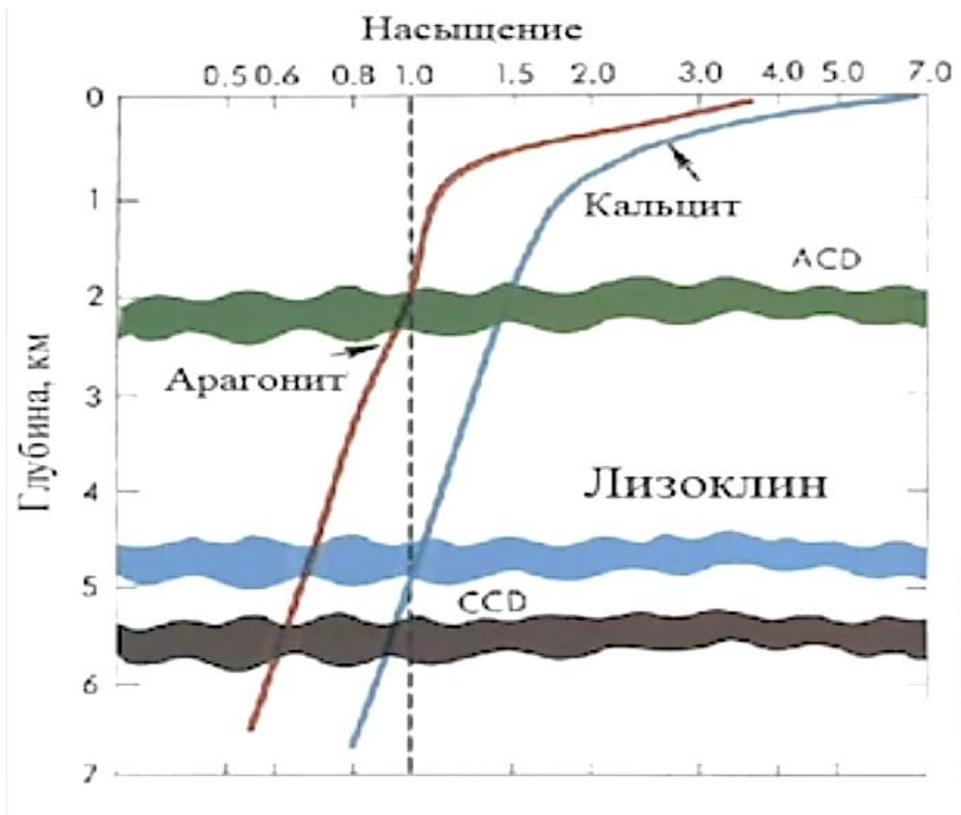


Рис. 9.6. Критическая (компенсационная) глубина накопления карбонатов

Распределение осадков, содержащих карбонат кальция имеет причудливую форму. Осадки, содержащие наиболее насыщенные карбонатом осадки, это осадки, приуроченные к СОХ, так как они находятся высоко, глубины там небольшие. Существует приуроченность как для Атлантического, так и для Индийского, также для Тихого океана. Около континентов карбонатная составляющая меньше, большой терригенный снов. Большая часть Тихого океана, составляющая часть карбонатов менее 25 процентов (рис. 9.7).

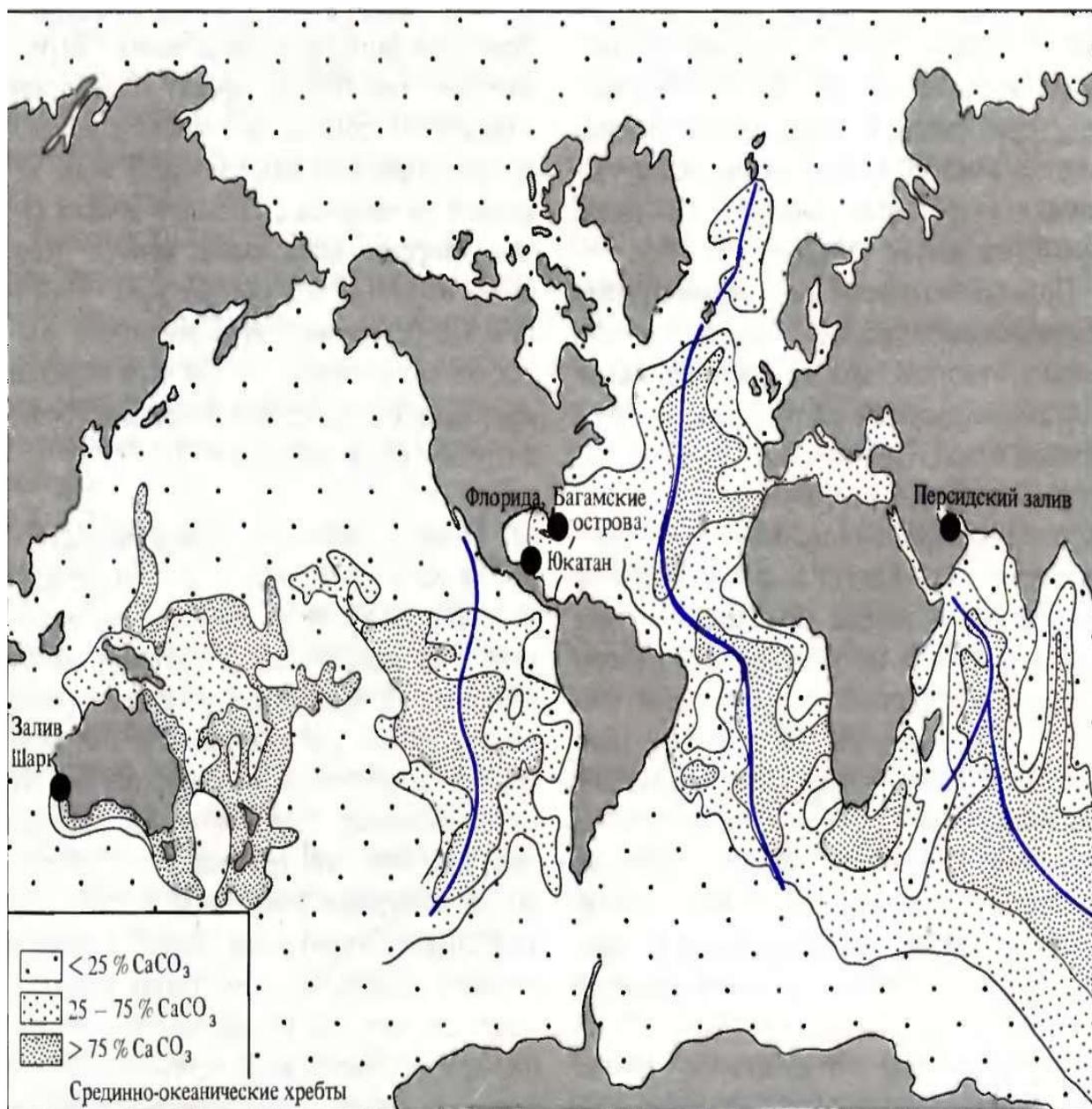


Рис. 9.7. Карта распространения CaCO_3 в океанах

До определенной глубины карбонаты сохраняются практически полностью, затем начинается растворение, после этого растворение значительно ускоряется, далее находятся участки, где карбонатный осадок не может формироваться.

Карбонатные осадки - это в основном осадки биогенного характера. В значительной степени они зависят от величины биопродуктивности. Биопродуктивность верхнего слоя воды, а это слой воды освещенный, где свет проникает в водную толщу практически полностью, высока. Там критическая глубина накопления карбонатов будет значительно выше, так как объем материала, который будет падать на дно достаточно высок (рис. 9.8).

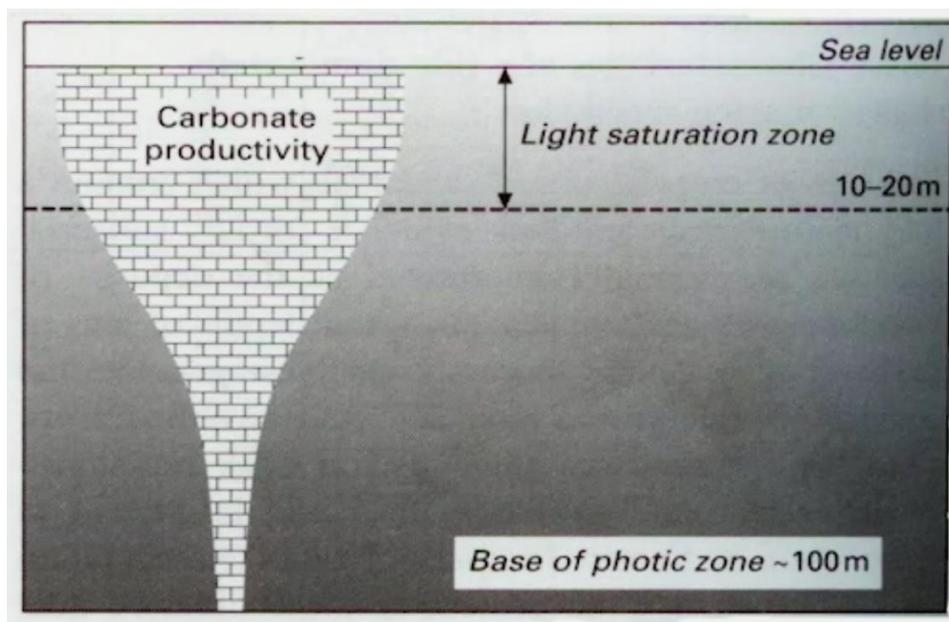


Рис. 9.8. Биопродуктивность и критическая глубина накопления карбонатов

9.4. Эль-Ниньо и Ла-Ниньо

Значительное влияние на формирование карбонатной толщи в океанах имеют течения. Некоторые течения перемещают огромную массу воды. К таким течениям относят течения Эль-Ниньо и Ла-Ниньо. В районе экватора, в восточной части Тихого океана, образуется пятно теплой воды в случае Эль-Ниньо и более холодной – в случае Ла-Ниньо.

Если атмосферное давление в порте Дарвин (Австралия) имеет тенденцию к понижению, а на острове Таити – к повышению, то ожидается Эль-Ниньо. В противном случае будет Ла-Ниньо. Эль-Ниньо и Ла-Ниньо – проявления глобальной годичной изменчивости климата. Они представляют собой крупномасштабные изменения температур океана, осадков, атмосферной циркуляции, вертикальных движений воздуха над тропической частью Тихого океана.

До начала Эль-Ниньо теплые поверхностные воды океана удерживаются восточными ветрами – пассатами в западной зоне тропической части Тихого океана, где формируется так называемый тропический теплый бассейн (ТТБ). Следует отметить, что глубина этого теплого пласта воды достигает 100-200 метров. Формирование такого огромного резервуара тепла – главное необходимое условие перехода к Эль-Ниньо. При этом в результате нагона воды, уровень океана у берегов Индонезии на два фута выше, чем у берегов Южной Америки. В то же время температура поверхности воды на западе в тропической зоне составляет в среднем 29-30 градусов, а на востоке 22-24. Небольшое охлаждение поверхности на востоке, это результат апвеллинга – подъема глубинных холодных вод на поверхность океана при подсосе воды пассатными ветрами.

Одновременно над ТТБ в атмосфере образуется самый большой район теплоты и стационарного неустойчивого равновесия в системе океан-атмосфера (когда все силы уравновешены и ТТБ неподвижен). По неизвестным пока причинам с интервалом в 3-7 лет пассаты ослабевают, нарушается баланс, и теплые воды западного бассейна устремляются на восток, создавая одно из самых сильных теплых течений в Мировом океане. На огромной площади на востоке Тихого океана, в тропической и центральной экваториальной частях, происходит резкое повышение температуры поверхностного слоя океана. Это и есть наступление фазы Эль-Ниньо. В результате происходит блокировка апвеллинга.

На рис. 9.9. показано, как возникает этот процесс. Слева показана нормальная циркуляция воды на экваторе. Обычные условия. Испарение, конвективный подъем, снос с континента и циркуляция внутри участка вдоль экватора. Если возникает Эль-Ниньо, схем распространения поверхностных течений меняется. Здесь увеличивается количество осадков, возникает сильная конвекция, изменяется поверхностное течение на противоположное. Это вызывает увеличение осадков.

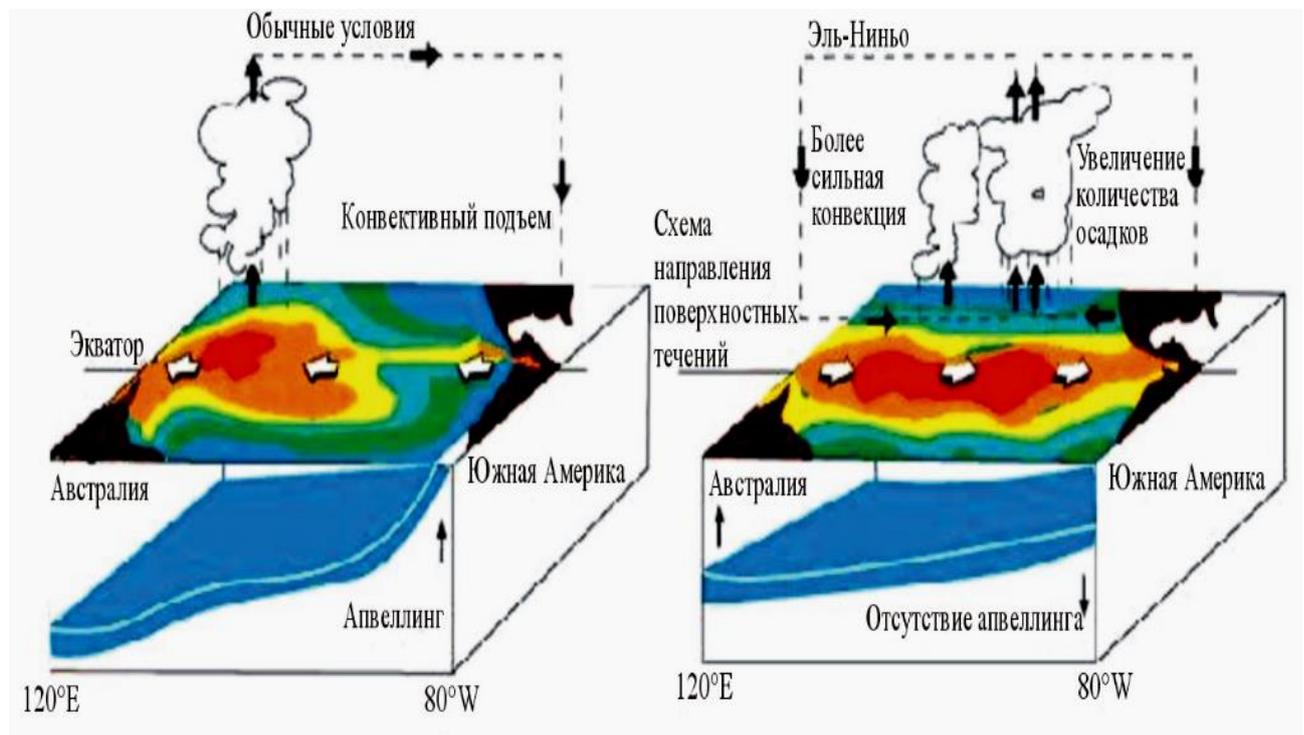


Рис. 9.9. Формирование Эль-Ниньо

9.5. Фациальные и биомические области морей и океанов

Области, приуроченные к континентальным шельфам и склонам, подножию океанам, ложе мирового океана – фациальные области. Каждому морфологическому элементу дна соответствует свой участок водной толщи. Супралитораль – участок, который практически никогда не покрывается водами морского бассейна. Литораль – в

значительной степени зависит от приливно-отливных событий. Сублитораль – область, покрывающая зону шельфа и в которой содержатся несколько биомических зон, связанных с биопродуктивностью и с перемещением осадка в шельфовой зоне. Эпибатталь характеризует переход от шельфа к склону. Континентальный склон, где осадки накапливаются главным образом либо у континентального подножья, либо внутри каналов, пересекающих этот склон. Большие толщи осадков разгружаются около континентального подножья. Ложе Мирового океана – осадки всех возрастов, скорость осадконакопления очень медленная. В глубоководных желобах осадки имеют специфический характер.



Рис. 9.10. Фациальные и биомические области морей и океанов

Воды подразделяются на эпипелагиаль – наиболее комфортная зона для обитания микроорганизмов, мезопелагиаль, баттелагиаль, абиссопелагиаль и хадопелагиаль. Пелагические горизонтальные зоны или области (неритическая и океанская), отражают горизонтальное распространение (обычно по мере удаления от берега) пелагических организмов неритической и океанической областей. Глубинные зоны – участки водной толщи, каждая из которых определяется физико-химическими характеристиками. Границы точно не установлены и спорны (рис. 9.11).



Рис. 9.11. Основные бентические и пелагические обстановки

9.6. Распределение мощностей в океанах

Кривая закономерного изменения глубин носит название кривой Склейтера.

Влияние:

Закономерное изменение возраста пород ложа по нормали от активного хребта. Закономерное увеличение глубин при удалении от оси спрединга. Сохранение мощности только в областях пассивных окраин и поглощение осадков на активных окраинах. Эта закономерность носит название тектонической зональности.

Больше осадочного вещества формируется в непосредственной близости от источника сноса. Поэтому около континентов существует бордюр повышенных мощностей.

В пределах бордюра: быстро возрастает в сторону континентов и достигает максимума около главных магистралей осадочного вещества.

А) устья крупных рек, Б) подводные конуса выноса. В) второй глобальный уровень – подножье континентального склона. Это циркум континентальная зональность.

Климатическая зональность

Поставка осадочного вещества неравномерна в разных климатических зонах. Экваториальная гумидная зона – 26% поверхности континента поставляет 76% общего твердого стока в океаны. Умеренные гумидные зоны поставляют еще 12% терригенного вещества. На долю двух аридных и двух ледовых зон – 12%. Широтный перенос в 10 раз

сильнее меридионального. То есть главная часть осадочного вещества, формируемого на континентах перемещается в той же климатической зоне в океан. Сохраняется климатическая марка вещества.

С климатической зональностью связан и источник биогенного материала. 50% от пелагических осадков. 90% биогенного вещества приурочено к гумидным зонам. Поэтому при прочих равных условиях мощность максимальная в гумидных зонах и минимальная в аридных. Полоса мощных экваториальных отложений совпадает по положению с полосой высокой первичной продукции современного фитопланктона. Скорость на 5-10% выше, чем в соседних аридных зонах. Мощности совпадают со скоростями.

Вертикальная зональность определяется ростом глубины. Особенно важна для CaCO_3 .

9.7. Основные типы современных океанических осадков

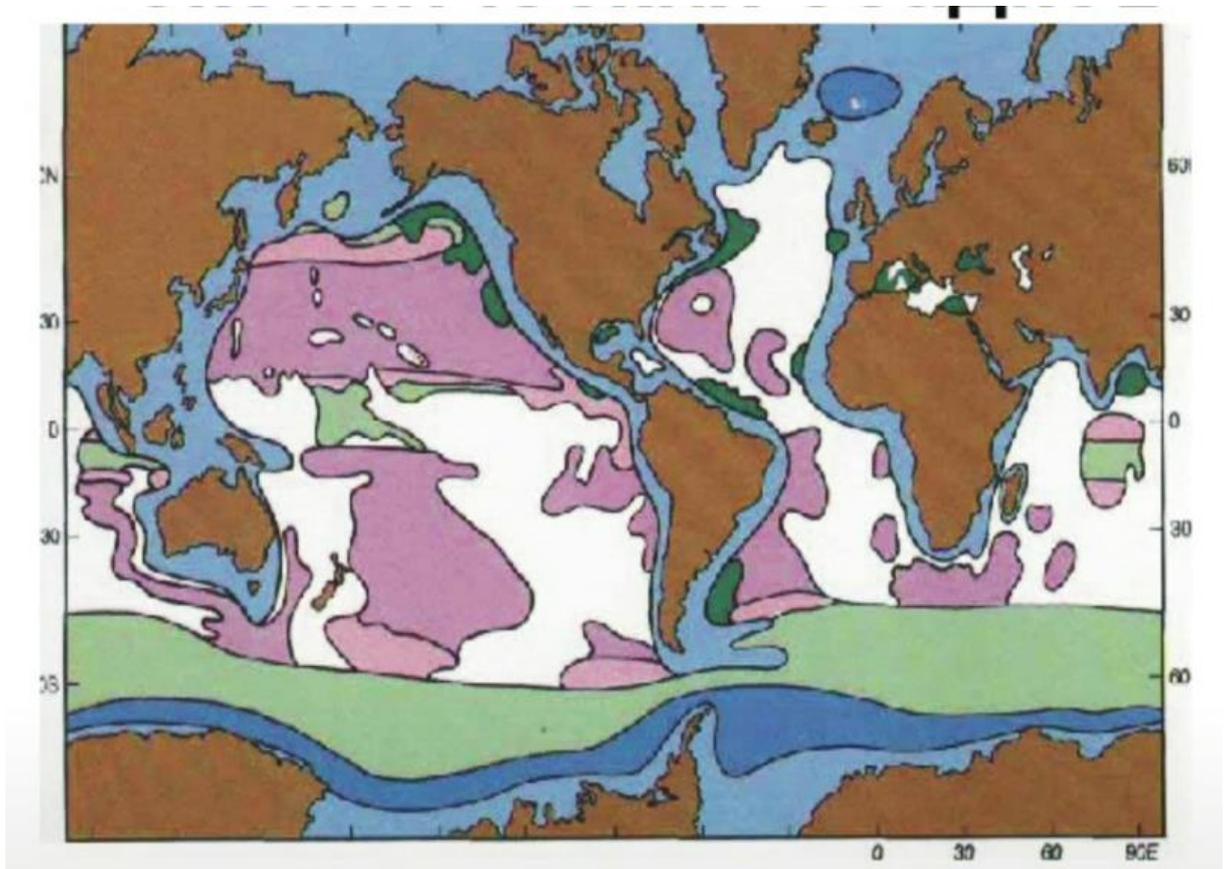


Рис.9.12. Основные типы современных океанических осадков

Голубой (рис. 9.12) – кластические или карбонатные шельфы. Синий – ледниково-морские осадки; зеленый – кремнистые биогенные пелагические илы; фиолетовый –

красные океанические глины; розовый – смешанные кремнистые осадки и океанические глины; темно-зеленый – турбидиты; белый – пелагические карбонаты.

Биогенные осадки

На рис. 9.13 показан биогенный осадок под микроскопом. Здесь представлены карбонатные раковины фораминифер. Сеточки – радиоларии.

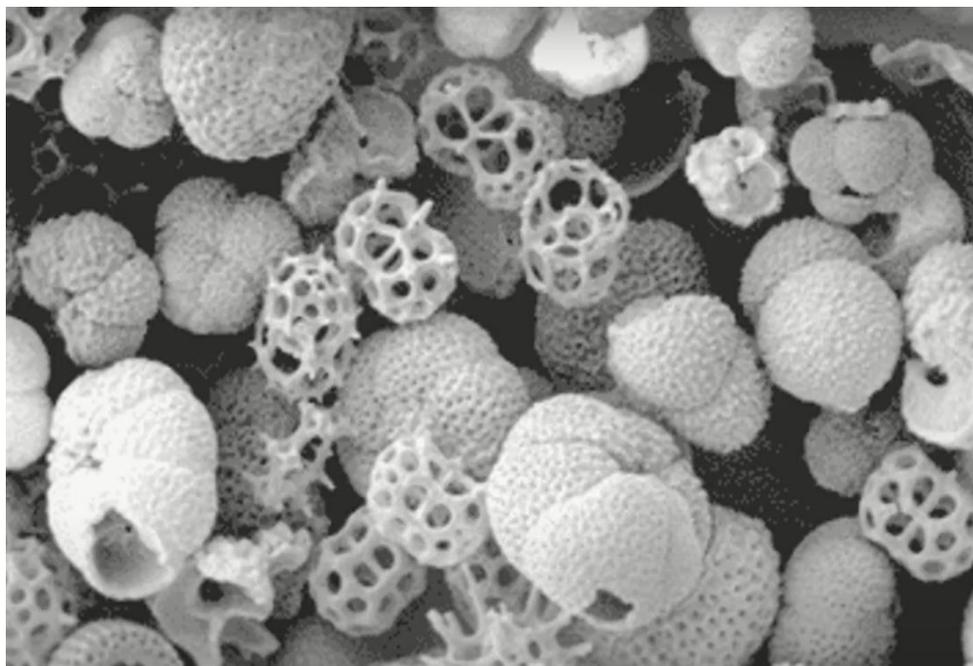


Рис. 9.13. Карбонатные раковины фораминифер

На рис. 9.14. представлена раковина карбонатных водорослей кокколитофоритов. Скелет у них очень плотный, и они сохраняются лучше, чем раковины фораминифер.



Рис. 9.14. Раковины кокколитофоритов

Осадки пелагиали (абиссали)

На рис. 9.15. представлены диатомовые водоросли и радиоляриевые илы. Обладают кремниевым скелетом, диатомеи неприхотливы, они живут в реках, в лагунах, в заливах океанических бассейнов, близ вулканических островов. Радиолярии и фораминиферы гораздо более избирательны.

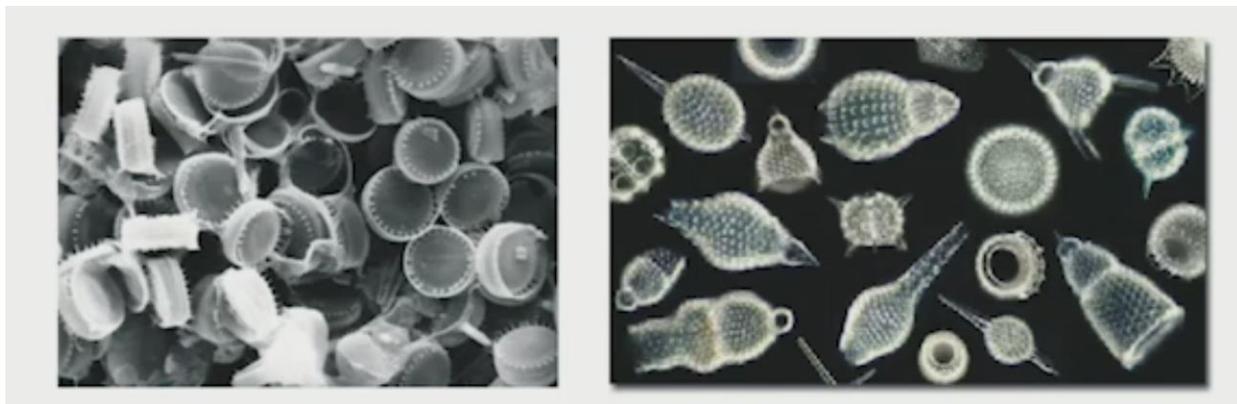


Рис. 9.15. Диатомиты и радиоляриты

На пелагиале выше критической глубины карбонатонакопления все выглядит гораздо скуднее. Это подводный элювий, взвесь, которая садится из водной толщи. Она подвержена процесса подводного выветривания. На их месте образуются красные океанические глины и железо-марганцевые конкреции.

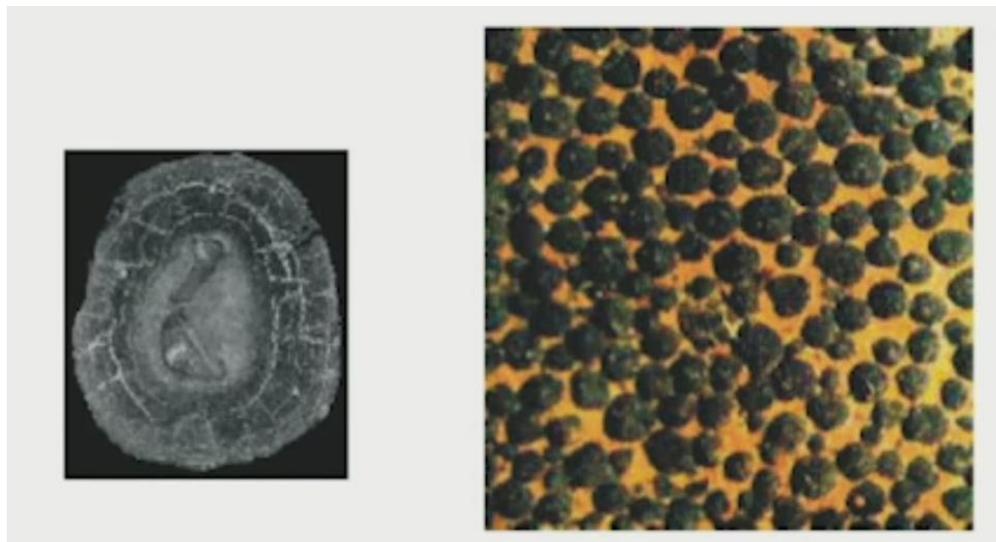


Рис. 9.16. Подводный элювий: красные океанические глины и железо-марганцевые конкреции

На рис. 9.17 показаны осадки в ископаемом состоянии. Так выглядит порода, сформированная радиоляритами. При слиянии скелетов образуются сложнопостроенные слоистые породы.



Рис. 9.17. Радиоляриты юры. Турция

На рис. 9.18 представлен осадок пелагиали. Мелкие включения – кокколитофориты, крупные – фораминиферы.



Рис. 9.18. Кальциферовые известняки. Турция

Существуют и мелководные осадки, состоящие из раковин, живущих на дне. Например, известняки-ракушняки, состоящие из раковин двустворок (рис. 9.19).



Рис. 9.19. Мелководные биогенные осадки

На рис. 9.20 показаны фораминиферы в шлифах.

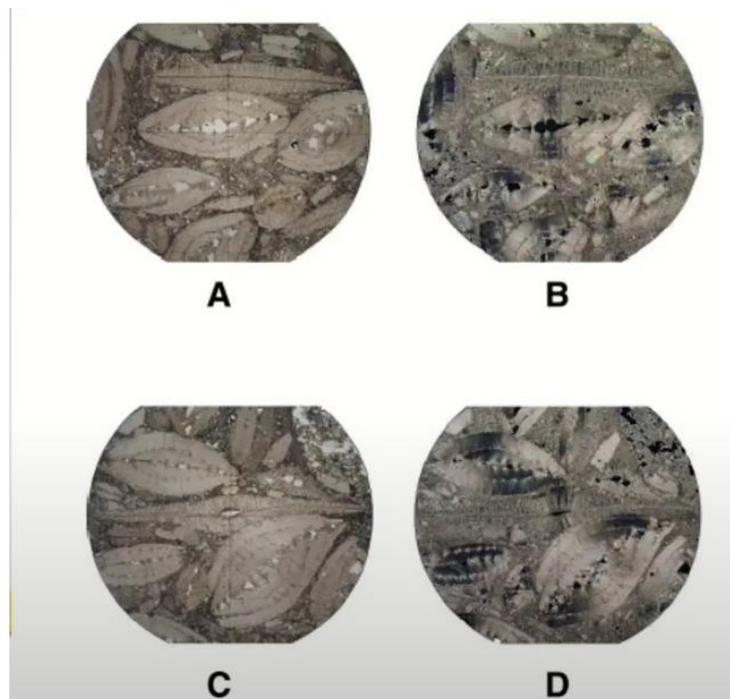


Рис. 9.20. Фораминиферы

Лекция 10

Осадочный чехол океанов

10.1. Общая характеристика осадочного чехла

3/4 поверхности земли составляют морские обстановки. Почти вся эта площадь – потенциальная поверхность, на которой накапливаются осадки (исключая континентальный склон). Выделяют различные обстановки внутри морских бассейнов в зависимости от глубины. Кроме того, большое влияние оказывают ветры, плотность воды, ее T и S . На мелководные участки большое влияние оказывают приливно-отливные флуктуации. Огромное значение имеют морские организмы, обитающие на морском дне и в толще воды.

Океанская среда и фациальный анализ

Остановимся на некоторых физических процессах, постоянно происходящих в водной толще. Одним из таких процессов является спираль Экмана.

Процессы осадконакопления могут накапливаться:

1) абразией ("абрадо" - соскабливать, лат.), разрушением береговых линий волнами, приливами, течениями;

2) переносом разнообразного материала: выносимого реками; образующимися за счет вулканизма, эоловой (ветровой) деятельности, разносимого льдом, а также растворенного вещества;

3) биогенное накопление

3) аккумуляция или отложения осадков: железо-марганцевых конкреций), обломочных и космогенных (сферул);

4) преобразование осадков в породы (диагенез) и переотложение осадков.

10.2. Формирование течений (ветры)

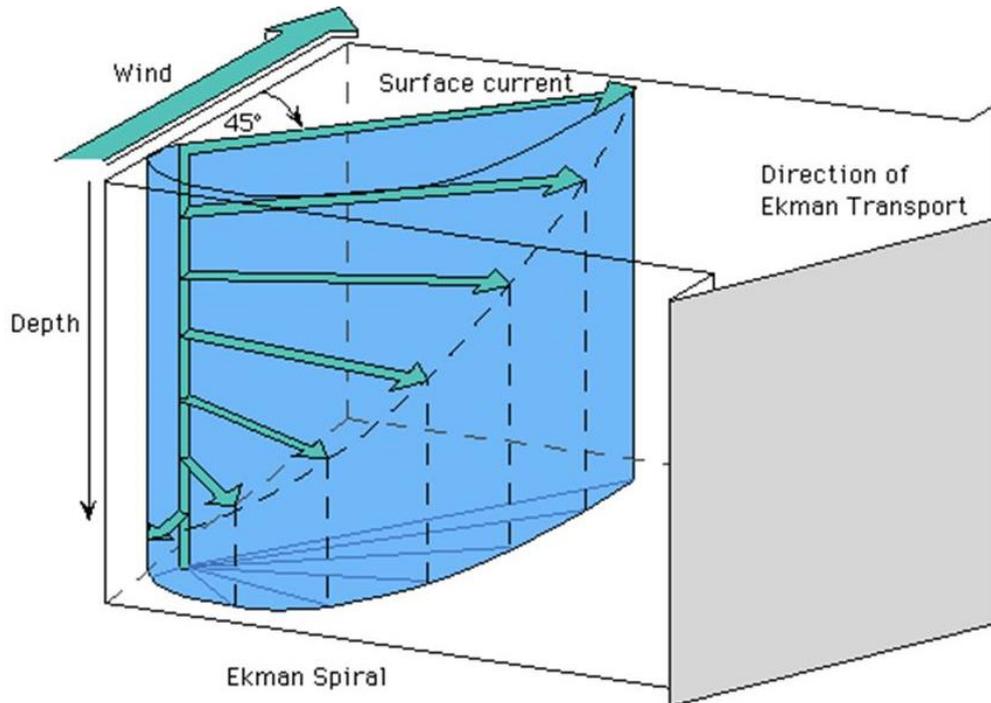
Пассат – ветер, дующий между тропиками круглый год, в северном полушарии с северо-восточного, в южном – с юго-восточного направления, отделяясь друг от друга безветренной полосой. Есть разница в их направлении на материках и океанах.

Пассаты являются наиболее обширными и устойчивыми воздушными течениями в системе общей циркуляции атмосферы. Пассаты имеют обычно умеренные скорости (5-8 м/сек, иногда до 15 м/сек). Мощность пассатов (по высоте) составляет несколько километров, возрастая в направлении от субтропиков к экватору.

Динамика водной толщи (течения, апвеллинги, Эль-Ниньо, Ла-Ниньо). Была рассмотрена на прошлой лекции.

Спираль Экмана

Возникает всегда в районах, где постоянно дуют ветра (рис.10.1, 10.2). Наглядно видно, что ветер тащит воду за собой за счет трения. Поскольку вода движется, сила Кориолиса отклоняет ее траекторию в северном полушарии вправо. Каждый следующий слой будет за счет трения приводиться в движение, а эффект Кориолиса будет отклонять его вправо. Поверхностное течение поворачивается на 45° относительно направления ветра и развивает скорость около 3% от скорости ветра. Более глубокие слои движутся медленней, а отклоняются от направления ветра больше.



Adapted from Thurman, Harold V. **Essentials of Oceanography, 5th ed.**
Prentice-Hall, Inc., 1996.

Рис. 10.1. Спираль Экмана

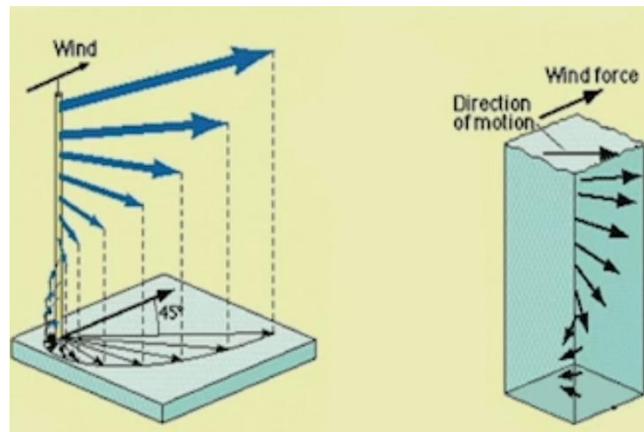


Рис. 10.2. Направление движения слоев по спирали

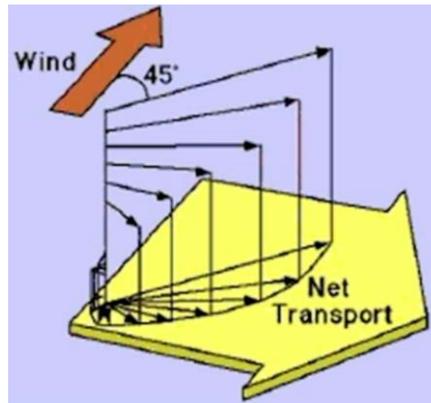


Рис. 10.3. Спираль Экмана

Спираль Экмана регулируют ветер, сила его воздействия, направление течений, силы Кориолиса.

Глубина Экмана

На так называемой глубине Экмана вода течет в противоположном направлении к направлению ветра. Скорость глубинных вод на этой глубине приблизительно 1/23 от поверхностной скорости течения. Таким образом в спирали речь идет о вертикальном профиле скоростей. Экмановская глубина является границей влияния ветрового сопротивления. Средняя глубина 50 м.

На рис. 10.4 показана карта, на которой показаны основные течения в океане.

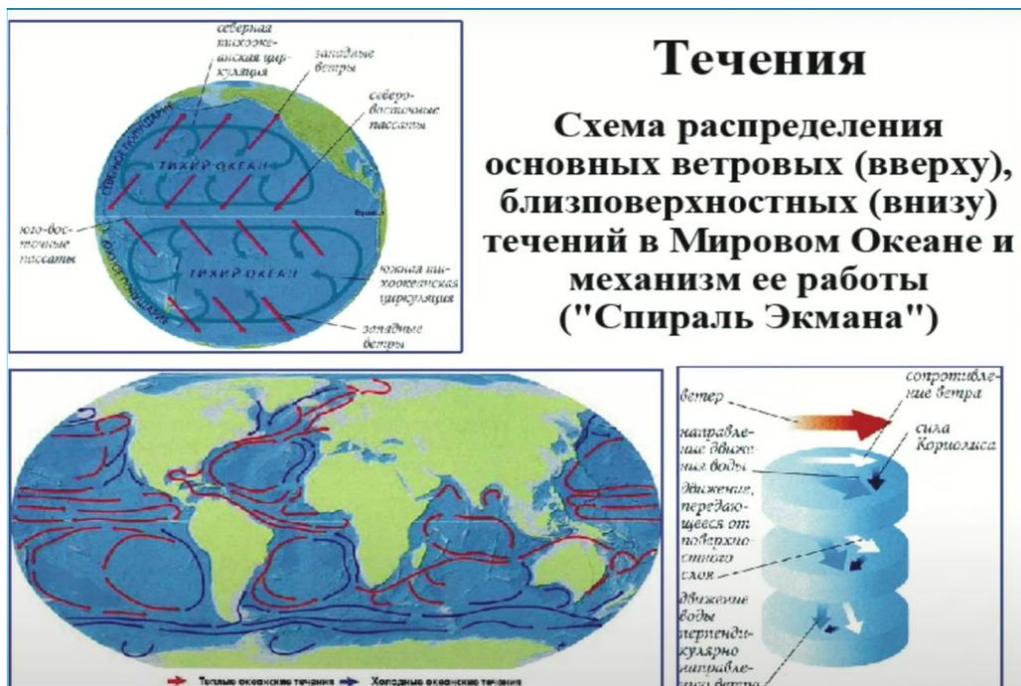


Рис. 10.4. Схема распределения основных ветровых, близповерхностных течений в Мировом океане

Водная толща океанов (поверхностные течения)

Поверхностные течения охватывают верхнюю толщу Мирового океана (рис. 10.5). К ним относятся пассатные течения, часть течений, охватывающих верхние участки водной толщи типа Гольфстрима, которые оказывают колоссальное влияние на климат Северных морей – Северного и Балтийского моря, Перуанское течение, которые поднимает холодную воду у Южно-Американского континента и способствует там возникновению периодического апвеллинга.

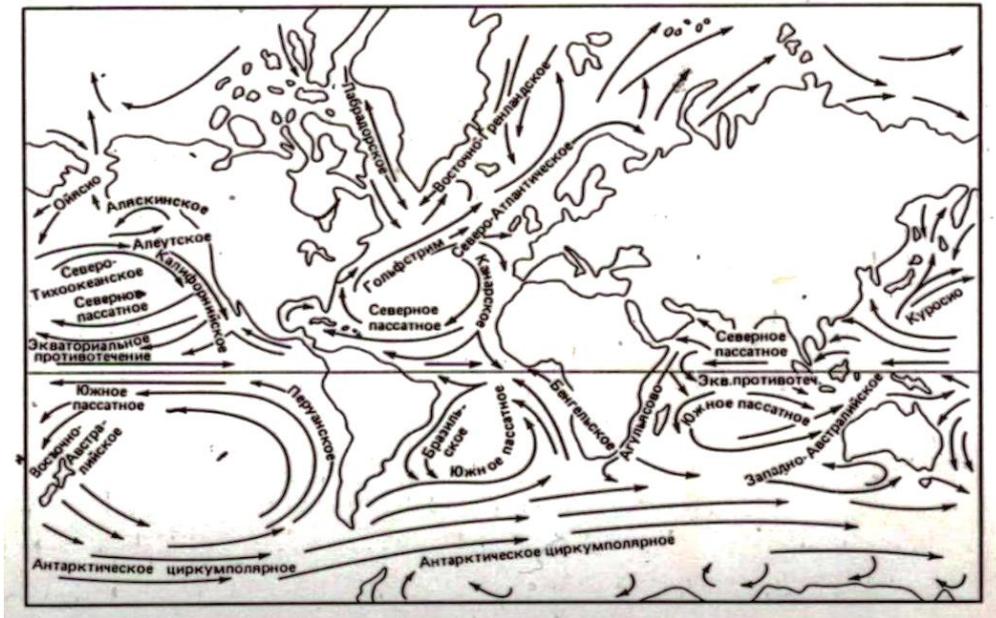


Рис. 10.5. Главные поверхностные течения мирового океана

Водная толща океанов (придонные течения) – изучены в гораздо меньшей степени (рис.10.6).

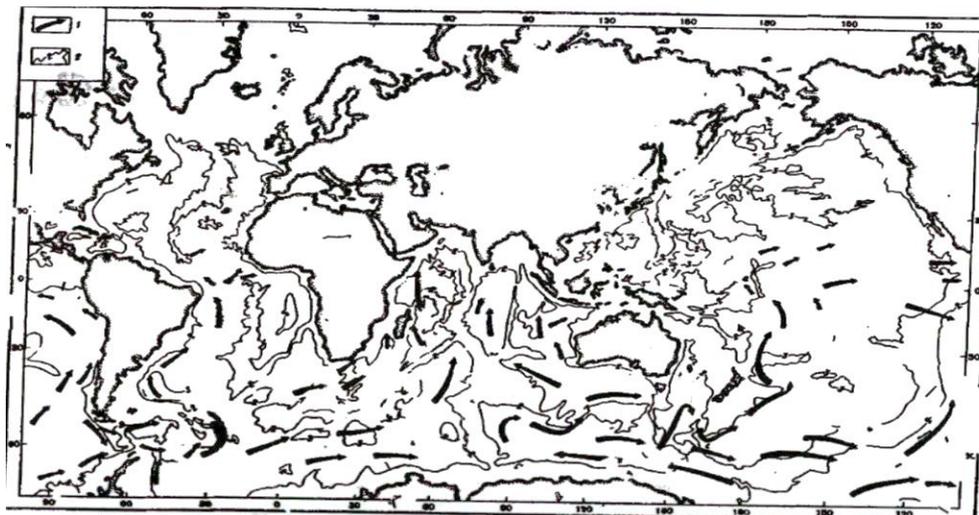


Рис. 10.6. Карта современных придонных течений

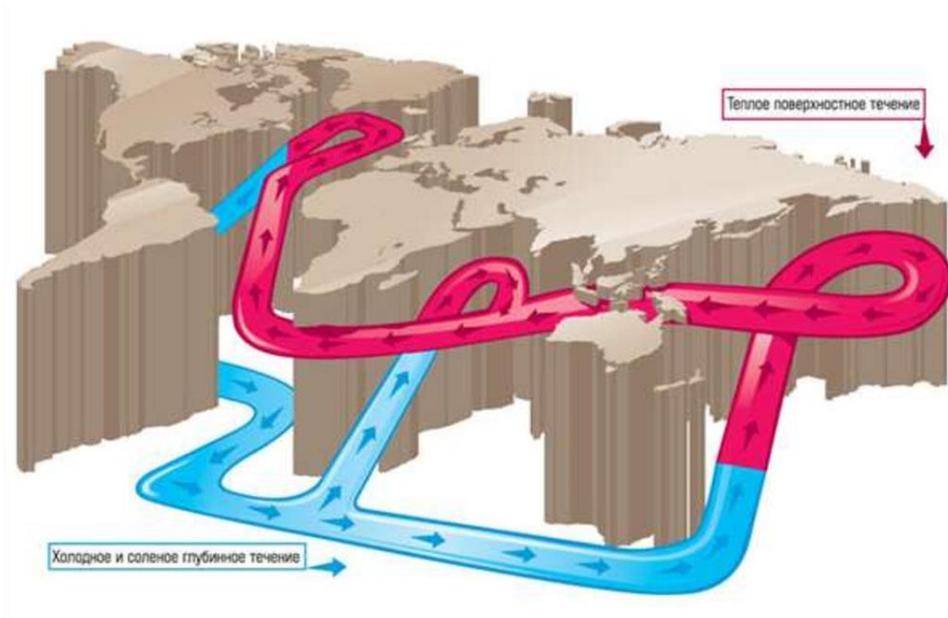


Рис. 10.7. Схема циркуляции вод Мирового океана

На рис. 10.7 показано, как смыкаются течения, и как они отличаются друг от друга. Это конвейер течений холодных вод в придонных частях и теплых поверхностных вод, связанных с климатическими обстановками в верхней толще воды.

10.3. Вертикальные перемещения воды

Апвеллинг – (от англ. up-наверх и well – хлынуть), подъем вод из глубины водоема к поверхности. Вызывается устойчиво дующими ветрами, которые сгоняют поверхностные воды в сторону открытого моря, а взамен на поверхность поднимаются воды нижележащих слоев (рис. 10.8).

Различают два типа апвеллинга: прибрежный и открытого океана.

Вода в зоне апвеллинга значительно насыщена биогенными веществами, выносимыми с глубины, что благоприятствует развитию планктонных организмов. Прибрежный апвеллинг возникает вследствие сгона поверхностных вод ветром и подъема на их место глубинных вод. Наиболее известный Перуанский, Канарский, Калифорнийский, Сомалийский, Бенгальский апвеллинги. В открытом океане апвеллинг образуется из-за дивергенции (расхождения) поверхностных течений; хорошо известна дивергенция в районе экватора и у побережья Антарктиды.

Дивергенция течений - зона расходимости течений и подъема вод. Дивергенция вызывается неравномерностью поля ветра, особенностями рельефа дна или конфигурацией береговой линии. Характерна также для центральных частей циклонических круговоротов вод (против часовой стрелки - в северном полушарии, по часовой стрелке – в южном).

Районы выхода на поверхность глубинных вод имеют гладкую поверхность и выглядят на радиолокационных космических снимках как обширные темные области. Вода в зоне апвеллинга значительно насыщена биогенными веществами, выносимыми с глубины, что благоприятствует развитию планктонных организмов. Выделяющиеся при этом органические вещества (жирные спирты, кислоты и т.п.), скапливаясь на поверхности и собираясь в пленки, гасят мелкомасштабное поверхностное волнение.

Даунвеллинг

Опускание воды с поверхности на глубину, которое связано либо со столкновением течений, либо с повышением плотности воды и погружением ее на глубину (рис. 10.8).

Конвергенция течений - зона сходимости течений и опускания вод. Конвергенция вызывается неравномерностью поля ветра, особенностями рельефа дна или конфигурацией береговой линии. Характерна также для центральных частей антициклонических круговоротов вод (по часовой стрелке - в северном полушарии, против часовой стрелки - в южном).

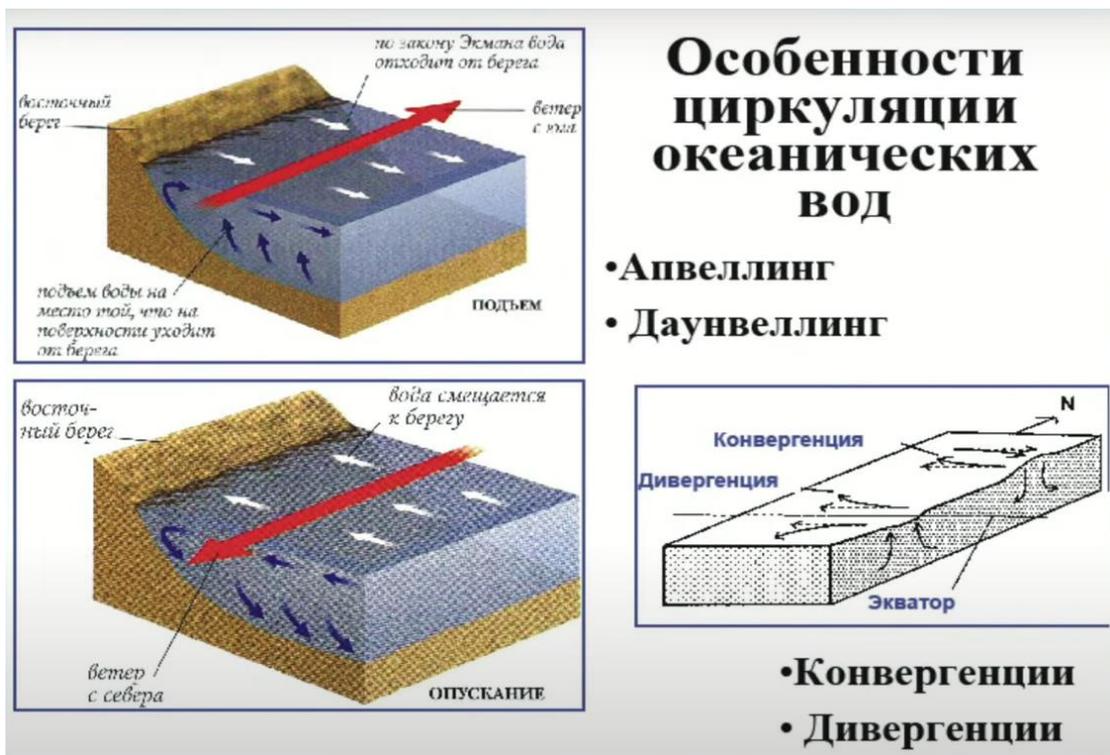


Рис. 10.8. Особенности циркуляции океанических вод

Лекция 11

Океанские глубоководные осадки

11.1. Глубоководные терригенные осадки

Глубоководные осадки - продукты размыва суши, которая является питающей провинцией. Перенос осуществляется через ряд промежуточных резервуаров – шельфы, лагуны, эстуарии.

К ним относятся оползни, обвалы и гравитационные потоки.

Обвал – перемещение блока осадков вниз по склону вдоль поверхности срыва. Слои имеют обратный наклон в связи с поворотом по движению, нижний край разжижен, слоистость нарушена, что создает предпосылки для грязекаменного потока. Блоки в сотни метров.

Оползни – крупные блоки пород, движущиеся по поверхностям искривленными смещениями.

Обвалы и оползни – начальные стадии гравитационных потоков.

Гравитационные потоки формируются под действием силы тяжести, при этом вовлекается в движение поровая жидкость.

Типы гравитационных осадков

Потоки разжиженного осадка (частицы удерживаются восходящими потоками жидкости из межгранулярного пространства)

Зерновые потоки (частицы удерживаются силами непосредственного взаимодействия)

Грязекаменные потоки (частицы удерживаются матриксом - межгранулярная жидкость и тонкозернистый посадочный материал)

Турбидные потоки (частицы удерживаются за счет направленной вверх турбулентной жидкости)

На рис. 11.1 видно, как под действием силы тяжести перемещаются породы и как они по-разному формируются, и как они по-разному выглядят.

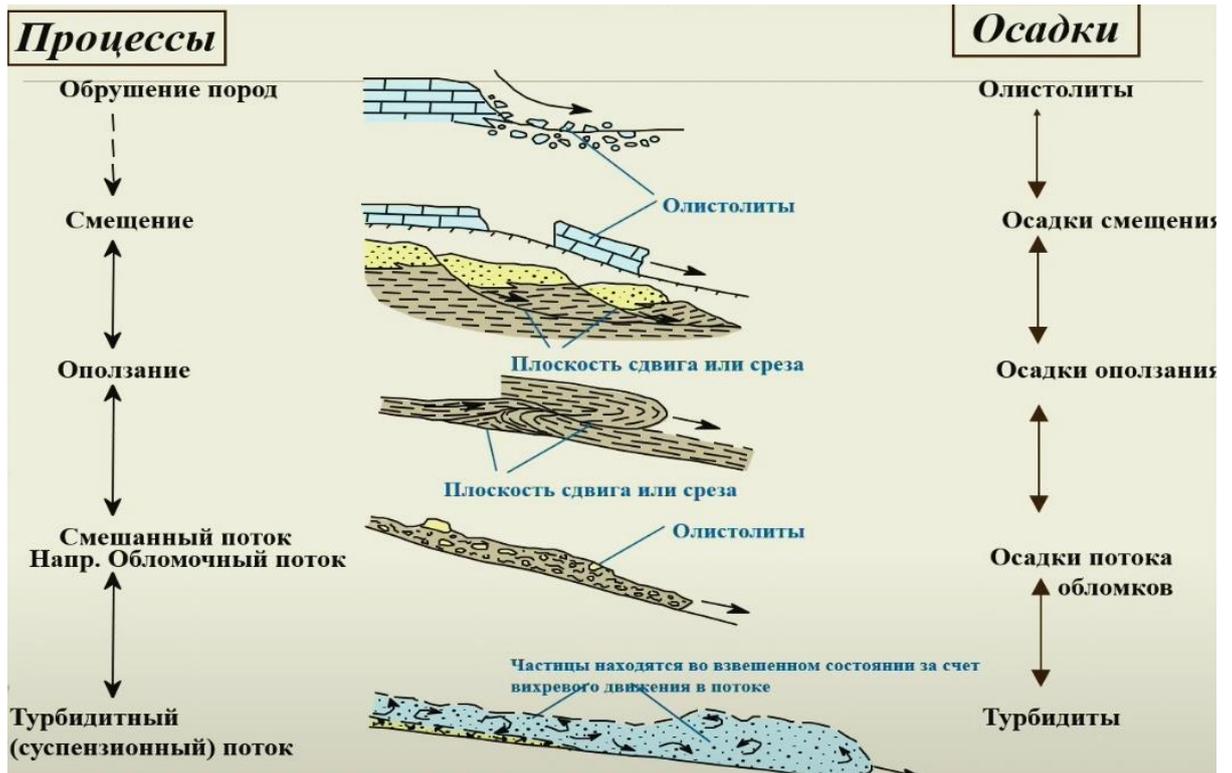


Рис. 11.1. Осадконакопление под действием силы тяжести

11.2. Мутьевые потоки



Рис. 11.2. Мутьевые потоки

На рис. 11.2 показаны факторы, которые поддерживают турбидный поток и факторы, замедляющие турбидный поток. Эрозия дна, перемещение – движение под

действием силы тяжести – увеличение скорости перемещения потока. Трение, перемешивание – уменьшение скорости перемещения.

Турбидиты бывают разной плотности.

Типы турбидитов

«Низкой плотности»

- Низкая концентрация
- Глина до средне-зернистых песчаников
- Низкие скорости
- Менее мощные «классические» турбидиты

«Высокой плотности»

- Высокая концентрация
- Может переносить грубый материал
- Большие скорости
- Мощные массивные песчаники

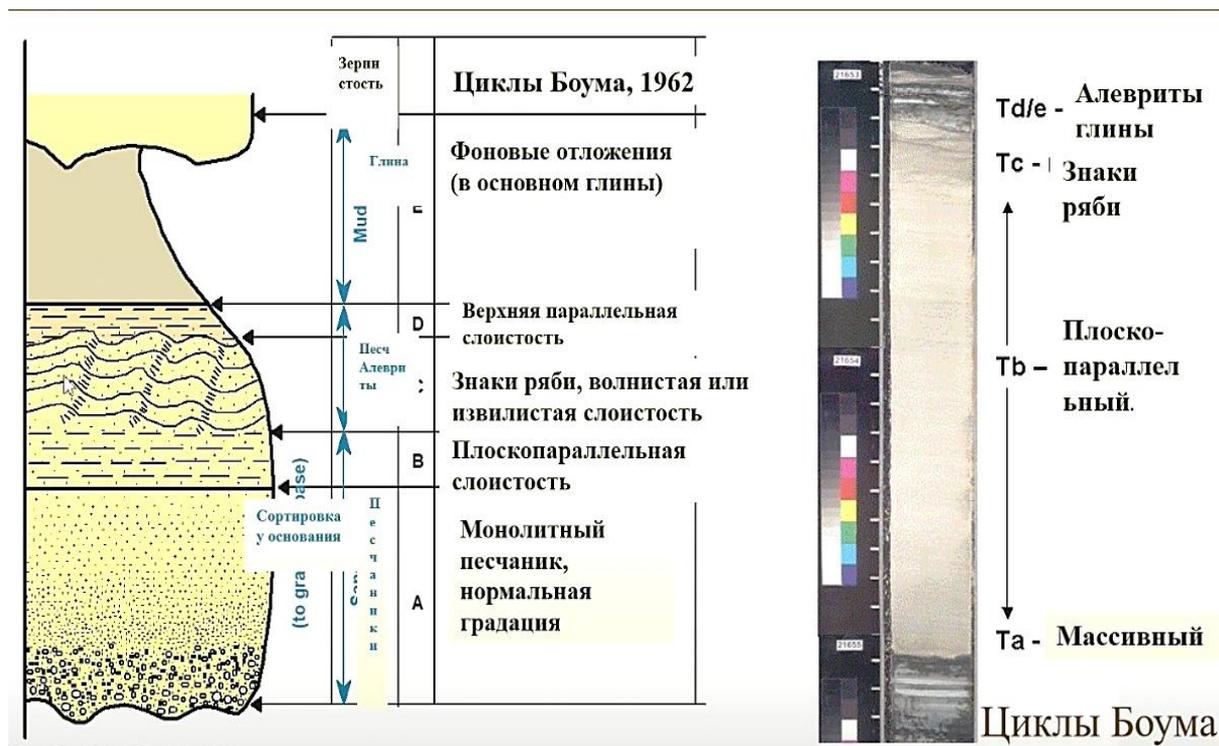


Рис. 11.3. Модель турбидитов «низкой плотности»

На рис. 11.3. виден турбидит низкой плотности. Только в самом начале мы видим породы песчаной размерности, где довольно крупные частицы присутствуют. Затем идет мелкозернистый песчаник, затем породы уже с плоско-параллельной слоистостью –

песчано-глинистые отложения и верхняя часть ритма в основном глины. Собственно, крупнозернистых пород практически нет.

На рис. 11.4. показан турбидит «низкой плотности» в потоке. В основном песчаные породы мелкозернистые.

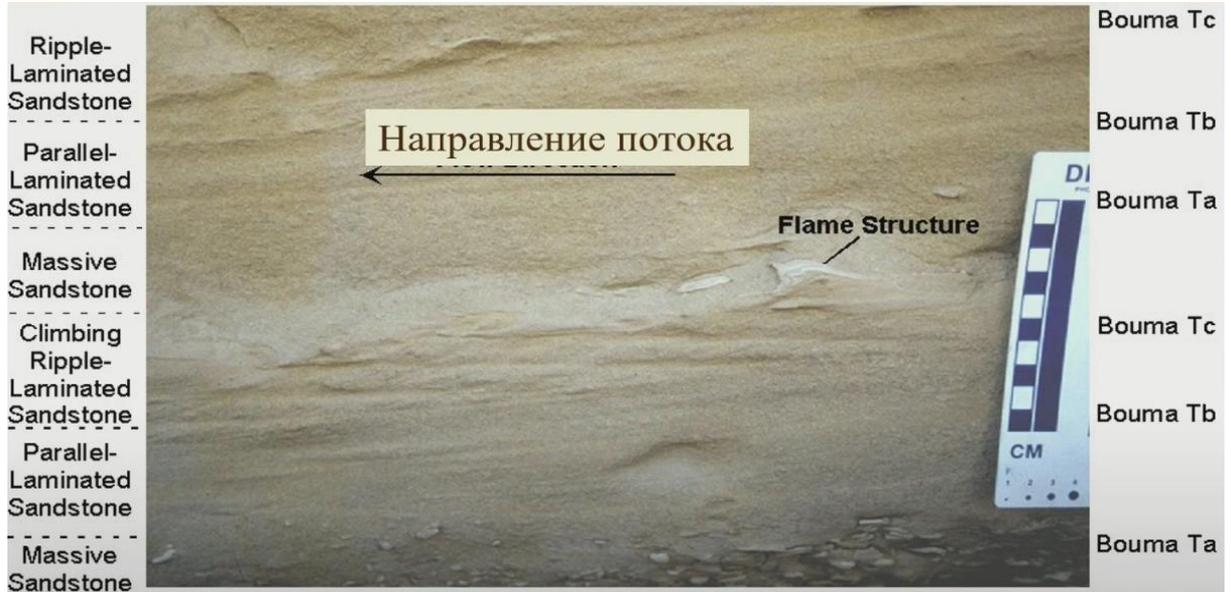


Рис. 11.4. Турбидит «низкой плотности»

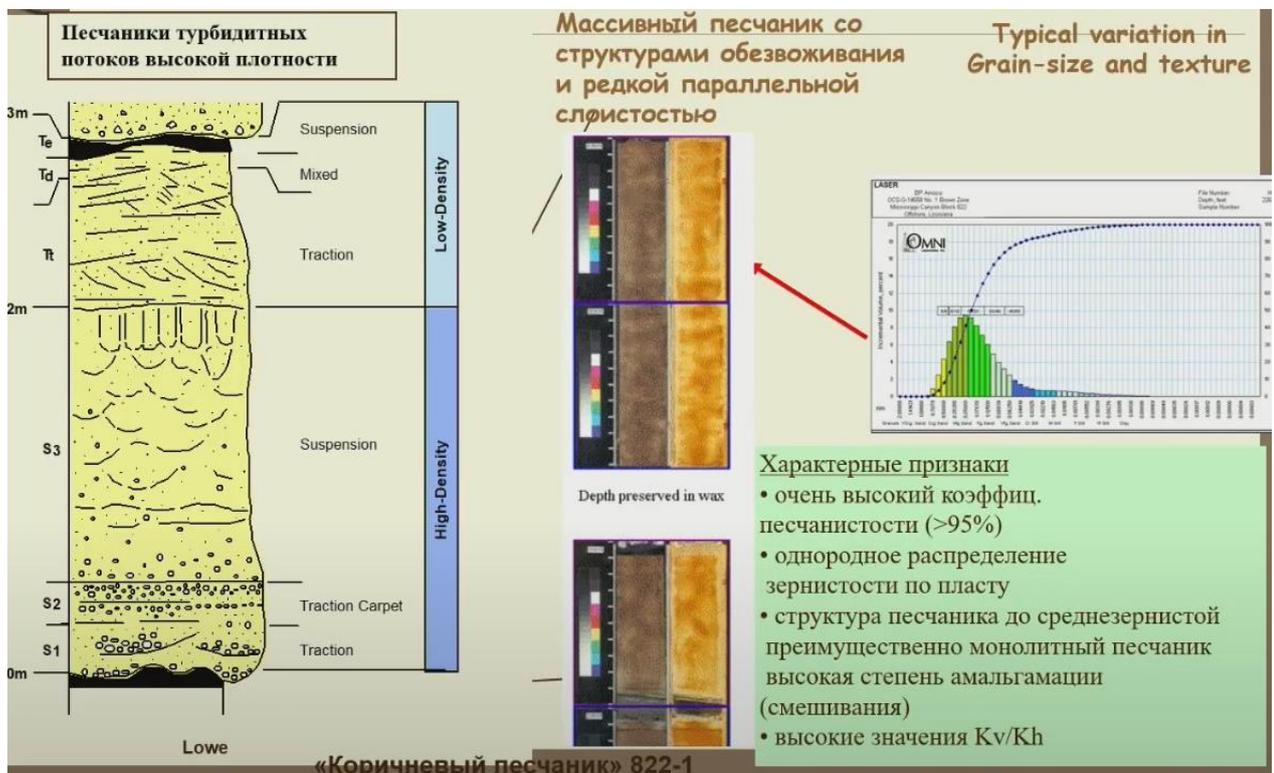


Рис. 11.5. Массивный песчаник – высоко-плотностной турбидит

Массивный песчаник (рис. 11.5) состоит из грубо-зернистых песчаников в основании, суспензионного материала, который содержит песчаники высокой степени зернистости, почти до самого верха. В верху мелкозернистый песчаник с глинистой составляющей.

Характерные признаки:

- Очень высокий коэффициент песчаности (95%)
- Однородное распределение зернистости по пласту
- Структура песчаника до среднезернистой преимущественно монолитный песчаник, высокая степень амальгамации (смешивания)
- Высокие значения K_v/K_h

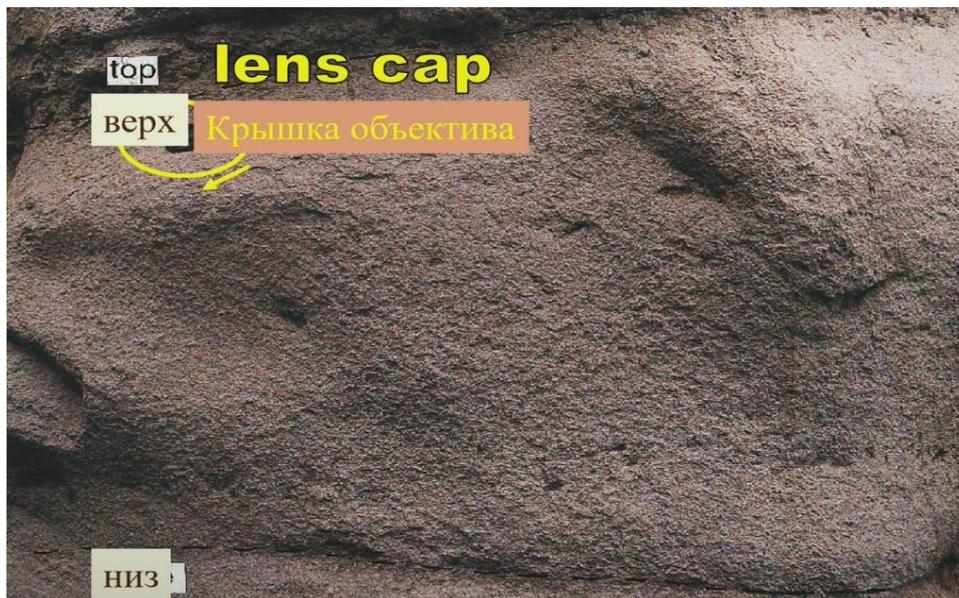


Рис. 11.6. Высоко-плотной турбидит

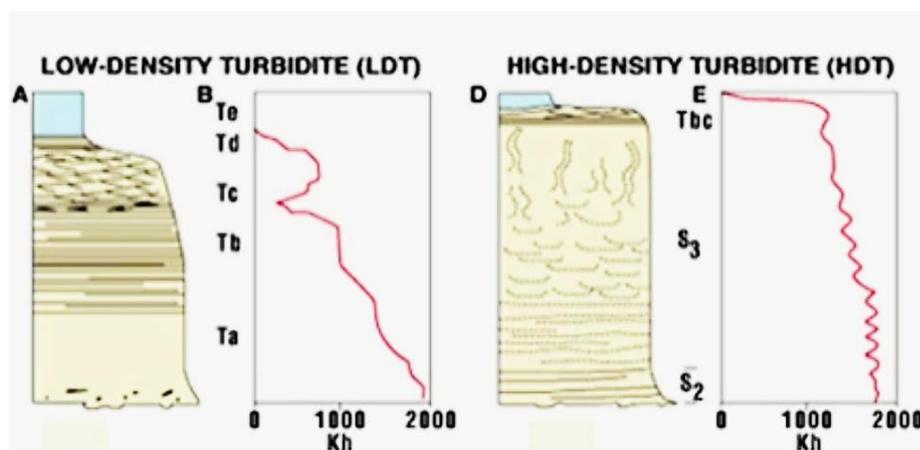


Рис. 11.7. Проницаемость в турбидитах

Турбидиты с высокой плотностью обладают очень проницаемостью более высокой, в то время как у низко-плотного турбидита проницаемость падает достаточно быстро (рис. 11.7).

Дебриты

Это отложения обломных потоков (рис. 11.8, 11.9).

Характеристика:

- Бимодальная смесь песка и глины
- Хаотичная структура
- Слоистость не сохранена
- Плавающие неокатанные обломки часто встречаются
- Крупные обломки растительного материала, встречаются локально

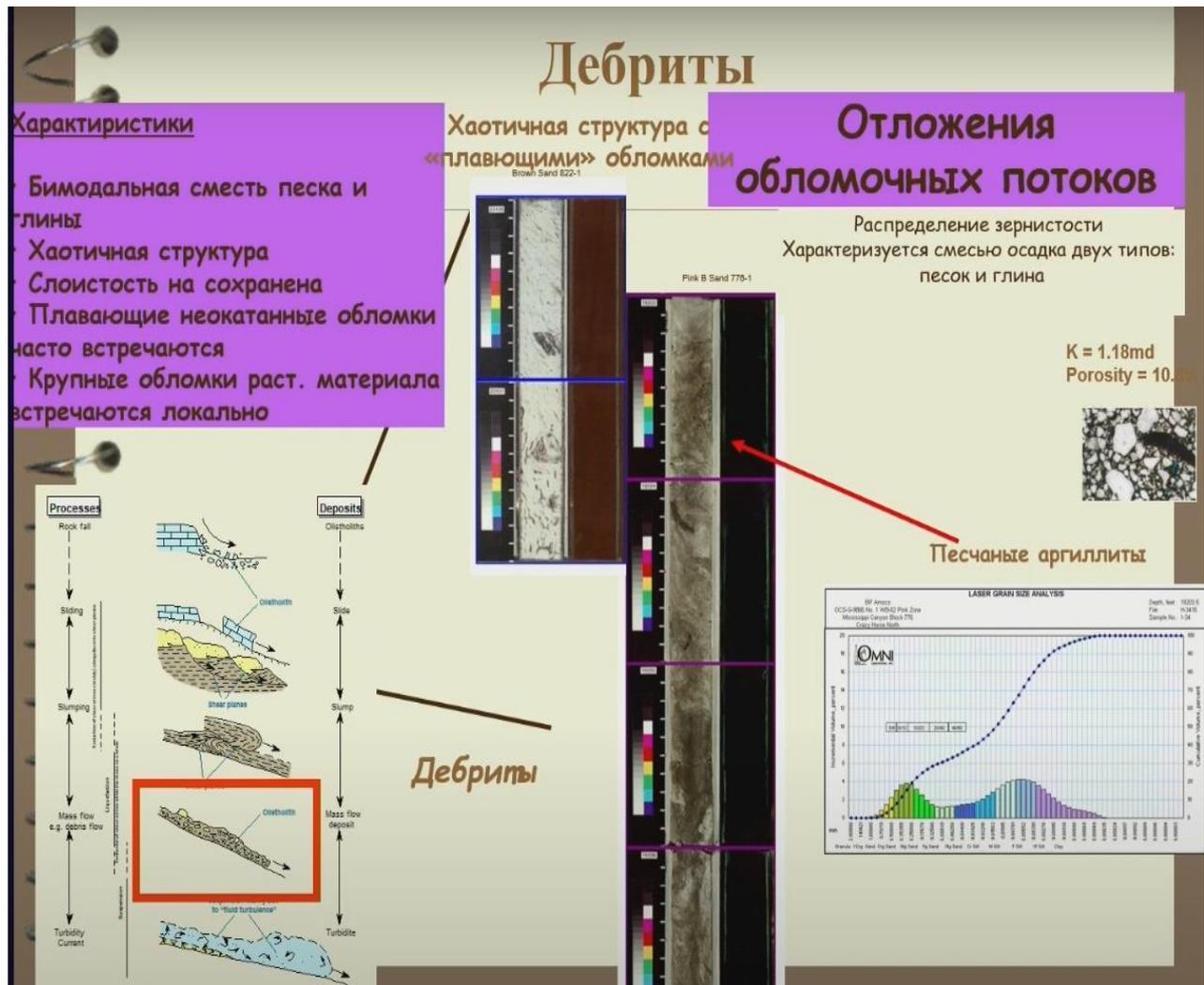


Рис. 11.8. Дебриты



Рис. 11.9. Дебриты в разрезе

11.3. Оползни

Характеристика (рис. 11.10)

- Складчатые и деформированные слои
- Изначальная слоистость сохранена
- Обильные микро-разломы и трещины
- Глинистые фации преобладают



Рис. 11.10. Оползни

Если осадок низкоплотностной, то породы попутно перемещаясь, будут испытывать деформационные и складчатые процессы. Необходимо отличать от складчатости тектонической. Такая складчатость наблюдается в Туапсинском прогибе. Основная его часть – майкопская серия. Это мелкозернистая морская моласса, которая связана с началом формирования складчатого сооружения. Складчатость подводно-оползневая.

На пути движения потоков встречаются каньоны и впадины, которые заполняются осадком (рис. 11.11).

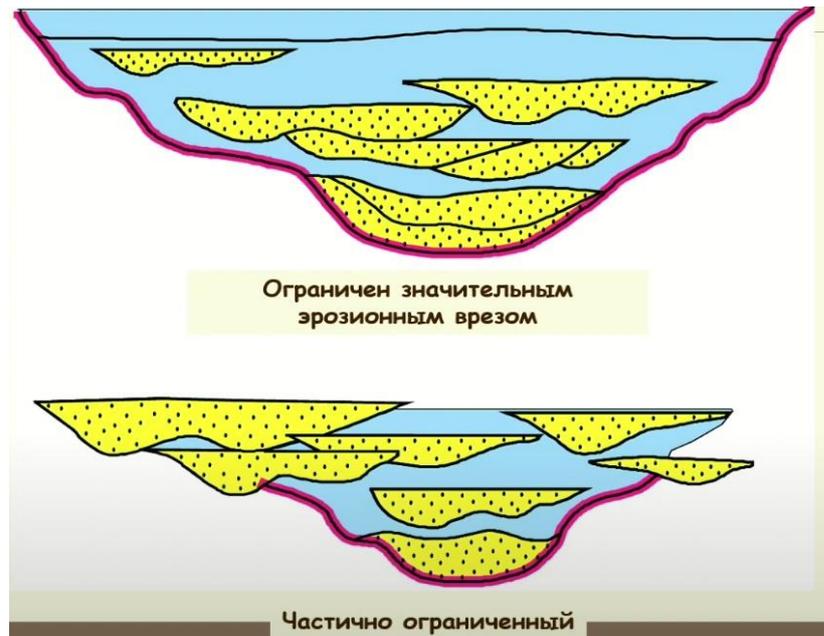


Рис. 11.11. Сложное напластование в ограниченном каньоне

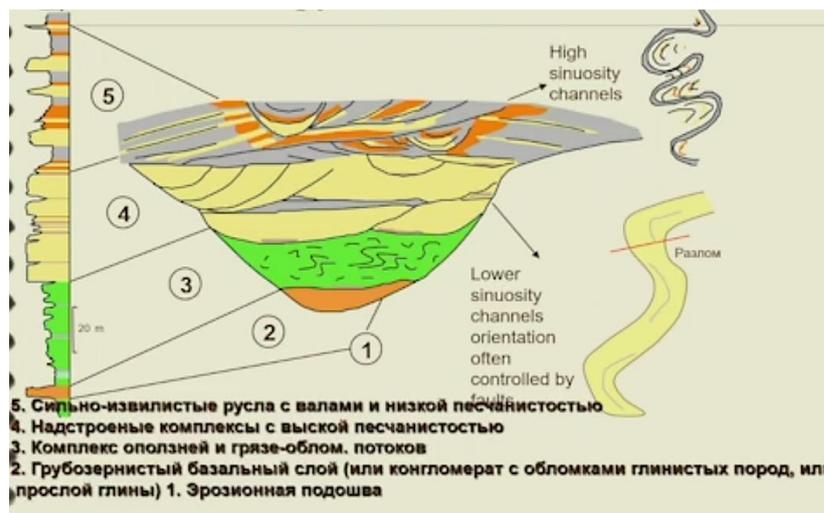


Рис. 11.12. Фациальная модель заполнения системы крупного каньона

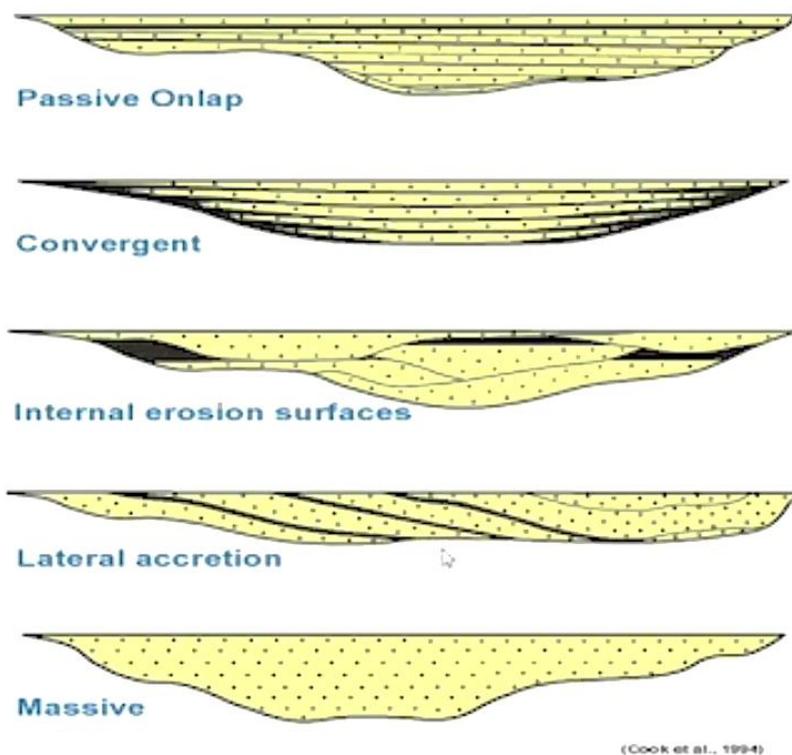


Рис. 11.13. Внутреннее строение заполнения эрозионных каньонов

Массивные – быстро заполнен грубообломочной толщей пород. Непостоянный поток меньшей мощности – постепенно надстраивается. Эрозия постепенная, сначала грубообломочная, затем новая порция, а внутри-прослой с меньшей размерностью формируются. Далее спокойное заполнение – пассивное (рис. 11.13).



Рис. 11.14. Оползневые отложения в обнажении



Рис. 11.15. Заполнение канала и русла

Глубоководные глины

Коричневые или красные глины - тонкозернистые

Осадки, вдали от берега. Скорость осадконакопления - ниже 1 мм в 1000 лет;
CaCO₃ - <30%.

2 Ассоциации:

1. Хлорит-иллитовая в умеренных и холодных широтах;
2. Каолинит-монтмориллонитовая в экваториальной и субтропической зонах;

11.4. Биогенные осадки

Формирование и характер илов

1. Первичная продукция;
2. Разбавление терригенной составляющей;

На склоне наблюдаются гемипелагические осадки; чисто биогенные там, где уменьшается терригенная составляющая.

Значительные расхождения между океанами: Атлантика - карбонаты; Тихий - кремнистые; Индийский - смесь;

Известковые осадки

Илы составляют 5% площади дна океанов;

1. Фораминиферовый ил - раковины фораминифер *Globigerina et al.*

2. Нанофоссилиевый - кокколитофориды; сохраняется на больших глубинах.
3. Птероподовые илы - арагонитовые раковины моллюсков, растворяются легче и формируются на малых глубинах

Кремнистые осадки

Организмы с кремнистым скелетом - радиолярии, кремневые губки; диатомеи и силикофлагелляты.

Диатомовые илы преобладают в высоких широтах и у некоторых континентальных окраин;

Радиоляриевые - экваториальные зоны дивергенций. Накопление биогенного кремнезема контролируется богатыми питательными веществами, высокопродуктивными поверхностными водами. Распространение: Антарктида, Берингово море, Северная часть Тихого океана., Охотское море.

11.5. Аутигенные осадки

Пять основных групп аутигенных образований:

1. Металлоносные осадки и гидроокислы железа (вблизи срединно-океанических хребтов);
2. Железомарганцевые конкреции (на дне океана в виде корок, конкреций или пленок; характерны для областей с низкими темпами осадконакопления);
3. Фосфориты (фосфатные осадки в зонах шельфа и верхней части континентального склона - апвеллинги);
4. Цеолиты (водные алюмосиликаты ассоциируются с глубоководными осадками);
5. Барит (кристаллические фазы в глубоководных осадках; также связан с зонами биопродуктивности.).

11.6. Тектоника и осадконакопление

Срединные океанические хребты

На разрастающихся хребтах наблюдаются смектиты, обогащенные железом и марганцем. Подводная литификация, локальное запруживание и формирование пелагических турбидитов.

На рис. 11.16, 11.17 показаны отложения, которые формируются на срединно-океанических хребтах.

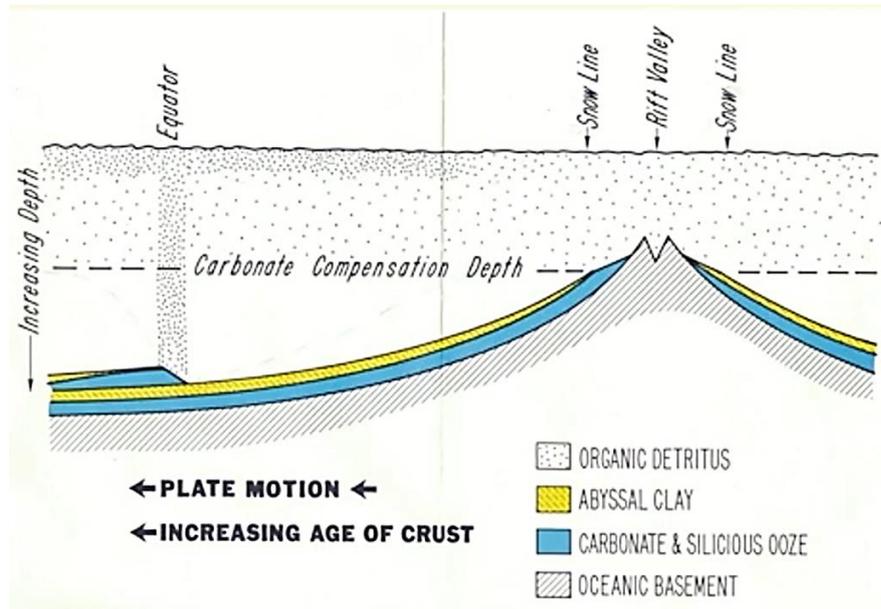


Рис.11.16. Отложения на срединно-океаническом хребте

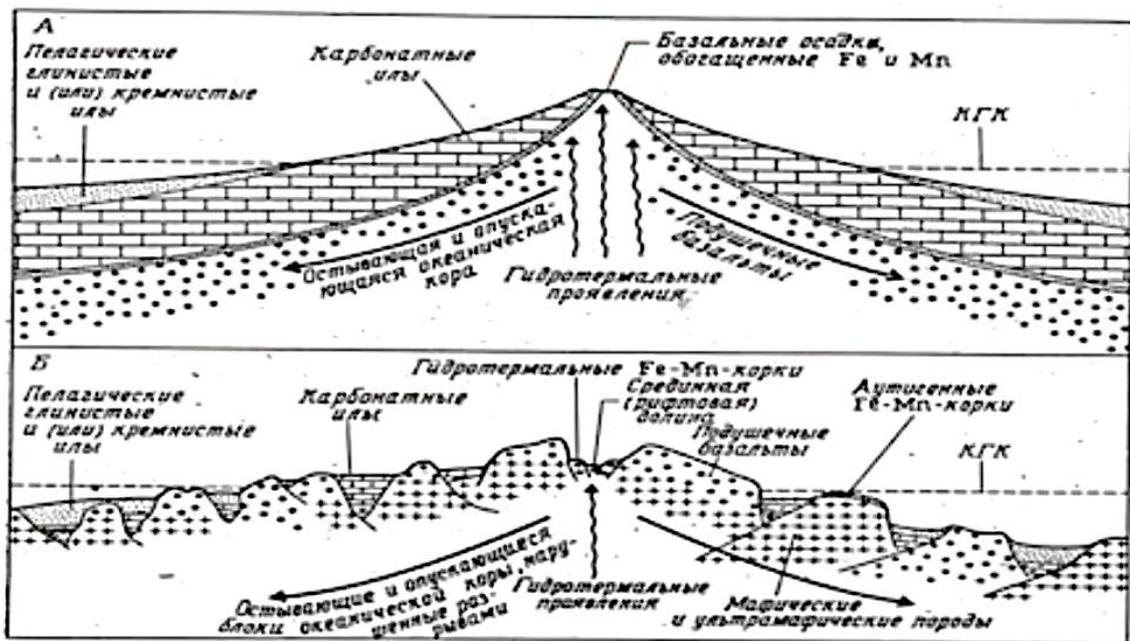


Рис. 11.17. Распределение осадков: А-в пределах зоны быстрого разрастания океанического дна типа Восточно-Тихоокеанского поднятия, Б-в зоне медленного разрастания типа Срединно-Атлантического хребта, КГК-критическая глубина карбонатакопления

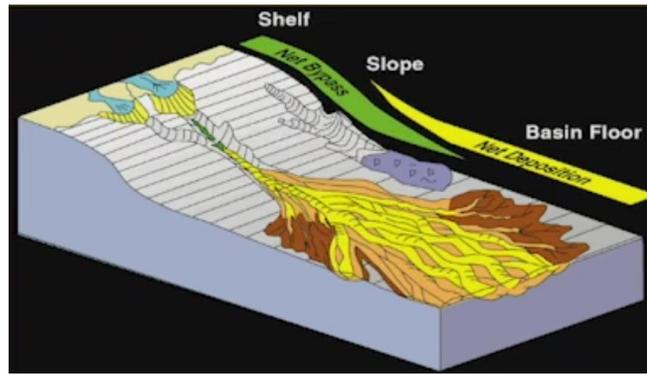


Рис. 11.18. Глубоководные обстановки осадконакопления

На рис. 11.18. показано, как происходит формирование осадочных толщ при переходе из континента в океан. Зона шельфа, зона континентального склона и дно бассейна.

Пассивные окраины

Формируются в обстановках растяжения

Начало формирования океана

Осадконакопление в подводных конусах вдоль сбросовых уступов: большая мощность грубообломочных отложений, вертикальный размер больше горизонтального. Комплексы конуса выноса сложенный турбидитами средней и глинистых сланцев внешней его частей. Обычно это края континентов.

Блочные движения характерны для разрушенных древних карбонатных платформ.

Сбросы по окраинам континентов представляют собой серию ступенчатых грабенов, причем идет разлом в наиболее глубокой части, затем наклон, затем новый уступ и следующая подобная часть. У самого уступа формируется самая грубообломочная часть осадков.

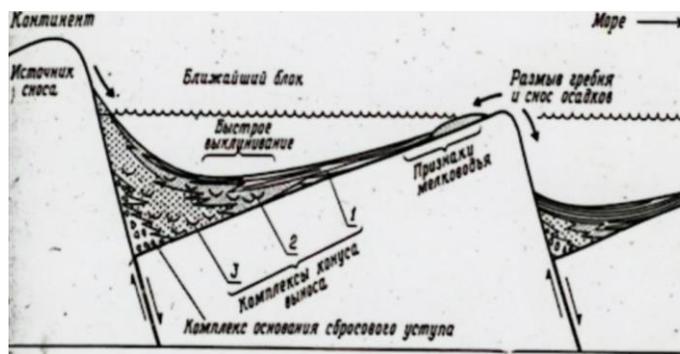


Рис. 11.19. Модель осадконакопления в подводных конусах вдоль сбросовых уступов, ограничивающих наклоненные блоки. Модель основана на изучении

пограничных слоев юры и мела в Восточной Гренландии. Комплексы конуса выноса: 1- внешней части конуса, 2-средней части конуса, 3-каналов внутренней части конуса

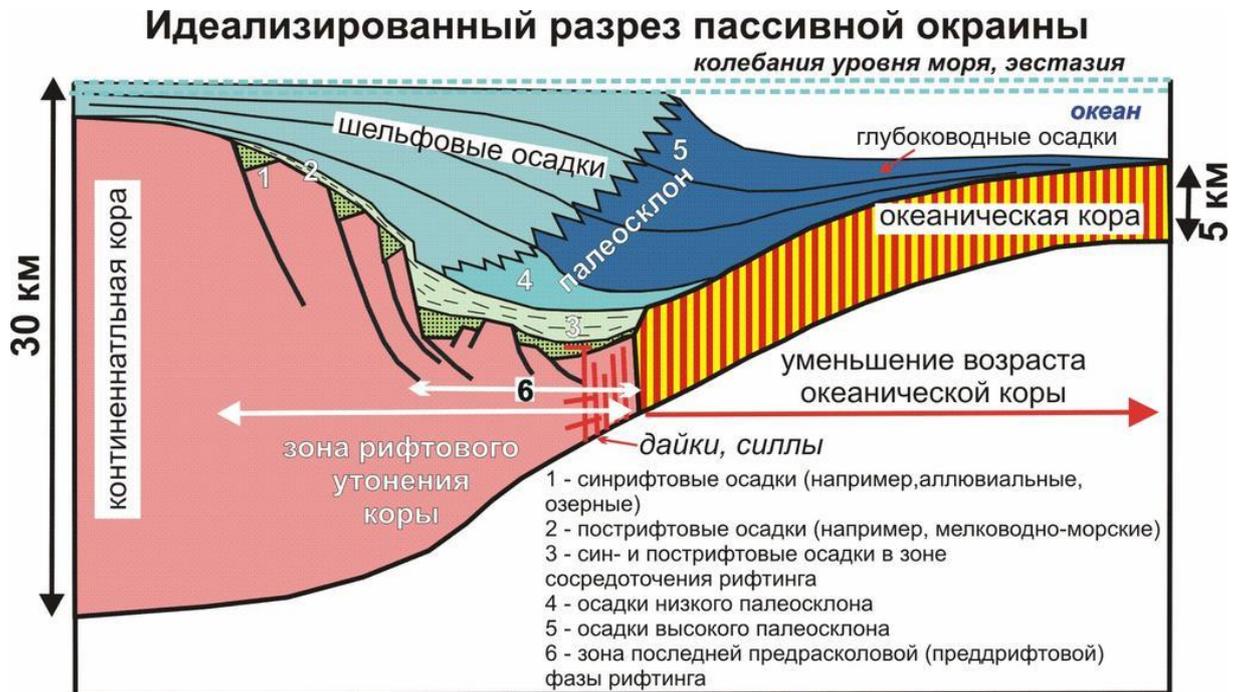


Рис. 11.20. Идеализированный разрез пассивной окраины

Активные окраины

Осадочные толщи здесь особенно мощные с обильными турбидитами и потоками обломочного материала.

Характерны изверженные породы и мощные вулканокластические образования. Здесь же происходят основные деформации при формировании орогенов. Это система дуга-желоб, наиболее широко развитые в Тихом океане и по современным представлениям отвечающие зонам субдукции.

Строение активной окраины

Внутриокеаническая островодужная система - желоб, промежуток между дугой и желобом (arc-trench-gap), вулканическая дуга и впадина в тылу дуги. Субдукция (сжатие) - это система желоб-дуга; в то время как впадина в тылу дуги связана с зоной спрединга.

Распределение мощностей

Первоначально что наиболее мощные считали, толщи осадков относятся к желобам, но это не подтвердилось. Они не широки 50-100 км и после накопления 2-3 км осадков они уже перекрывают океаническое ложе. ВКЗ - накопилась маломощная толща пелагических и гемипелагических осадков, а мощные турбидиты только в плейстоцене во время падения уровня океана. Самые большие мощности там, где эти осадки были

налеплены на край дуги с образованием аккреционной призмы. Это круто наклоненные слои, последовательно омолаживающиеся в сторону океана. внутри же каждого клина кровля разреза обращена к континенту.

Лекция 12

Активные окраины

12.1. Строение активной окраины

Активные окраины

Осадочные толщи здесь особенно мощные с обильными турбидитами и потоками обломочного материала.

Характерны изверженные породы мощные вулканокластические образования. Здесь же происходят основные деформации, связанные процессами орогении. Это система дуга-желоб, наиболее широко развитые в Тихом океане и отвечающие зонам субдукции.

Строение активной окраины

Внутриокеаническая островодужная система - желоб, промежуток между дугой и желобом (arc-trench-дар), вулканическая дуга и впадина в тылу дуги. Субдукция (сжатие) - это система желоб-дуга; в то время как впадина в тылу дуги может быть связана с зоной спрединга.

Распределение мощностей

Первоначально желоб считали, что наиболее мощные толщи осадков относятся к жалобам, но это не подтвердилось. Они не широки 50-100 км и после накопления 2-3 км осадков они уже перекрывают океаническое ложе.

Аккреционная призма

В KZ - накопилась маломощная толща пелагических и гемипелагических осадков, а мощные турбидиты только в плейстоцене во время падения уровня океана. Самые большие мощности там, где эти осадки были наклеплены на край дуги с образованием аккреционной призмы. Это круто наклоненные слои, последовательно омолаживающиеся в сторону океана. Внутри же каждого клина кровля разреза обращена к континенту.

На рис. 12.1. показана вулканическая дуга, преддуговой бассейн, желоб и составляющая его аккреционная призма.

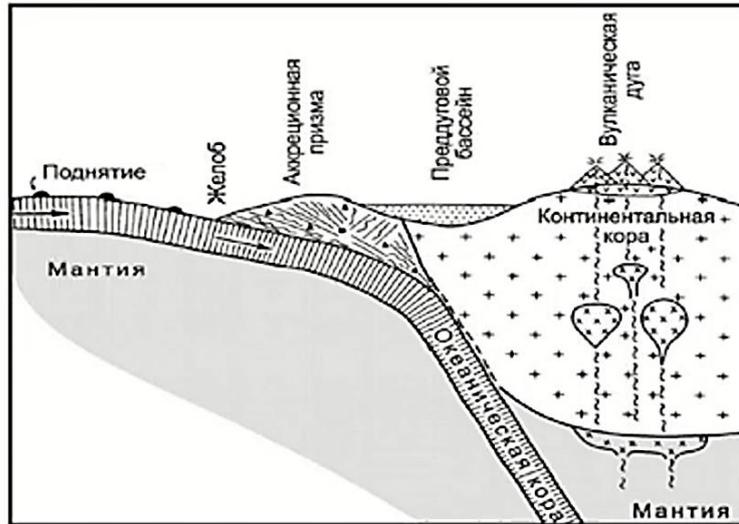


Рис. 12.1. Строение активной окраины

Самой глубокой впадиной является Марианский желоб – 11035 м (рис.12.2).



Рис. 12.2. Марианский желоб

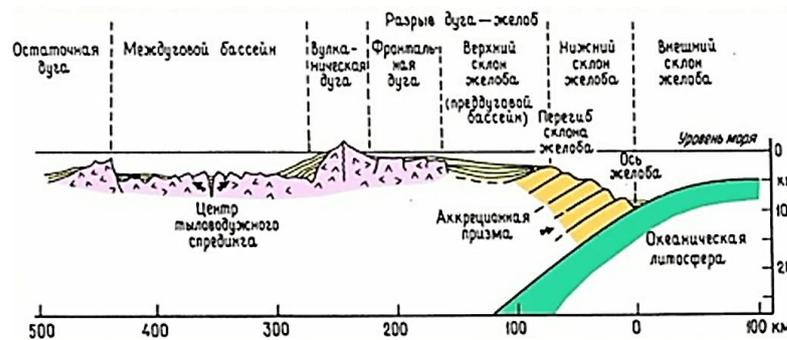


Рис. 12.3. Система островной дуги. Вертикальный масштаб увеличен в 5 раз

12.2. Стрoение островных дуг

Внутриокеанические дуги состоят из субаэральных и подводных вулканов. Это низкокальциевые базальты или андезиты с подчиненном количеством известково-щелочных кислых лав и туфов.

Сопутствующие осадки возникали при эрозии вулканических пород, но есть и рифогенные карбонаты. Потоки обломочного материала создают шлейфы вулканокластических карбонатных глыбовых брекчий, конгломератов и песчаников.

Иногда присутствуют в краевых континентальных дугах кремнистые и богатые кальцием дациты, андезиты и риолитовые игнимбриты. Базальты редки. Обломки вулканогенных пород и интрузивы заполняют связанные с этими дугами приразломные прогибы.

Область в тылу дуги состоит из хребтов и впадин. Осадки - вулканокластика от дуги, биогенные илы и глины со смектитом. Условия осадконакопления сложны и зависят от терригенной составляющей. Могут быть турбидиты и карбонатные осадки. Обстановка - подвижный пояс, то, что раньше именовалось эвгеосинклиналью (рис. 12.4).

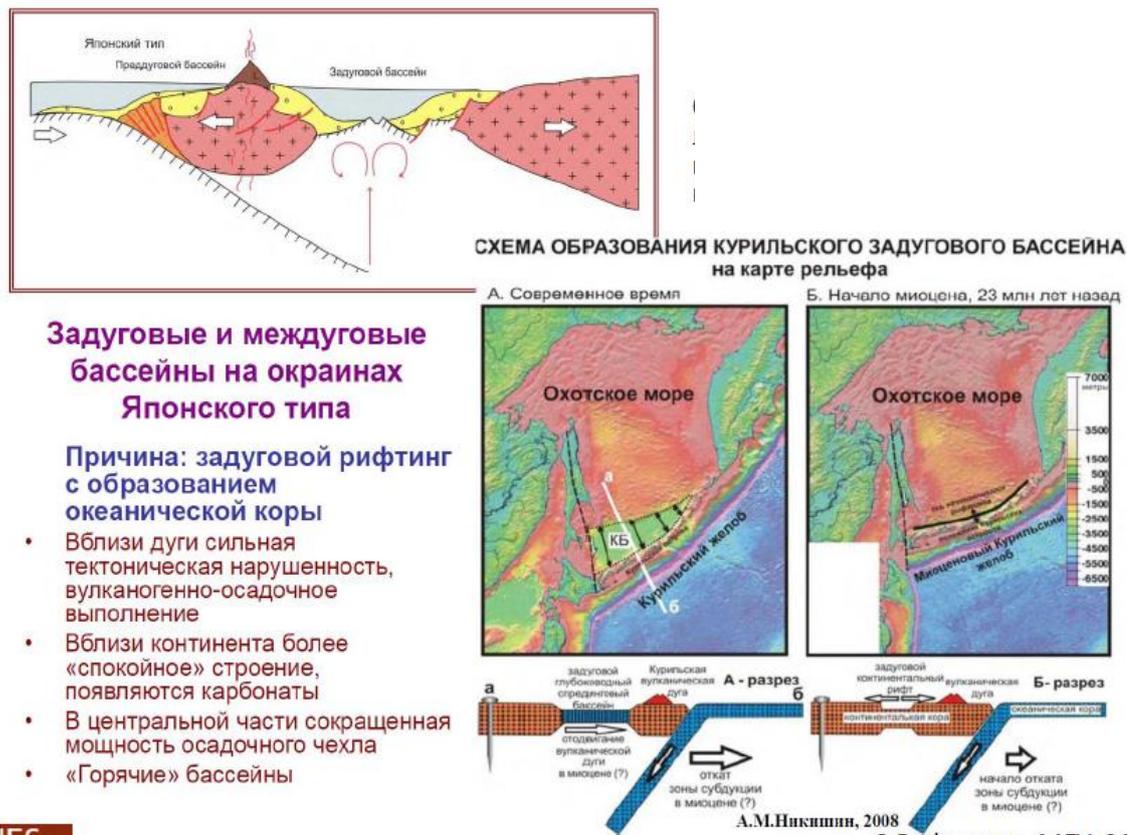


Рис. 12.4. Задуговые и междуговые бассейны на окраинах Японского типа (А.М.Никишин, 2008)

Наиболее эффективные ассоциации пород - олистостромы и меланжи. Это хаотическая смесь обломков размером от галек до огромных блоков в несколько км. Они погружены в рассланцованную глинистую массу.

Олистостромы – результат гравитационно-склоновых, часто пастообразных потоков содержат крупные экзотические обломки - *олистолиты*.

На рис. 12.5 показана структура, которая показывает океаническое дно в упрощенной форме. Видны глубоководные желоба, аккреционный клин. Также видно, как осадки из переполненного желоба распространяются на прилегающую к нему выровненную поверхность и распространяясь по ней.

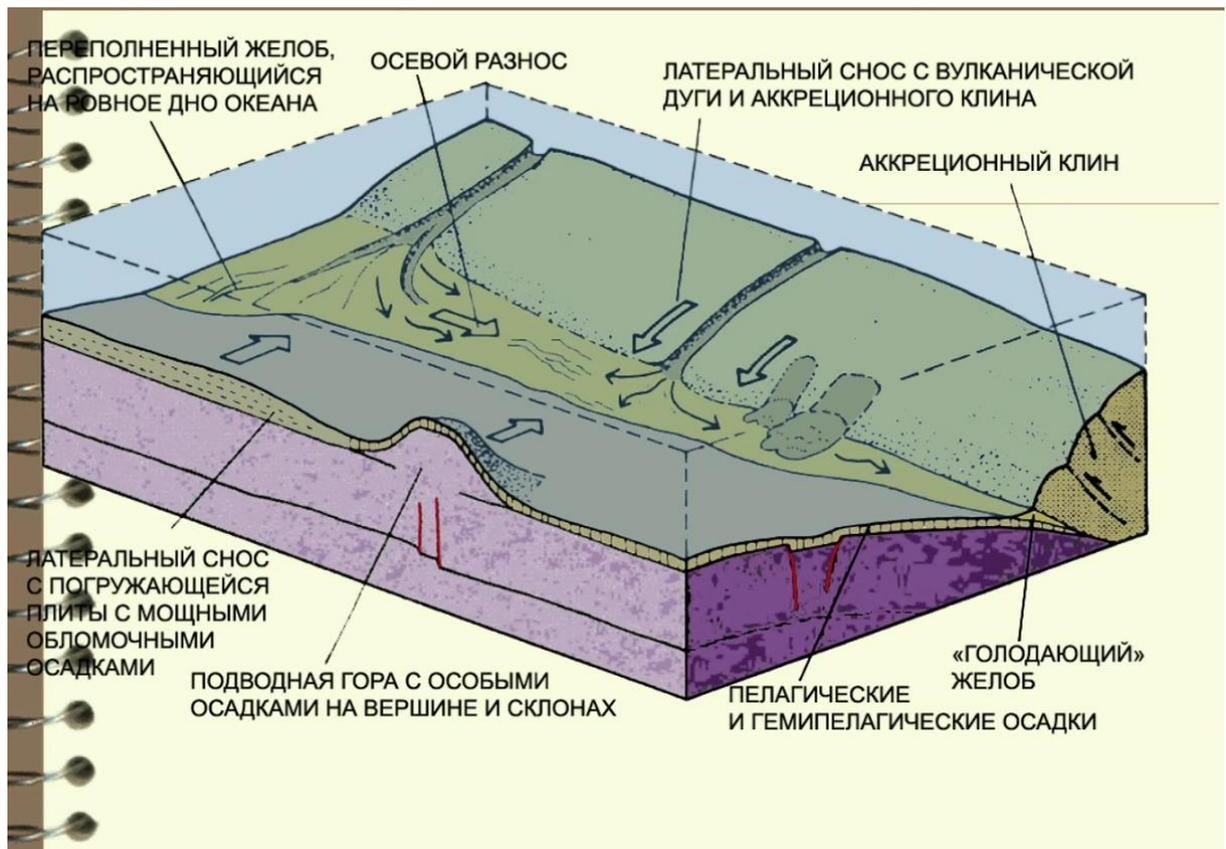


Рис. 12.5. Океаническое дно в упрощенной форме

12.3. Меланж

Термин меланж - более широкий. В более узком плане это тектонически смешанные обломки, которые могут быть моложе рассланцованной массы. Пример - Францисканская формация Северной Калифорнии блоки граувакк, эффузивов, кремней, серпентинитов, голубых сланцев и эклогитов, погруженных в массу рассланцованных алевролитов редкими титон-валанжинских окаменелостями.

Результат длительной, направленной на восток зоны субдукции, состоит из отторженцев ряда океанических образований, ранее занимавших обширные пространства.

Хребет внешней дуги между Явой и Суматрой и активным Яванским желобом - это вершина клиновидного тела меланжа и собранных в чешуи пород. Этот клин растет за счет соскабливания осадков и фундамента, а также за счет внутреннего чешуеобразования, противодействующее субдукционному движению.

Лекция 13

Мелководные морские режимы

13.1. Перерывы

Эрозия или отсутствие процесса осадконакопления определяются динамическим равновесием между скоростью поступления осадка и скоростью удаления или растворения.

Перерывы характерны:

1. Для малопродуктивных областей;
2. Присутствие донных течений; В прошлом (кайнозой) - это могло быть
3. Разделение континентов и похолодание;

Три главных этапа сгущения гиагусов:

1. Маастрихт палеоцен: раскрытие Атлантики и Арктического океанов;
2. Эоцен-олигоцен - отделение Австралии в эоцене, открытие пролива Дрейка и возникновение в олигоцене циркумантарктической системы течений. Образование холодной психросферы и процессы вымирания.
3. Средний-поздний миоцен. Образование южной полярной шапки, придонные быстрые течения через всю океаническую систему.
4. В мезозое циркуляция другая. В Тетисе существовало западное течение, только поверхностное. На севере - круговороты с движением воды по часовой стрелке.

13.2. Типы осадконакопления в морских бассейнах

Море рассматривается как территория преимущественного накопления осадков; Материалом служат:

1. Материал с суши;
2. Карбонатные постройки;
3. Ненакопление в зонах течений;
4. Оползание;

Типы морских бассейнов

1. Океаны;
2. Открытые морские бассейны;
3. Крайние моря;
4. Внутриматериковые моря;

В спокойной обстановке накапливаются илы. Смешение илистых и песчаных осадков, линзы и биотурбация. Береговые валы часто обладают горизонтальной

слоистостью. Смешение фациальных особенностей, но все-таки некая закономерность существует. На механический состав осадка и его сортировку влияет очень много причин. Для участков, незащищенных от волн характерно преобладание крупнообломочных осадков. Без сильного волнения - тонкозернистые пески и илы.

13.3. Прибрежные участки открытого шельфа

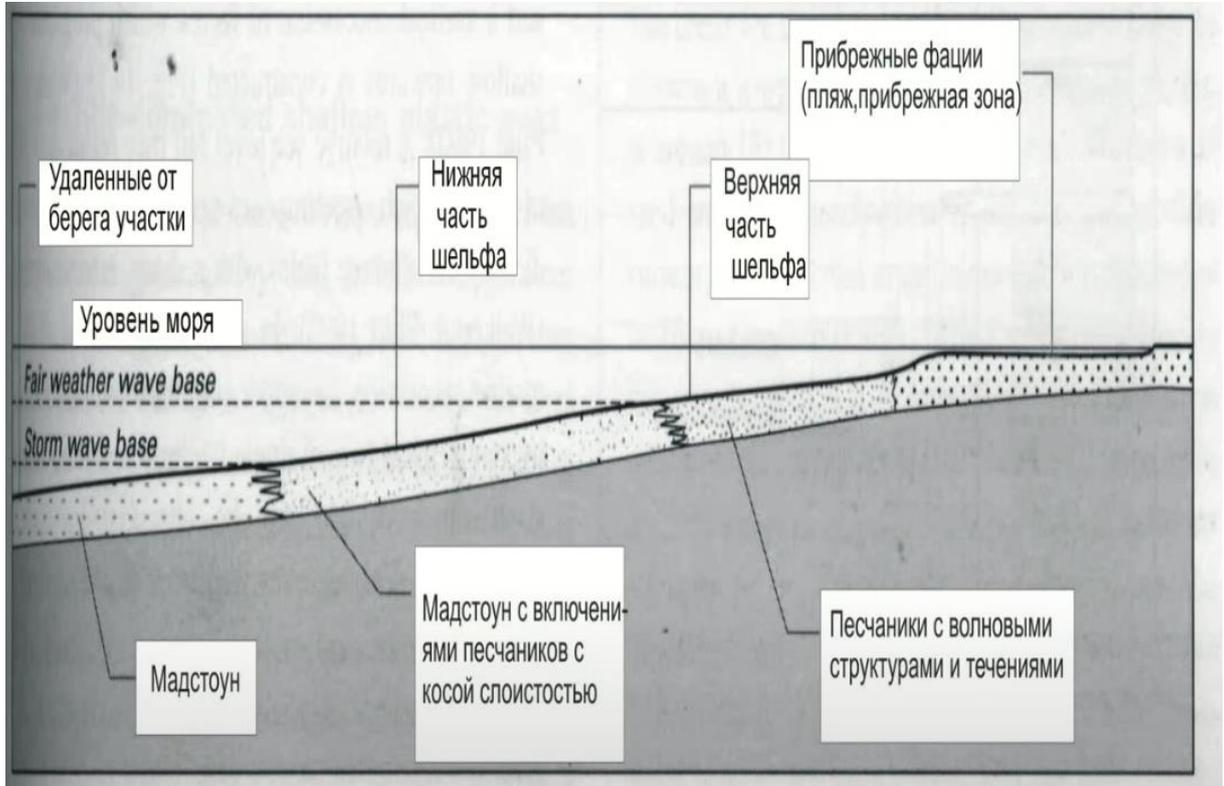


Рис. 13.1. Распределение фаций на шельфе с сильным влиянием волновой деятельности

На рис. 13.1. показан шельф, на который активное влияние оказывает волновая деятельность. Видим пляжную зону, на которой накапливаются грубозернистые осадки. На верхней части шельфа накапливаются песчаники более мелкозернистые, где помимо зерен присутствуют определенные текстурные особенности, указывающие на волновую деятельность. На нижней части шельфа накапливаются мадстоуны с включениями песчаников с косо́й слоистостью. Там, где волновая деятельность прекращается, накапливается мадстоун.

13.4. Приливно-отливная зона шельфа

Два типа современных шельфовых обстановок -

1. приливно-отливные области;
2. штормовые, диктуемые погодными обстановками.

Для приливно-отливных областей характерны:

а) Гряды с песчаной полосчатостью – параллельно направлению течения, имеют большие размеры. (высота 10-40 м), (ширина - 1-2 км. Косая слоистость, которая в первую очередь связана с крутизной склона.

б) Волны - поперек течения с прямолинейными гребнями (высота 3-15 м), (ширина - 150-500 м). Там, где преобладают шторма - песчаные гряды, дюны и песчаные волны редки.

Волновые движения

Деформация волн при приближении к берегу приводит к изменению скоростей воды. Максимальная глубина воздействия – 40 м.



Рис. 13.2. Штурмовая рябь



Рис. 13.3. Отложения штормового шельфа. Нижний мел Туаркыра



Рис. 13.4. Приливы и отливы

Изолированные лагуны

Со стороны континента – мелководные лагуны с ограниченной связью с морским бассейном (рис.13.5). Соленость возрастает по мере удаления от открытого бассейна.

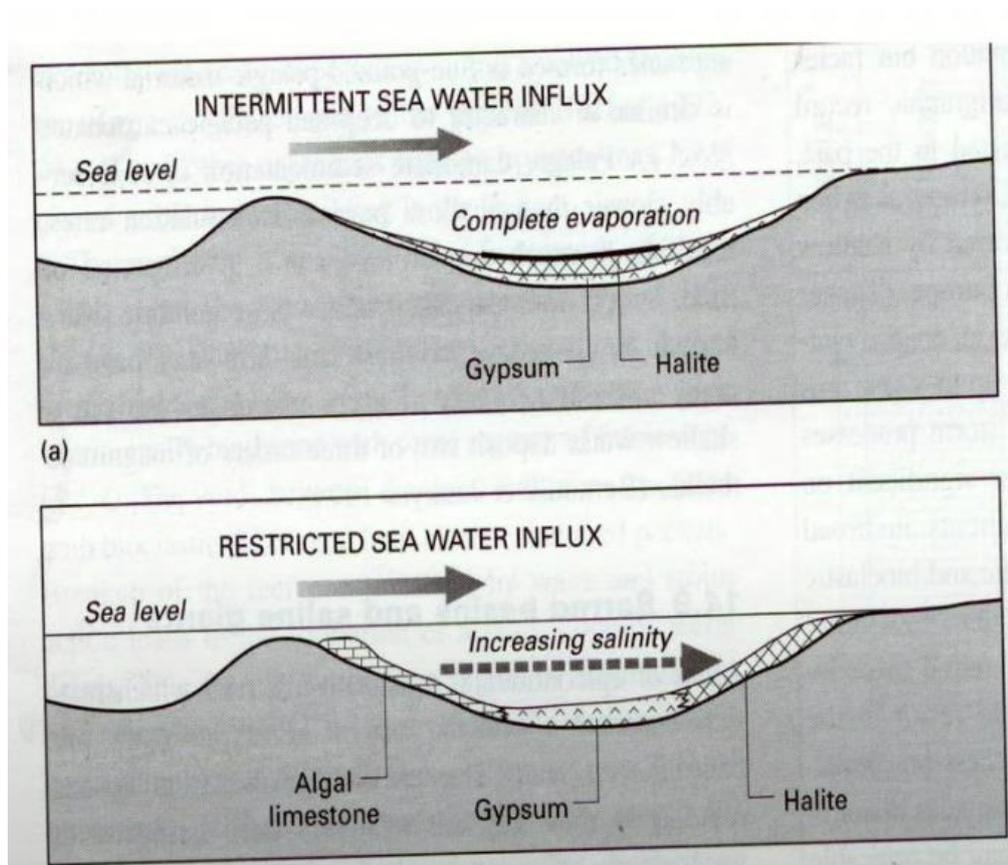


Рис. 13.5. Изолированная лагуна

Другие осадки

Глауконитовые осадки – средняя и нижняя части неритовой области

Фосфоритовые осадки – связаны с зонами апвеллингов

Изолированные участки на шельфе

Береговые бары (barrier islands) - крупные прибрежные скопления песка параллельно береговой линии и выступающие над уровнем моря. Со стороны континента - мелководные лагуны с ограниченной связью с морским бассейном. Массы песков вверх по разрезу становятся более грубыми и венчаются эоловыми дюнами, продвигаясь в сторону моря. В сторону суши в случае эрозии предфронтальной зоны штормами и намыва песка.

Выводы

1. Приливно-отливные шельфы контролируются векторами приливно-отливных течений. Основное изменение размера зерен и форм наносов связано с трассой переноса осадков этими течениями.

2. Штормовые связаны с погодными условиями - разного типа течения, которые складываются из ветрового дрейфа, нагона и штормового прибоя.

13.5. Карбонатные шельфы

Boundstone - первичные компоненты в связанном состоянии еще в осадке. Биокласты > 10%, размеры > 2мм, они составляют структурную основу породы;

grainstone - зернистая порода, не содержащая илистых частиц; они либо вымыты, либо крупные зерна выпали из более легкой массы, несомой течением;

mudstone - комковатая или илистая порода, содержащая равное количество частиц алевритовой и илистой размерности; содержит не более 10% зерен не более 20 мкм.

packstone - карбонатная порода, в которой зерна образуют самостоятельный каркас; содержат также карбонатный илистый цемент;

wackstone - илистая карбонатная порода с более чем 10% зерен более 20 мкм.

Карбонатный шельф

Умеренно богатая донная фауна уменьшается в разнообразии по мере изменения солености.

Рифы - береговые, кольцевые, барьерные и лоскутные. Прототип - древние карбонатные платформы. Были гораздо больших размеров.

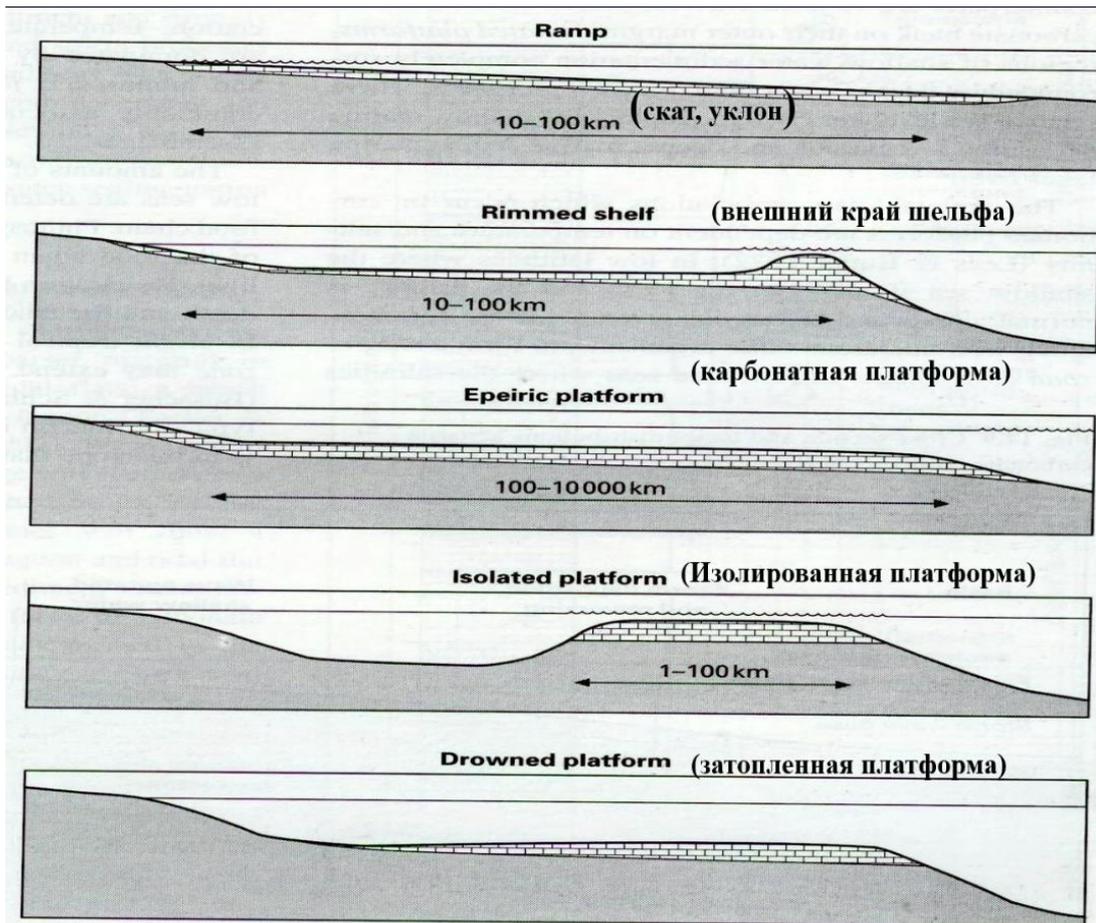


Рис. 13.5. Карбонатные шельфы

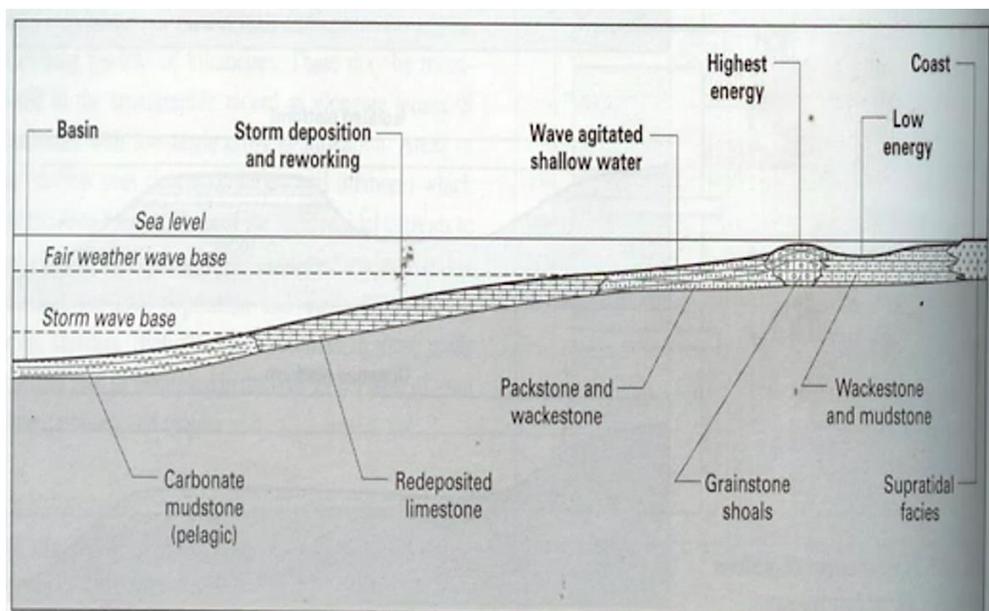


Рис. 13.6. Типы карбонатных фаций на шельфе

Строение рифового массива

1. Остов рифа - прикрепленные колониальные организмы, водные растения, разнообразный животный мир;
2. Внешний склон рифа - сказывается прибой, обломочные типы известняков; часто превосходят по объему сам риф.
3. Внутренняя лагуна;
4. Глубоководная область - часто тонкий карбонатный ил

Выводы

1. Осадконакопление определяется морфологией шельфа, интенсивностью выноса классического материала, а также взаимодействием приливно-отливных течений и штормовых волн.
2. В субтропических и тропических областях велика биопродуктивность, способствующая карбонатному осадконакоплению.
3. В замкнутых бассейнах - эвапориты (зоны аридного климата).
4. Особая роль принадлежит рифам и карбонатным платформам.



ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
ФАКУЛЬТЕТ
МГУ ИМЕНИ
М.В. ЛОМОНОСОВА

teach-in
ЛЕКЦИИ УЧЕНЫХ МГУ