

*Геодинамический анализ
нефтегазоносных бассейнов
(Галушкин Ю.И.)*

*Численный анализ истории
погружения, термической эволюции
и процессов генерации углеводородов
в осадочных бассейнах*

(« Моделирование Бассейнов »)

Необходимость и задачи моделирования

Основная задача:

Поиски новых и доразведка старых месторождений в пределах освоенных неосвоенных бассейнов

Бурение:

конечный этап поиска залежей УВ – очень дорогое мероприятие.

Предварительное изучение бассейна геологическими, геофизическими или геохимическими методами, а также методами физико-математического моделирования процессов нефтегазообразования, способно заметно сузить площадные и глубинные границы предполагаемого бурения и тем самым существенно снизить затраты на поиски месторождений.

Моделирование

использует геолого-геофизическую базу данных о строении и развитии бассейна

и

позволяет численно восстанавливать:

температуру пород,
степень катагенеза ОВ
реализацию потенциала генерации УВ
материнских свит
в процессе погружения бассейна

и на этой основе оценивать
перспективы нефтегазоносности
изучаемой площади бассейна

Содержание курса (1)

- 1. Геодинамические обстановки формирования осадочных бассейнов, типы осадочных нефтегазоносных бассейнов**
- 2. Численное восстановление истории погружения бассейнов.**
- 3. Численная реконструкция термической истории осадочной толщи и подстилающей литосферы бассейнов.**
- 4. Анализ тектонического погружения бассейнов.**
- 5. Расчёт изменения степени метаморфизма органического вещества осадочной толщи бассейнов.**
- 4. Реконструкция истории реализации нефтегазогенерационного потенциала бассейна и оценка порога первичной эмиграции жидких УВ.**
- 5. Восстановление спектра химико-кинетических реакций, управляющих процессами созревания ОВ материнских свит бассейна.**
- 6. Примеры моделирования бассейнов**

Нефтегазоносные осадочные бассейны

Это сравнительно крупные геологические осадочные образования, в которых реализуются процессы генерации, миграции, аккумуляции, консервации и разрушения углеводородов (УВ), приводящие к формированию, а иногда и к разрушению месторождений нефти и газа.

Генерация УВ в таких бассейнах осуществляется за счет разложения (термического крекинга) органического вещества (ОВ), захваченного погружающимися осадками.

Нефтегазоносность есть свойство осадочного бассейна на определённой стадии его развития.

Эволюция осадочных бассейнов - их возникновение, развитие, преобразование или разрушение - составляет часть общей глобальной эволюции литосферы Земли.

Геосинклинальная теория

основана на признании ведущей роли двух исторических геологических категорий: геосинклиналей и платформ с доминирующим влиянием вертикальных движений.

Формирование геосинклиналей представлялось как процесс интенсивного прогибания коры с компенсационным накоплением мощных толщ осадочных и магматических образований и с последующей инверсией тектонического режима и возникновением на месте геосинклинальных прогибов горноскладчатых сооружений.

Платформы рассматривались как крупные структуры земной коры с более спокойным нежели у геосинклиналей тектоническим режимом развития.

Эта теория основана на изучении геологии континентов и признавала развитие геосинклиналей главным образом за счет вертикальных движений, практически не учитывая горизонтальные перемещения литосферных плит.

*Движение плит, вулканизм,
сейсмичность, тепло-
вой поток и изменение
температуры пород с глубиной - всё
это
отражение современного
энергетического состояния Земли и,
в частности, конвективных
движений вещества мантии*

Земля нагревается изнутри, в основном за счёт выделения гравитационной энергии роста ядра и энергии, выделяющейся при распаде радиоактивных элементов.

Остывает Земля за счет теплопотерь с поверхности.

Среднее значение термической диффузии пород Земли ($\kappa = K/\rho \cdot C_p$) не более $0.01 \text{ см}^2/\text{сек}$ и тогда характерное время остывания Земли за счёт кондуктивной теплопроводности имеет порядок $\Delta t = (0.1 - 1) \cdot R^2/\kappa \approx 10^{11} - 10^{12}$ лет, т.е. на порядки величины больше возраста Земли. Следовательно, несмотря на высокую теплопроводность ядра, средняя теплопроводность мантии $0.01 - 0.03 \text{ кал}/(\text{см} \cdot \text{сек} \cdot ^\circ\text{K})$ недостаточна, чтобы объяснить наблюдаемое остывание Земли кондуктивным переноса тепла.

Чтобы избежать перегрева внутренних областей в мантии, должен существовать эффективный механизм теплопереноса -

– это конвекция в мантии и ядре Земли.

**Конвективная теплопроводность -
единственный механизм,
обеспечивающий эффективный перенос
тепла из любой внутренней области
Земли к поверхности за времена, заметно
меньшие возраста нашей планеты.**

Конвекция-эффективный механизм теплопереноса

Для Релей-Тейлоровской конвекции в верхней мантии с ячейками, длиной L и глубиной d отношение конвективного теплопереноса к кондуктивному, т. е. число Нуссельта Nu (или Пекле, Pe), имеет вид

$$\mathbf{Nu \approx Ra^{1/3} \cdot (d / L)^{2/3}}$$

Для значений кинематической вязкости; · термической диффузии; коэффициента термического расширения и разности температур, характерных для мантии, число Релея может превосходить 10^3 .

Тогда значение Nu может превосходить 10.

Таким образом, конвективную теплопроводность следует рассматривать как единственный механизм, обеспечивающий эффективный перенос тепла из любой внутренней области Земли к ее поверхности за времена, заметно меньшие возраста нашей планеты.

Эволюция температурного режима Земли тесно связана с развитием конвективных движений в её недрах.

Конвективные перемещения вещества мантии определяли, в свою очередь, историю движения литосферных плит и блоков – элементов твёрдой внешней оболочки Земли

Конвекция, управляющая глобальной эволюцией Земли, определяется взаимодействием процессов в трёх основных динамических оболочках Земли

(Maruyama, 1994; Fukao et al., 1994) :

верхней оболочке, где доминирует механизм тектоники плит,
средней оболочке (включающей целиком нижнюю мантию и часть подлитосферной верхней мантии), где развивается так называемая плюм-тектоника, и
нижней оболочке, совпадающей с ядром Земли, где превалирует тектоника роста ядра Земли (гравитационно-химическая конвекция).

Движущий механизм глобальной конвекции – это механизм накопления тяжёлого вещества субдуцируемых плит на границе между верхней и нижней мантией (670 км) и его внезапного прорыва в нижнюю мантию в виде глобального нисходящего плюма (аваланша), который приводит к образованию компенсирующего глобального восходящего плюма.

Если такой наведённый восходящий плюм окажется под суперконтинентом - Пангеей, то он вызывает распад последнего на отдельные континенты с образованием между ними океанов.

Далее снова накопление тяжёлого вещества уже от новых зон субдукции, которое вновь завершается лавинным прорывом его критической массы в нижнюю мантию в виде нового глобального нисходящего плюма. Над ним постепенно формируется новый суперконтинент – Пангея, затем цикл Вильсона повторяется вновь.

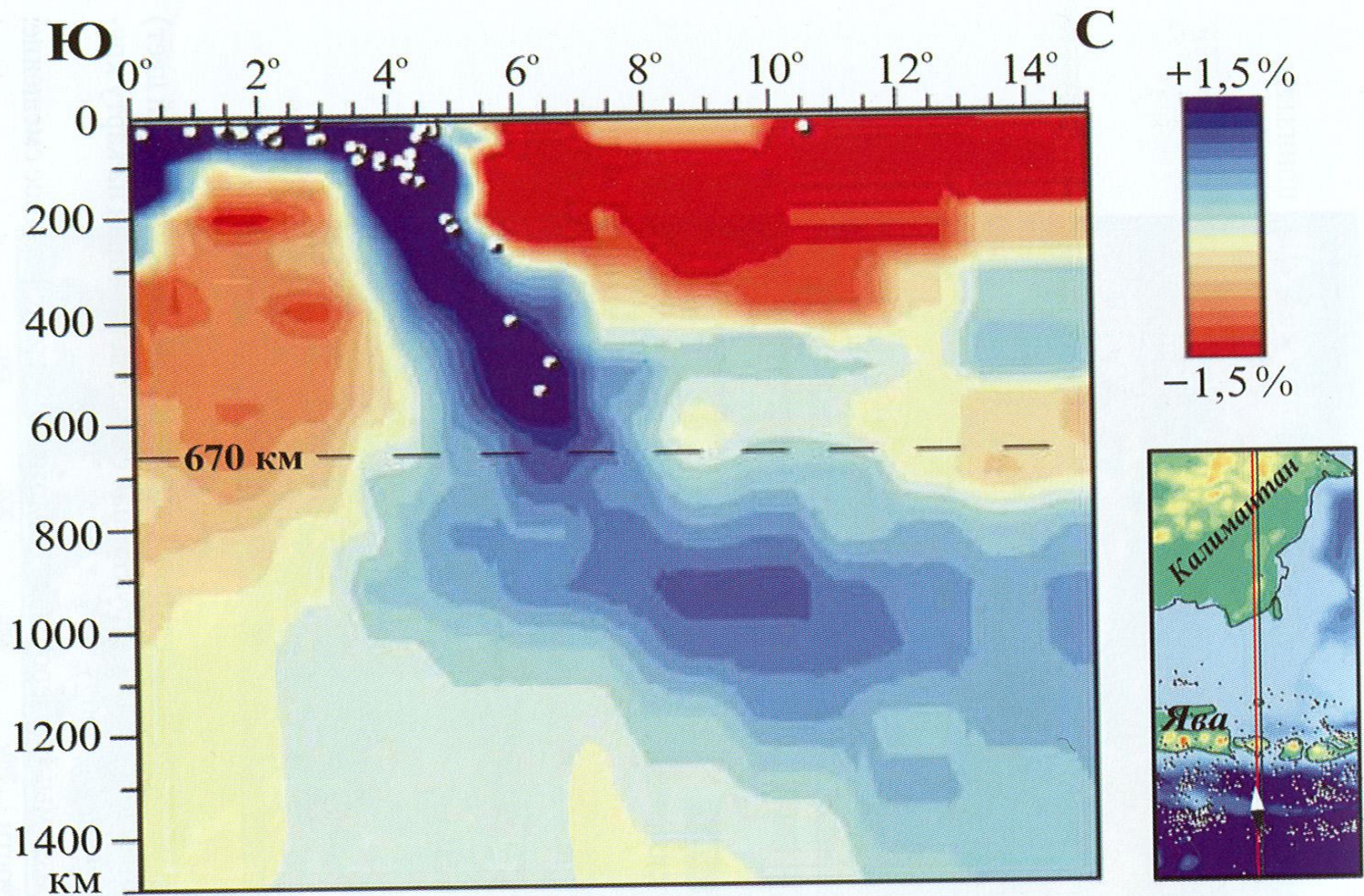


Рис. 6. Глубинный разрез через Зондскую зону субдукции по данным сейсмической томографии (Э. Хафкеншайд и др., 2001). Цветом показаны положительные и отрицательные аномалии скорости продольных волн относительно «нормальных» для соответствующих глубин (шкала справа). Белые точки — сейсмические очаги. На глубине 670 км — поверхность нижней мантии

Таким образом, в глобальной конвекции основная генерация положительной плавучести (создание относительно лёгкого вещества) происходит на границе ядро-мантия в результате химико-гравитационной дифференциации вещества мантии, тогда как основная генерация отрицательной плавучести (создание тяжёлого вещества) происходит в верхней мантии в результате процесса эклогитизации океанской коры в зонах субдукции (Лобковский, Котёлкин, 2004).

При этом текущая конвекция имеет две основные моды: **двухярусную**, когда ячейки в нижней и верхней мантии развиваются без обмена веществом через фазовую границу раздела (670 км), и **одноярусную**, которая характеризуется прорывом через фазовую границу вещества нижней мантии в верхнюю и наоборот.

Тепловая конвекция имеет место на фоне глобальной

**Благодаря конвекции в мантии
устанавливается градиент температуры,
близкий к адиабатическому**

$$(dT / dz)_s = (g \cdot \alpha_f \cdot T) / C_p$$

T – абсолютная температура, g – ускорение силы тяжести, α_f – коэффициент термического расширения, C_p – теплоёмкость при постоянном давлении.

Для градиента в восходящем течении базальтового расплава ($g = 9.81 \text{ м/сек}^2$, $\alpha_f = 6.8 \times 10^{-5} \text{ }^\circ\text{K}^{-1}$, $T = 1500^\circ\text{K}$, $C_p = 1000. \text{ Дж / кг}^\circ\text{K}$) получим $(dT / dz)_s \approx 1^\circ\text{C / км}$

Для градиента в восходящем течении нерасплавленного (твёрдого) материала мантии ($\alpha_f = 3.2 \times 10^{-5} \text{ }^\circ\text{K}^{-1}$, $T = 1500^\circ\text{K}$, $C_p = 1047. \text{ Дж / кг}^\circ\text{K}$) получим $(dT / dz)_s \approx 0.5^\circ\text{C / км}$.

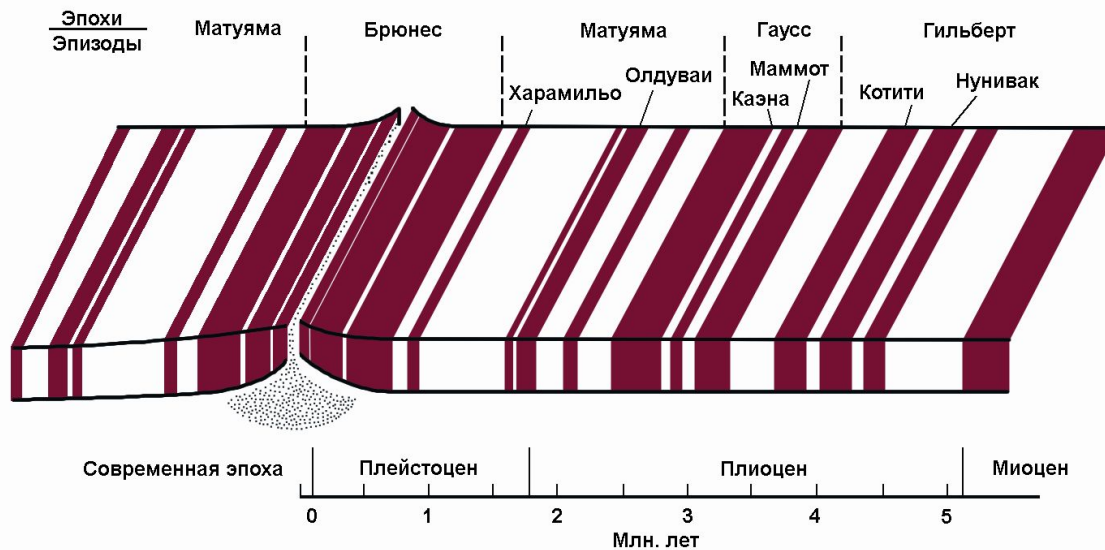
Тектоника литосферных плит органично связывает горизонтальные движения литосферных плит и блоков с вертикальными перемещениями поверхности литосферы в пределах плит и на их границах.

Тектоника литосферных плит помогает объяснить природу формирования рельефа Земли, поясов вулканизма и сейсмичности на её поверхности деформациями краёв плит вдоль разнообразных границ литосферных плит и блоков.

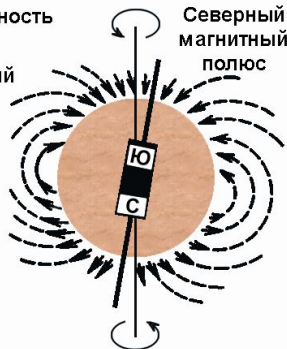
Работы по изучению природы полосовой структуры аномального магнитного поля дна океана, проведённые в рамках международного проекта в 1958-1962 гг., показали, что значительные горизонтальные перемещения литосферы играли существенную роль в формировании рельефа Земли, распределении поясов вулканизма и сейсмичности на её поверхности.

Так родилась теория тектоники литосферных плит, которая органично связывает горизонтальные движения литосферных плит и блоков с вертикальными перемещениями поверхности литосферы в пределах плит и на их границах.

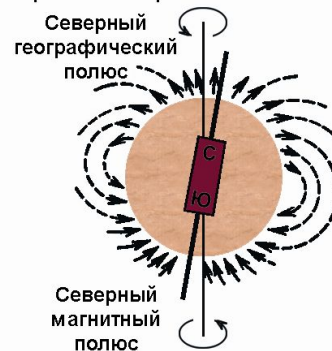
ИНВЕРСИИ МАГНИТНОГО ПОЛЯ И ПРИРОДА ЛИНЕЙНЫХ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ



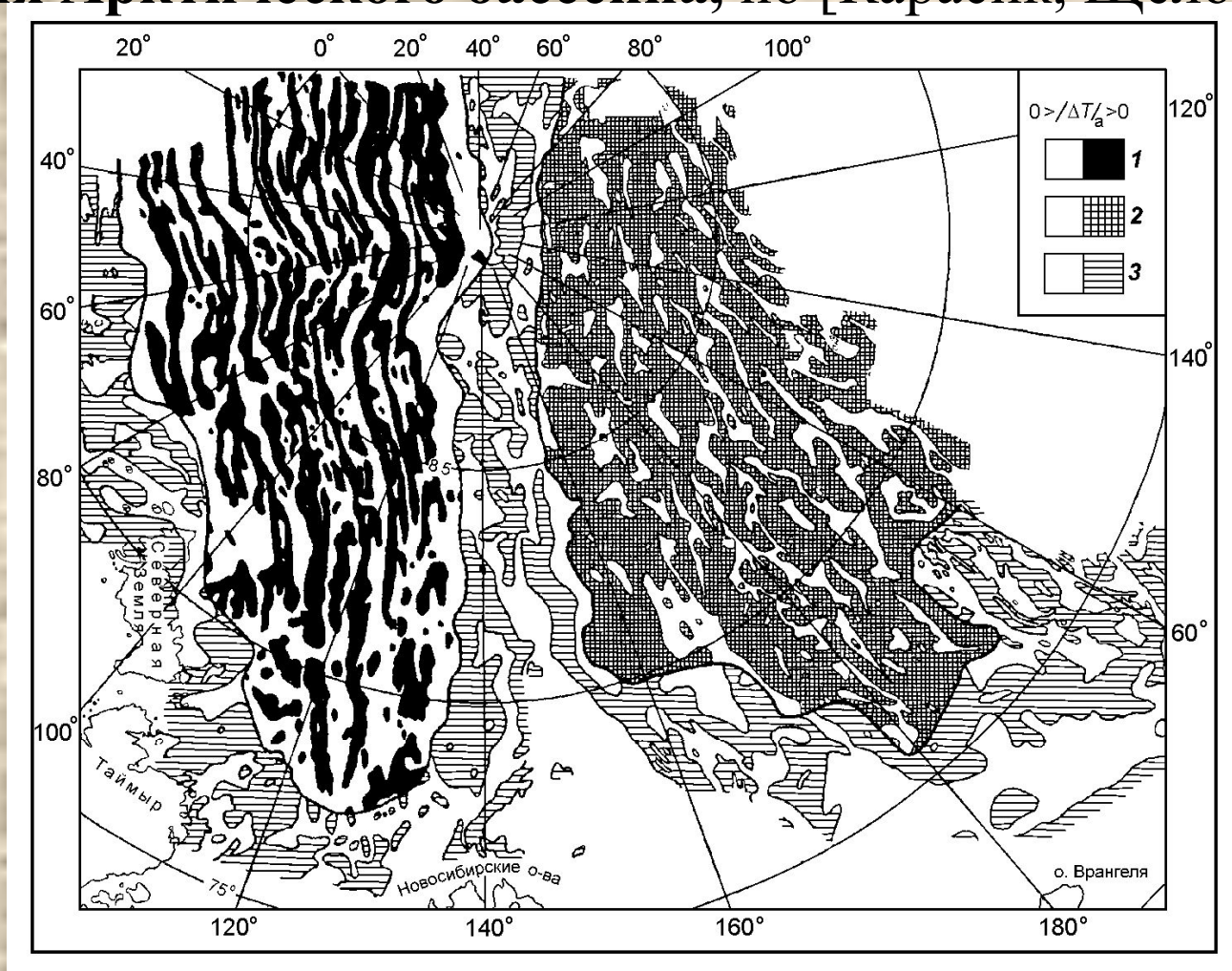
Нормальная полярность
Северный географический полюс



Обратная полярность

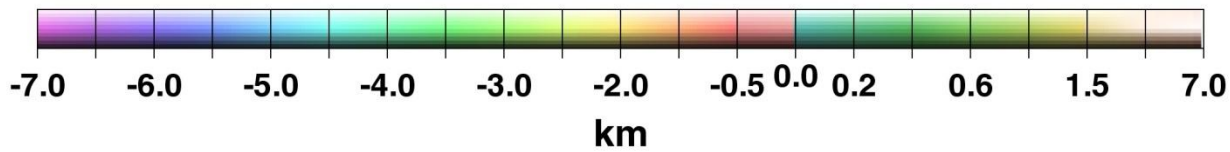
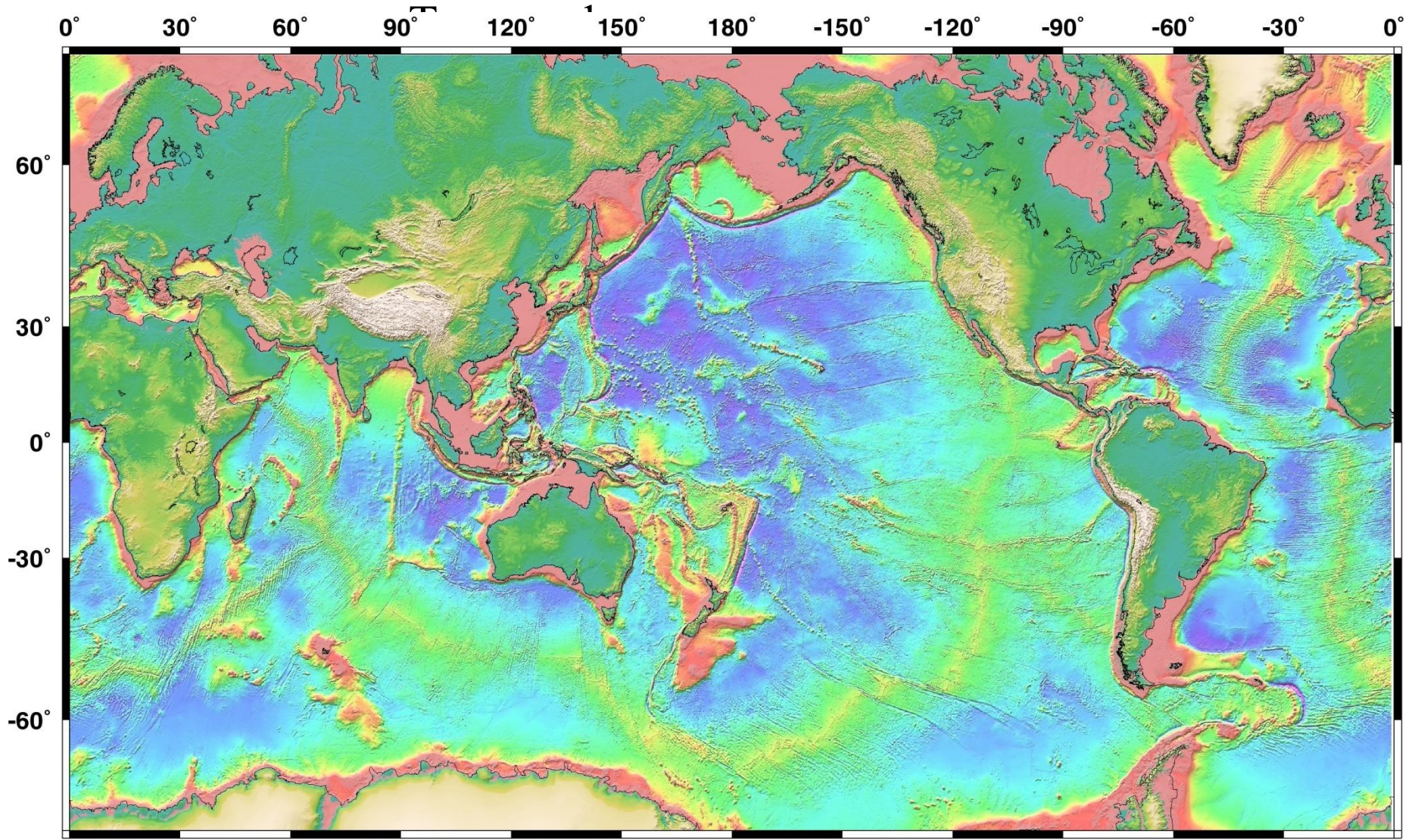


Сводная схематическая карта аномального магнитного поля Арктического бассейна, по [Карасик, Щелованов]



1 – котловины Амундсена и Нансена с хр. Гаккеля, 2 – хр. Менделеева и котловина Макарова, 3 – прибрежный шельф и хр. Ломоносова

Согласно теории тектоники литосферных плит, относительно тонкие протяжённые области на поверхности Земли, характеризующиеся повышенной тектонической активностью, сейсмичностью и вулканизмом, контрастным рельефом и тепловым потоком, разбивают верхнюю твёрдую оболочку Земли на ряд плит, перемещающихся по поверхности Земли друг относительно друга. Конвекция в мантии Земли является основным двигателем этих перемещений.

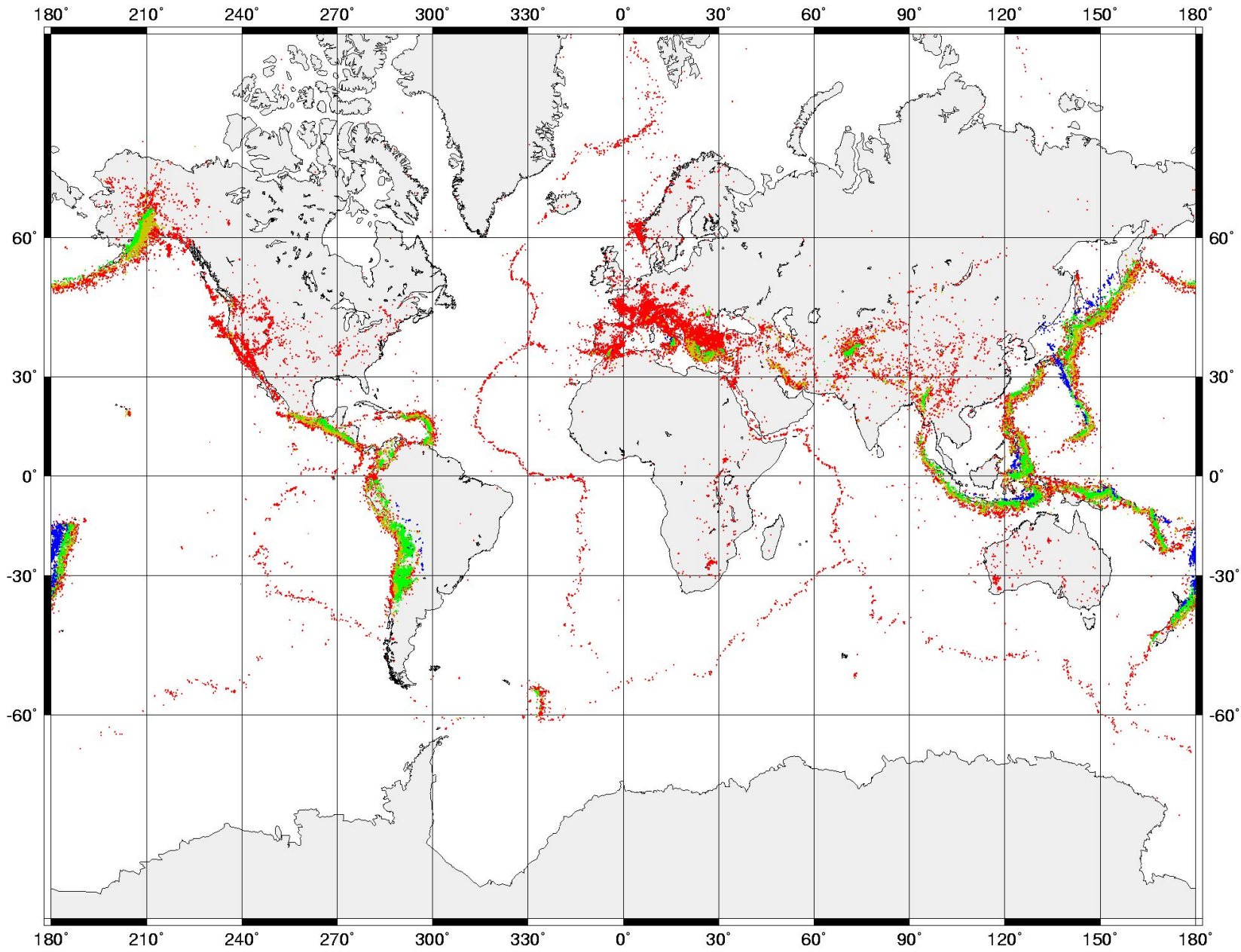


SCIENTIFIC SPECIALTY: SEISMOLOGY

Earthquake Locations 1990 - 1996 (Magnitudes 4 and greater)

Color indicates depth: Red 0-33 km, Orange 33-70 km, Green 70-300 km, Blue 300-700 km

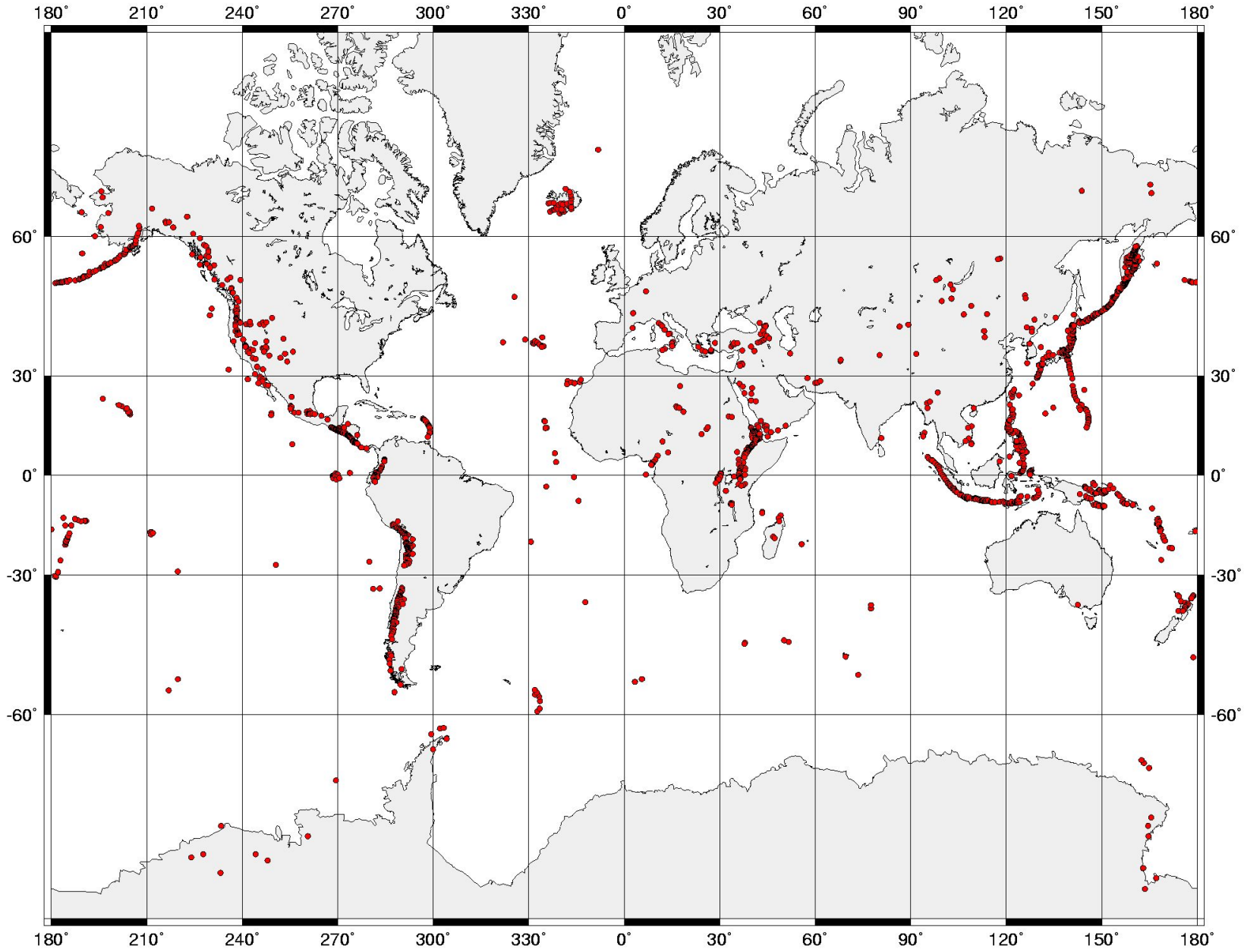
This map is part of "Discovering Plate Boundaries," a classroom exercise developed by Dale S. Sawyer at Rice University (dale@rice.edu). Additional information about this exercise can be found at <http://terra.rice.edu/plateboundary>.



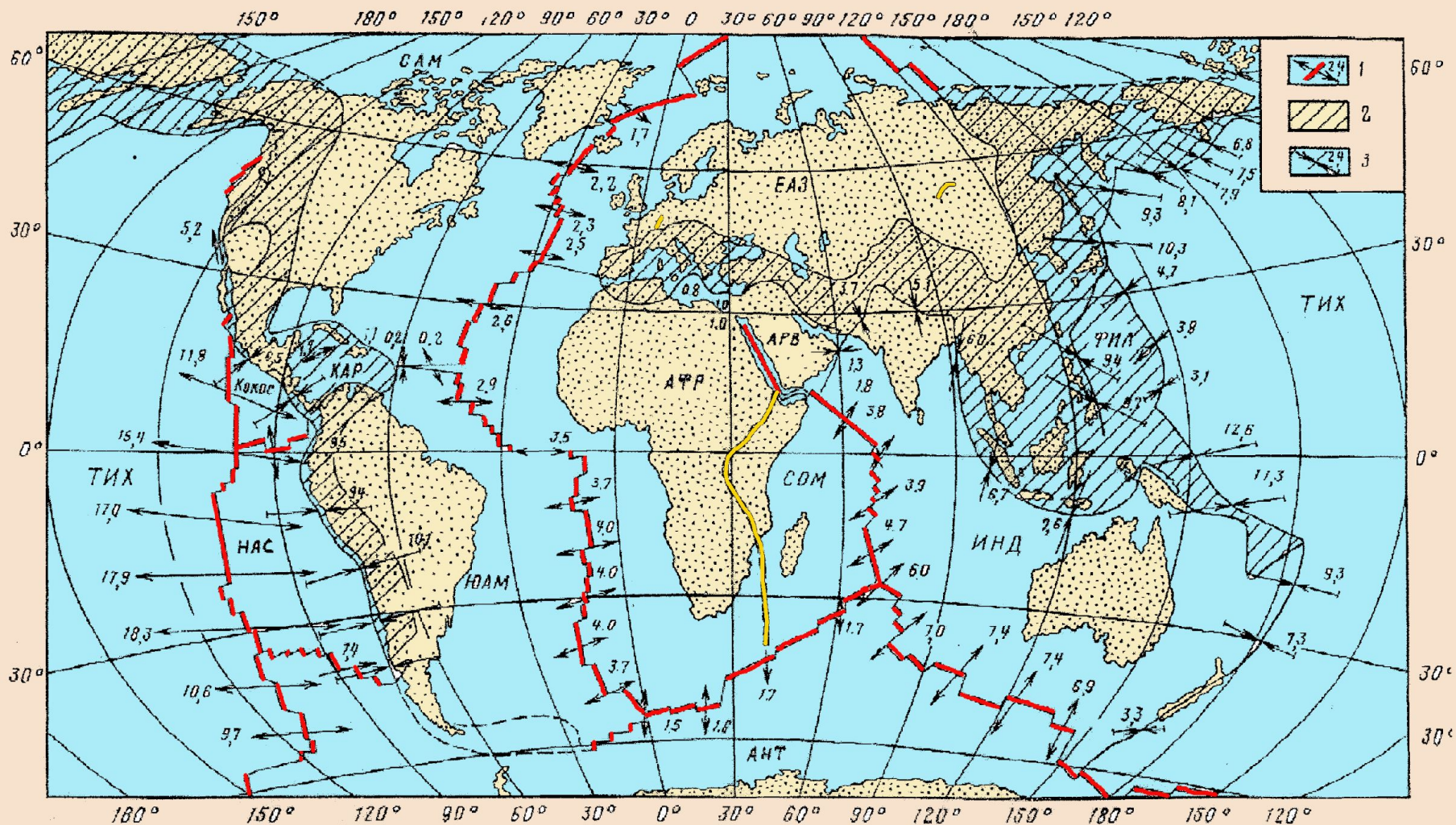
SCIENTIFIC SPECIALTY: VOLCANOLOGY

Red dots indicate currently or historically active volcanic features
This list obtained from the Smithsonian Institution

This map is part of "Discovering Plate Boundaries," a classroom exercise developed by Dale S. Sawyer at Rice University (dsaw@rice.edu). Additional information about this exercise can be found at <http://terra.rice.edu/plateboundary>.



Скорости относительных движений на границах литосферных плит (в см / год)



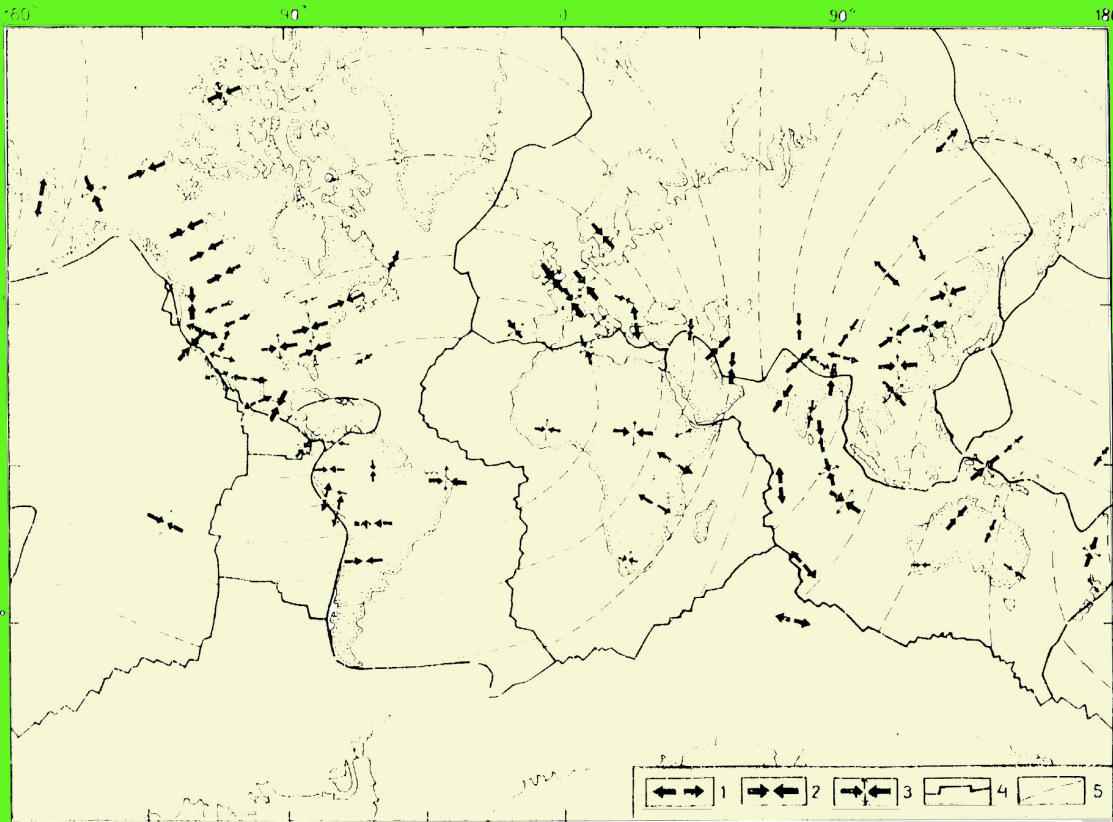
1 – дивергентные и трансформные границы плит; 2 – планетарные пояса сжатия; 3 – конвергентные границы плит.

ПРОВЕРКА ТЕОРИИ ТЕКТОНИКИ ПЛИТ

- 1. Глубоководное морское бурение позволило установить возраст дна океана и его увеличение от осей СОХ к окраинам материков. Возраст по бурению хорошо совпадал с результатами интерпретации линейных магнитных аномалий. Толщина слоя осадков также увеличивается с возрастом.**
- 2. Наблюдения с ПОА обнаружили следы растяжения в рифтовых зонах.**
- 3. Данные космической геодезии количественно подтвердили движение литосферных плит.**
- 4. Данные сейсмической томографии подтвердили реальность погружения холодных литосферных плит в мантию.**

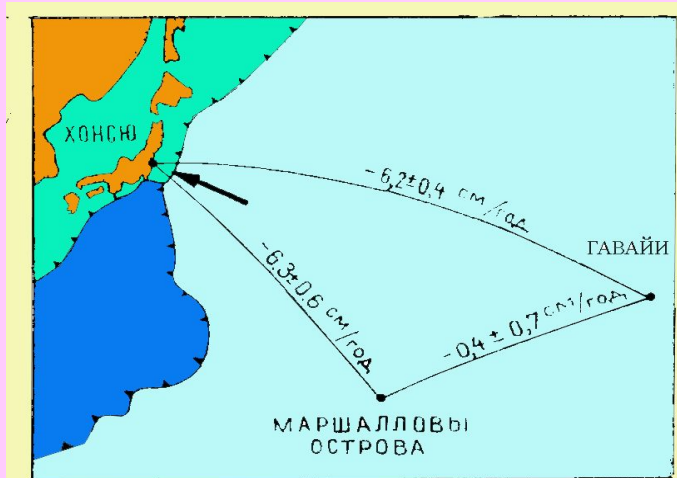
Прямые измерения современных горизон- тальных перемещений литосферных плит Земли

Высокоточное измерение
расстояний между радио-
телескопами методами
радиоинтерферометрии и
оценки относительных
скоростей движения плит
(Хаин, 1989)



**Обобщённая карта напряжений в литосфере
Земли, составленная из анализа механизмов
землетрясений и скважинных наблюдений
(Zoback, 1992; Хаин, Ломизе, 1995).**

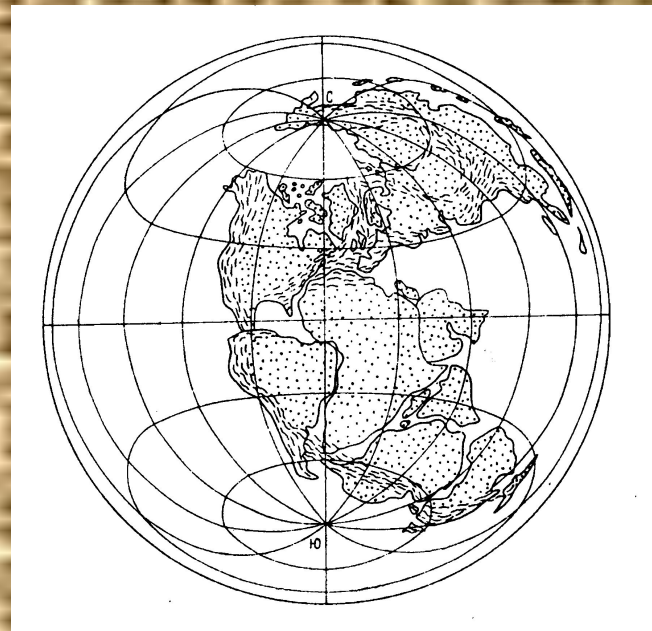
- 1-растяжение, образование сбросов
- 2-сжатие с образованием взбросов и надвигов
- 3-сжатие с образованием диагональных сдвигов
- 4-границы литосферных плит
- 5-траектории абсолютного движения плит



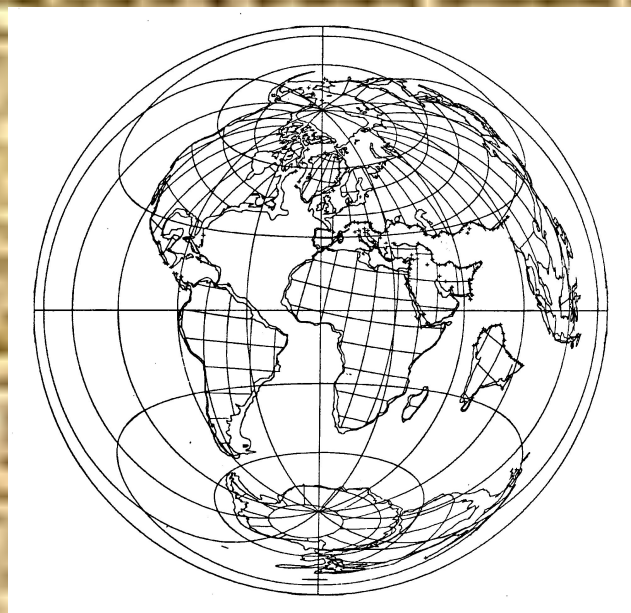
550
M.J.



200
M.J.



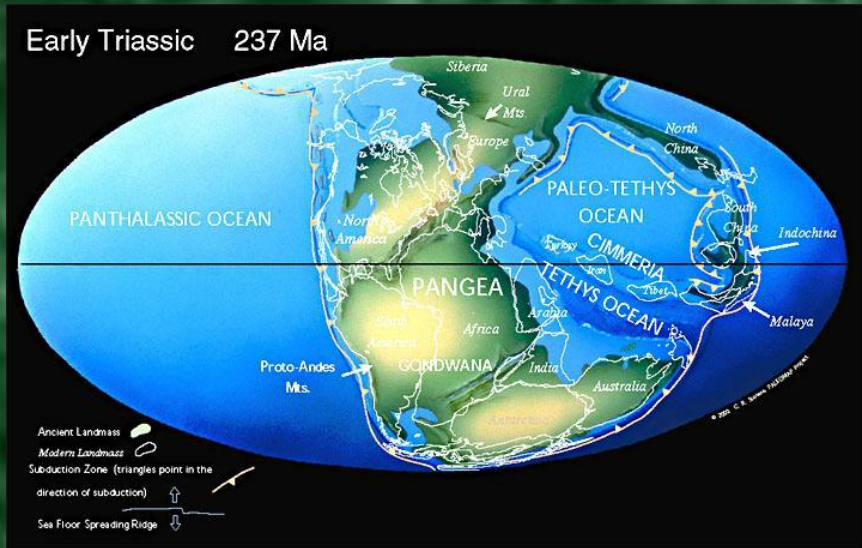
60
M.J.



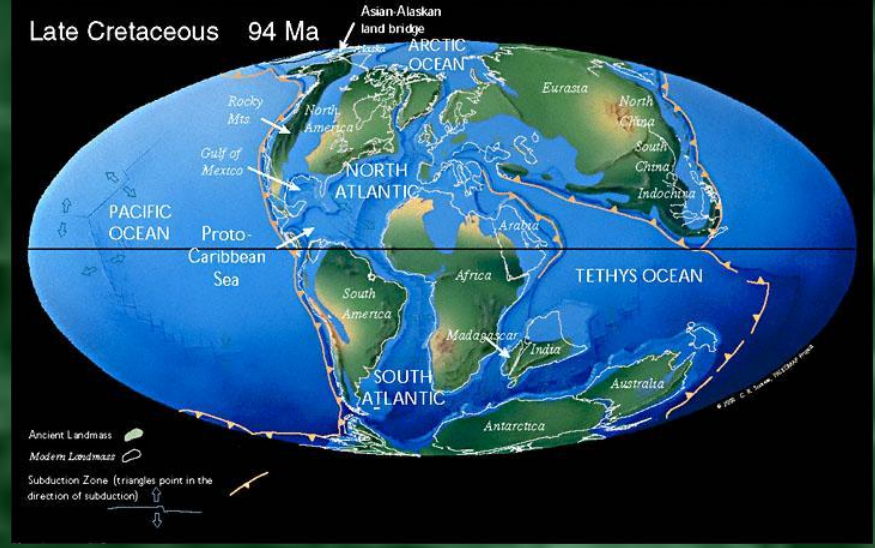
0
M.J.



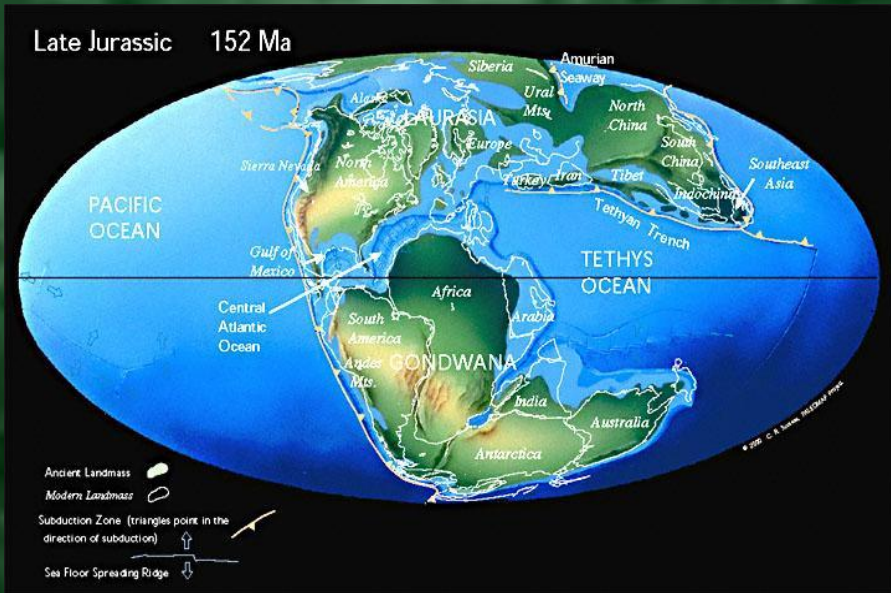
Палеорекострукции движения литосферных плит



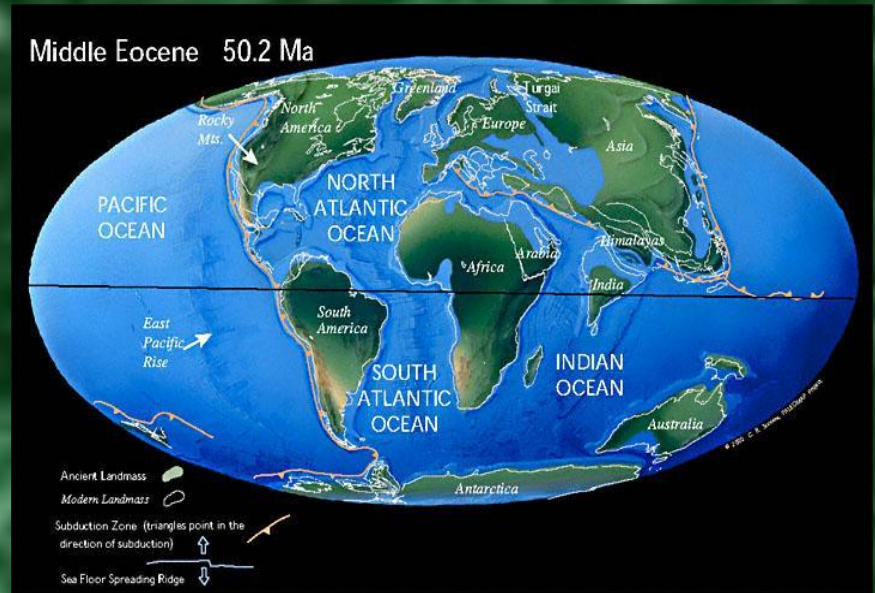
-237 млн. лет



-94 млн. лет



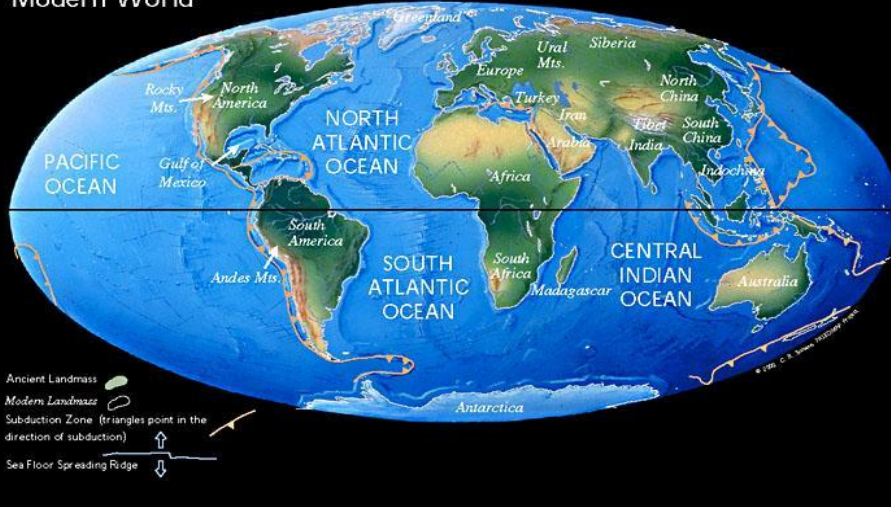
-152 млн. лет



-50.2 млн. лет

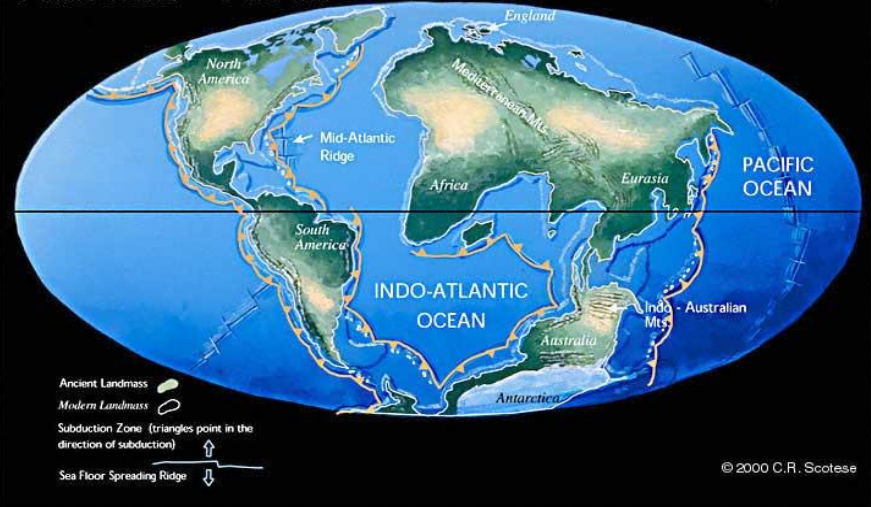
Положение литосферных плит в настоящем и будущем

Modern World



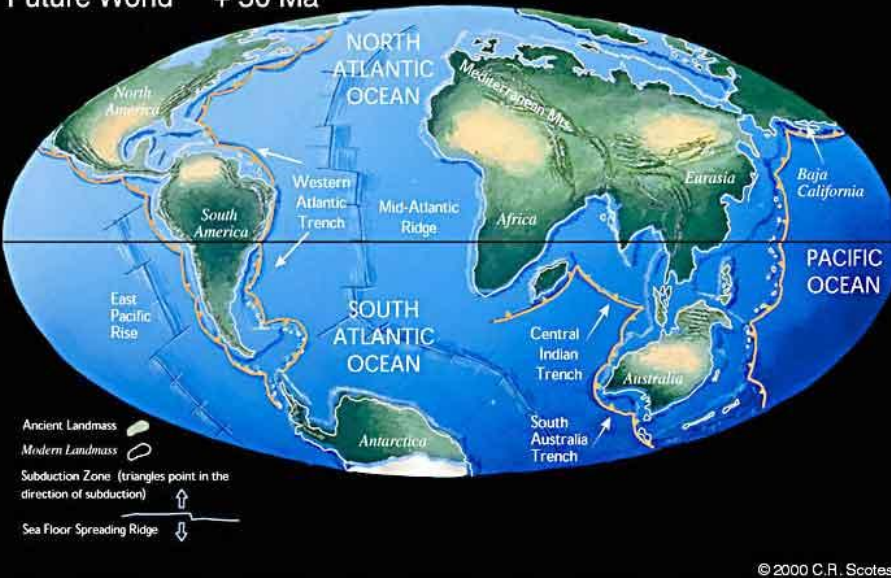
0 млн. лет

Future World + 150 Ma



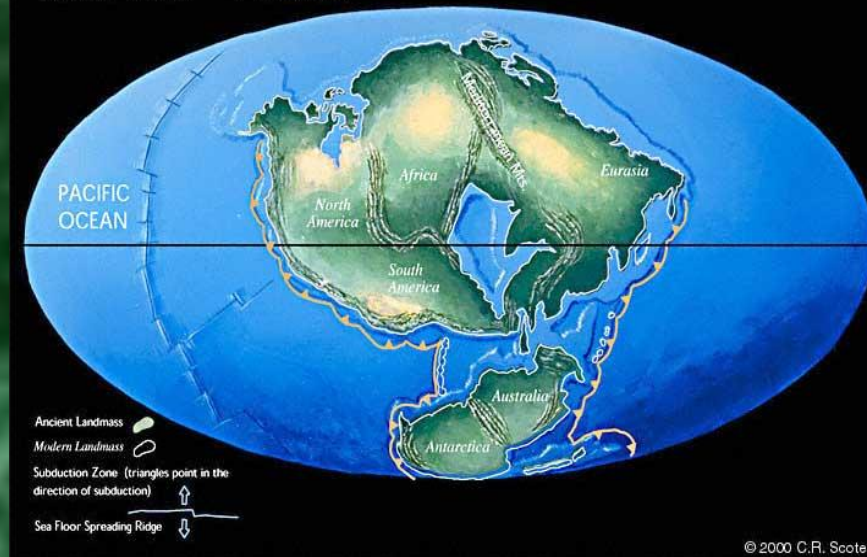
+150 млн. лет

Future World + 50 Ma



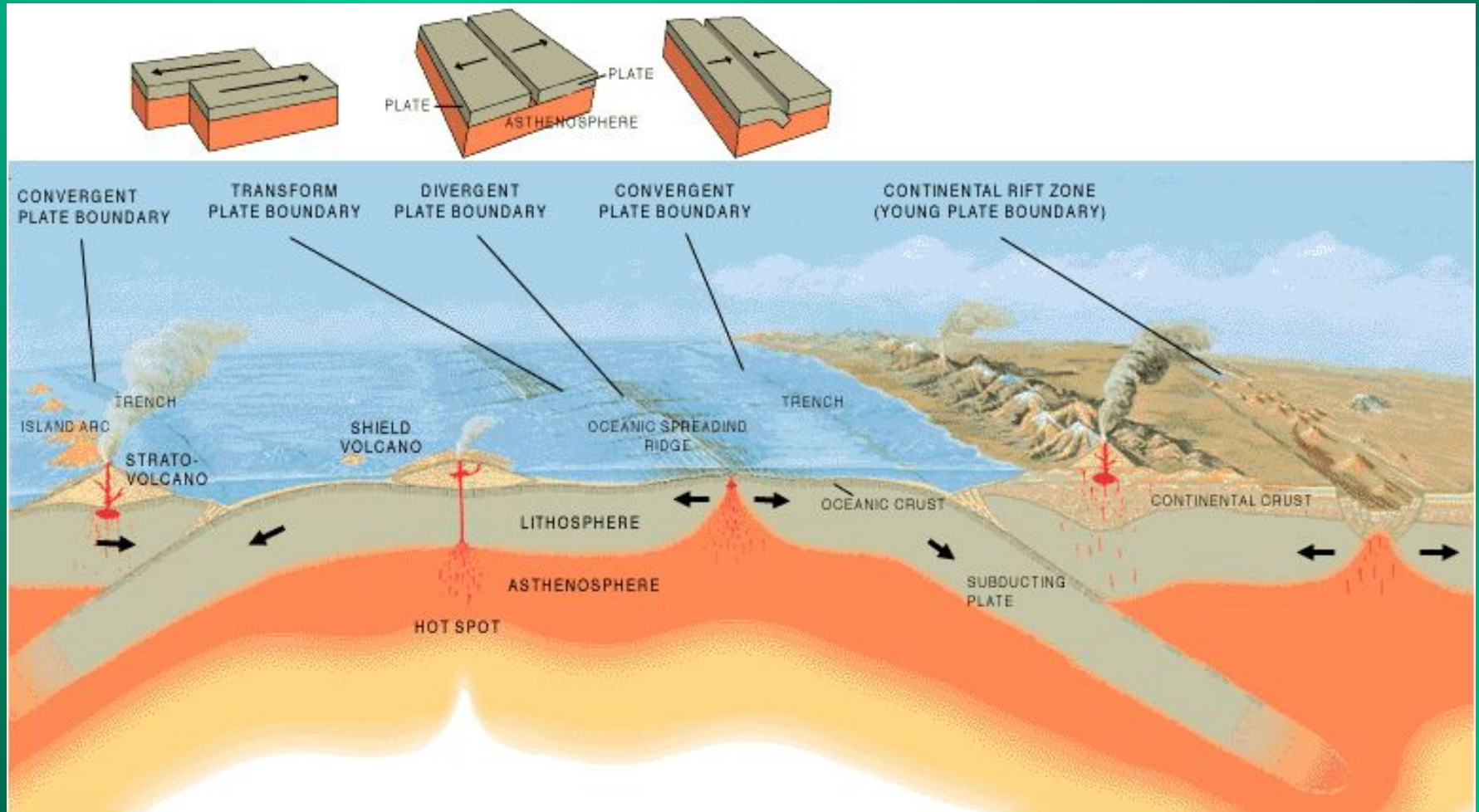
+50 млн. лет

Future World + 250 Ma



+250 млн. лет

Типы границ литосферных плит



Эволюция литосферы и типы осадочных бассейнов

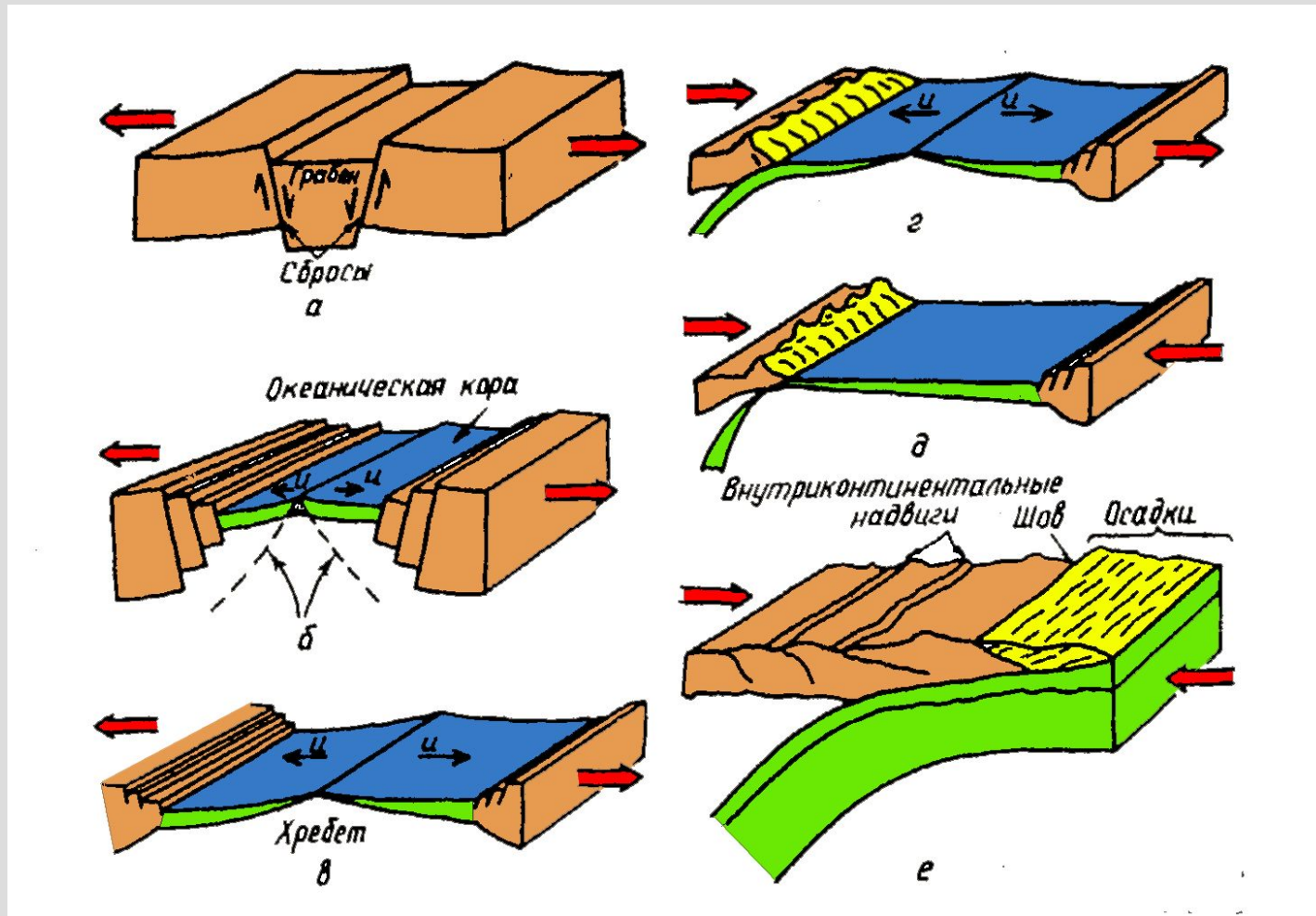
В теории тектоники литосферных плит формирование и развитие осадочных бассейнов, а также их классификация, базируются на эволюционном ряду, включающем следующие **стадии развития литосферы:**

- 1) раскол континентов
- 2) образования новых дивергентных границ плит через разрастание молодой океанической впадины
- 3) развитие процессов субдукции
- 4) постепенное сокращение площади впадины океана
- 5) конвергенции краёв литосферных плит и их столкновение
- 6) формирование орогенов и шовных зон

Эволюция литосферы Земли

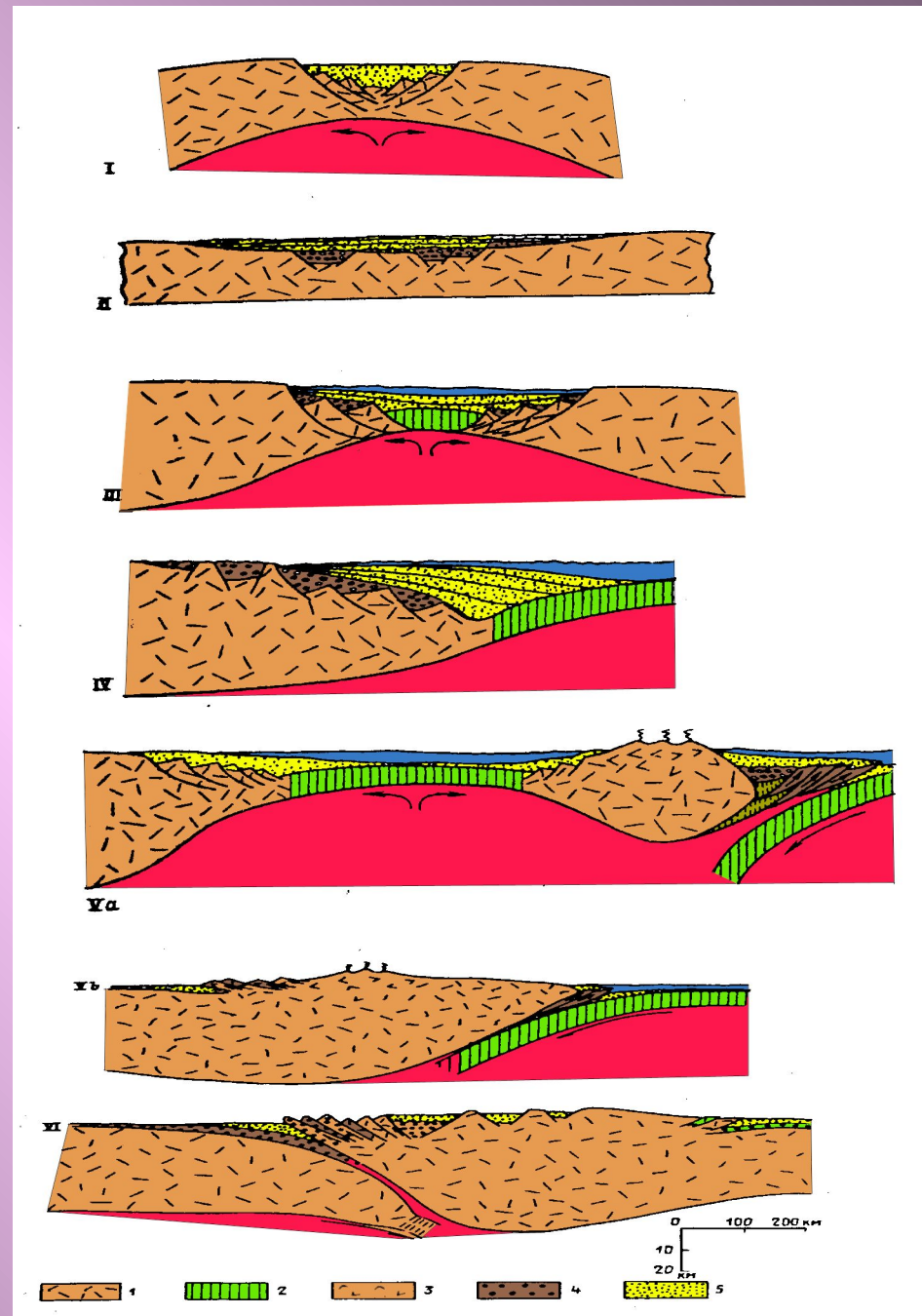
Цикл Вильсона

(Тёркот, Шуберт, 1985).



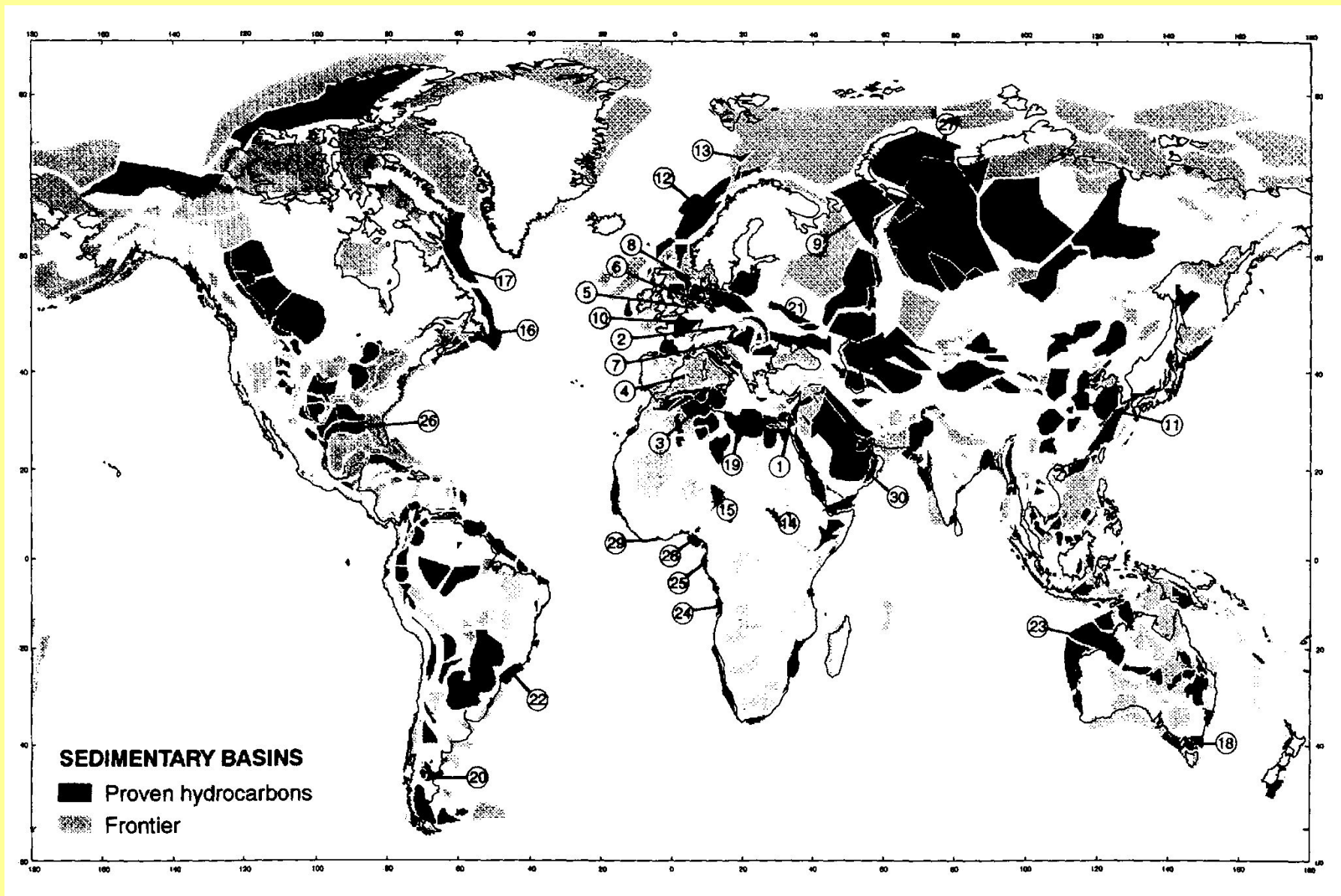
Главные стадии эволюции литосферы (Dewey, 1969).

- I - начальная стадия разрыва континентальной литосферы.
- II - прекращение разрыва – образование авлакогена .
- III - полный разрыв континентальной литосферы; начало образования океанической.
- IV - формирование пассивной окраины молодого океана
- Va - поддвиг океанической литосферы, формирование вулканической гряды и краевого моря.
- Vб - формирование активной окраины андийского типа при поддвиге океанической литосферы под континентальную.
- VI - столкновение материковых краев плит, формирование орогена в условиях сжатия континентальной литосферы



Эволюция осадочного бассейна есть часть общей глобальной эволюции литосферы Земли

Эволюционный ряд литосферы	Бассейны, формирующиеся при активном процессе	Бассейны, формирующиеся при затухании процесса
РАСКОЛ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРЫ	Отдельные рифты на жесткой древней континентальной литосфере (Африканские, Байкальский, Суэцкий)	Авлкогены, синеклизы (Печёрско-Баренцевоморский, Московский, Днепрово-Донецкий, Западно-Сибирский, Волго-Уральский, Сирт, Северное море) Авлакогены в пределах отмерших ветвей тройного сочленения (устьевые части рек (Нигер, Нил, Амазонка, Маханади и Годавари в Индии)
	Серии рифтовых грабен и горстов на месте недавнего орогена (Провинция Бассейнов и Хребтов, США)	
	Рифтовые структуры, связанные с мегасдвигами (Калифорнийский, Мёртвое море, Кайман)	
ПОЛНЫЙ РАЗРЫВ ЛИТОСФЕРЫ, НАЧАЛО РАЗРАСТАНИЯ ОКЕАНИЧЕСКОЙ ВПАДИНЫ	Красное море, Аденский залив, Калифорнийский залив, бассейны молодых континентальных окраин	Затухание на ранней стадии раскрытия океана (Лабрадорское и Тасманово моря)
ДАЛЬНЕЙШЕЕ РАЗРАСТАНИЕ ОКЕАНИЧЕСКОЙ ВПАДИНЫ	Бассейны пассивных окраин (Сантос, Пелотес, Австралийский сектор окраины Антарктиды)	
	Дельтовые бассейны на контакте пассивной окраины и отмершей ветви тройного сочленения (авлакогена) дельты Нигера, Нила, Амазонки)	
РАЗВИТИЕ ПРОЦЕССА СУБДУКЦИИ, СОКРАЩЕНИЕ ПЛОЩАДИ ОКЕАНА	Бассейны активных континентальных окраин и островных дуг	Прекращение субдукции из-за перескока оси спрединга (пассивная окраина моря Беллинсгаузена)
	Задуговые бассейны с растяжением литосферы (бассейны Филиппинского моря, Эгейское море, Командорская котловина)	
ЗАХЛОПЫВАНИЕ ОКЕАНА СТОЛКНОВЕНИЕ МАТЕРИКОВ, ОБРАЗОВАНИЕ ОРОГЕНОВ И ШОВНЫХ ЗОН	Предгорные бассейны (Предкавказский)	
	Межгорные бассейны с локальным растяжением (Рейнский грабен, Панонский и Черноморский бассейны)	



Мировая система нефтегазоносных провинций мира, ассоциированных с рифтовыми бассейнами (Ziegler, 1996b)

Осадочные бассейны рифтового типа

Бассейны активной стадии рифтинга:

- 1) На жесткой древней континентальной литосфере - отдельные рифты (Африканские, Байкальский, Суэцкий)**
- 2) На ослабленной континентальной литосфере - серии рифтовых грабенов и горстов (Провинция Бассейнов и Хребтов)**
- 3) Рифтовые структуры, связанные с мегасдвигами (Калифорнийский, Мёртвое море, Кайман)**

Бассейны, формирующиеся после затухания рифтинга

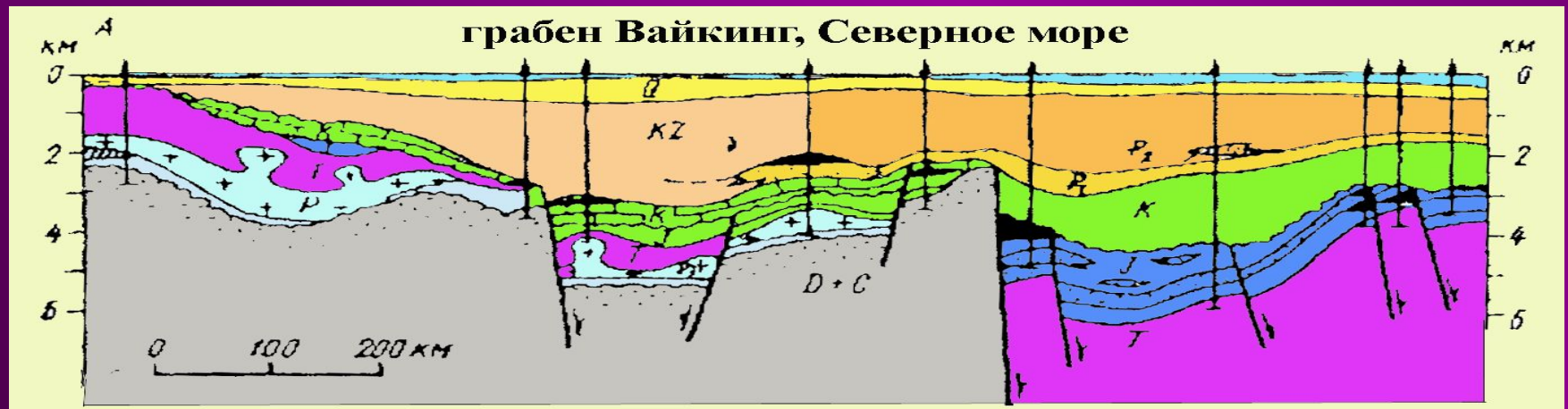
- 1) Авлвогены, синеклизы (Печёрско-Баренцевоморский, Московский, Днепрово-Донецкий, Западно-Сибирский, Волго-Уральский, Сирт, Северное море)**
- 2) Авлакогены в пределах отмерших ветвей тройного сочленения (устьевые части рек Нигер, Нил, Амазонка, Маханади и Годавари в Индии)**

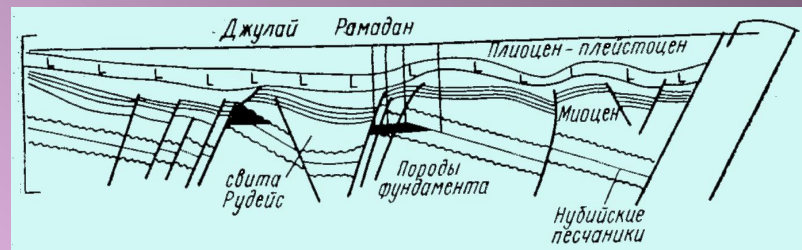
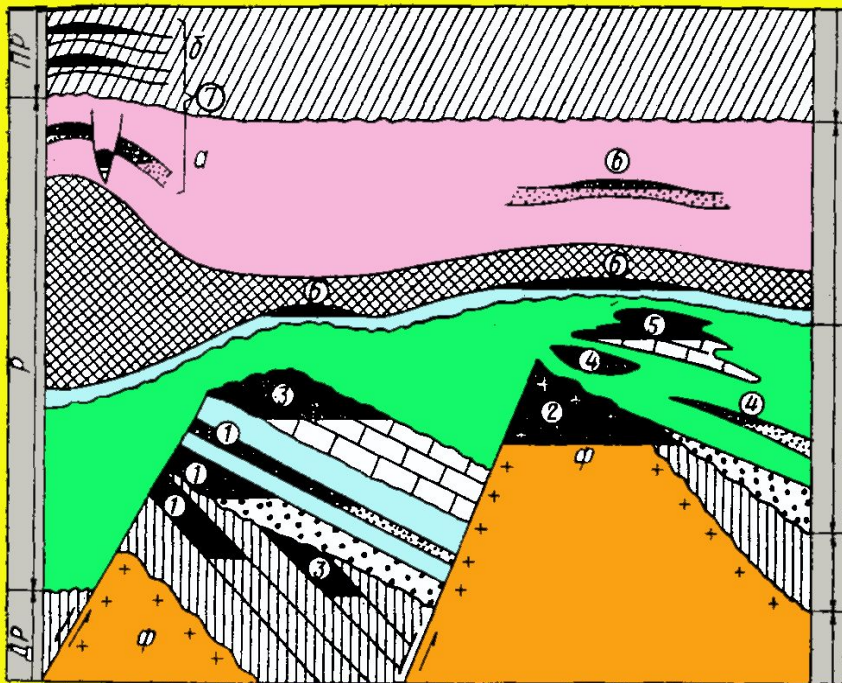
Рифтогенные бассейны составляют абсолютное большинство осадочных нефтегазоносных бассейнов мира, если учесть что бассейны пассивных континентальных окраин, также как и задуговых морей относятся к рифтогенным.

Осадочное выполнение рифтовых бассейнов

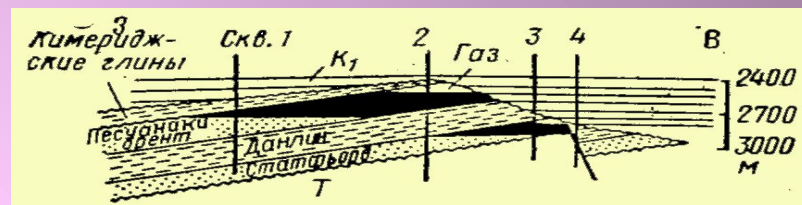
- 1) Накопление осадков большой мощности (4—7 км) за короткий (5—20 млн. лет) промежуток времени (терригенные континентальные или озерные красноцветы с терригенно-вулканогенными породами в низах разреза). Источники сноса - как «плечи» рифта, так и внутренние горсты.
- 2) Выше по разрезу, в течении первых морских трансгрессий, часто накапливаются мощные соленосные толщи.
- 3) Для поздних стадий характерно накопление морских терригенных и карбонатных пород.

Послерифтовый комплекс формируется в условиях равномерного опускания региона на площади, значительно превышающей площадь проявления рифтогенеза. Как правило, он отделен от рифтового комплекса региональным несогласием и характеризуется относительно спокойным, ненарушенным залеганием слагающих его осадочных толщ.





Геологический профиль через Суэцкий грабен (Perrodon, 1980).



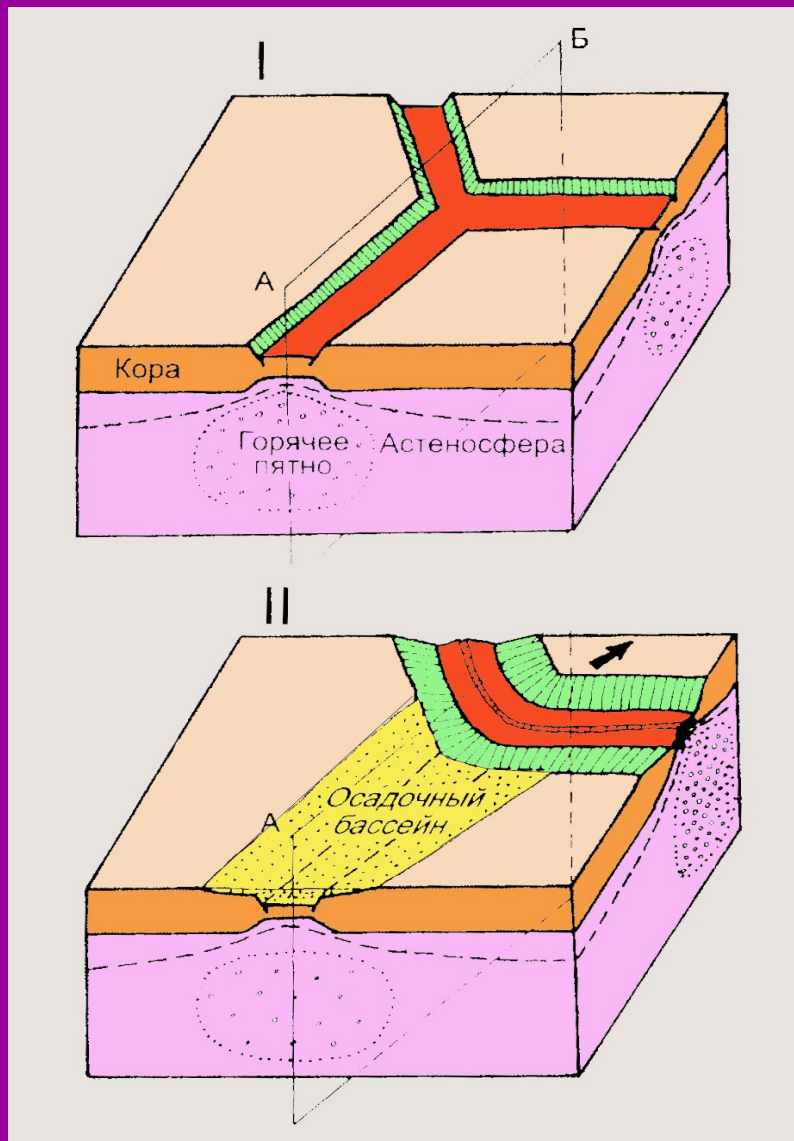
Геологический разрез м-ия Брент (грабен Вайкинг, Северное море)

Принципиальная модель основных залежей нефти и газа в бассейнах, прошедших рифтовую стадию (Кучерук, Алиева, 1980).

1 – породы фундамента, 2 – дорифтовый комплекс, рифтовый комплекс: 3 – песчаники континентальные (а) и морские (б), 4 – карбонаты, 5 – соленосные отложения. 6 – послерифтовый комплекс, 7 – основные типы залежей (1-тектонические, 2-тектонические и литологические, 3-литологические экранированные, в том числе в эрозионных останцах; 4-7 - в вышележащих отложениях)

Благоприятные факторы формирования скоплений УВ в рифтовых бассейнах

Подвижки по разломам, резкие изменения мощностей и фаций отложений, локальные несогласия и перерывы способствуют формированию хороших коллекторов за счет процессов выветривания и выщелачивания (как в отложениях рифтового и дорифтового комплексов, так и в породах фундамента (Кучерук, Ушаков, 1985). Все это в сочетании с регионально развитыми глинистыми и соленосными покрывками способствует формированию сингенетичных залежей УВ (слайд 20). Одни и те же глинистые морские толщи могут служить как материнскими породами, так и покрывками. Миграция УВ по разломам и несогласиям может сформировать скопления и в расположенных выше, но более древних по возрасту отложениях в основании рифтового и дорифтового комплексов, а также и в выветрелых и трещиноватых породах фундамента (грабен Сирт, Северо-Китайский бассейн, Западно-Сибирский бассейн и др.). Тектоническая расчлененность и фациальная невыдержанность отложений в рифтовых бассейнах затрудняют дальнюю латеральную миграцию УВ, предполагая доминирующую роль вертикальной миграции .



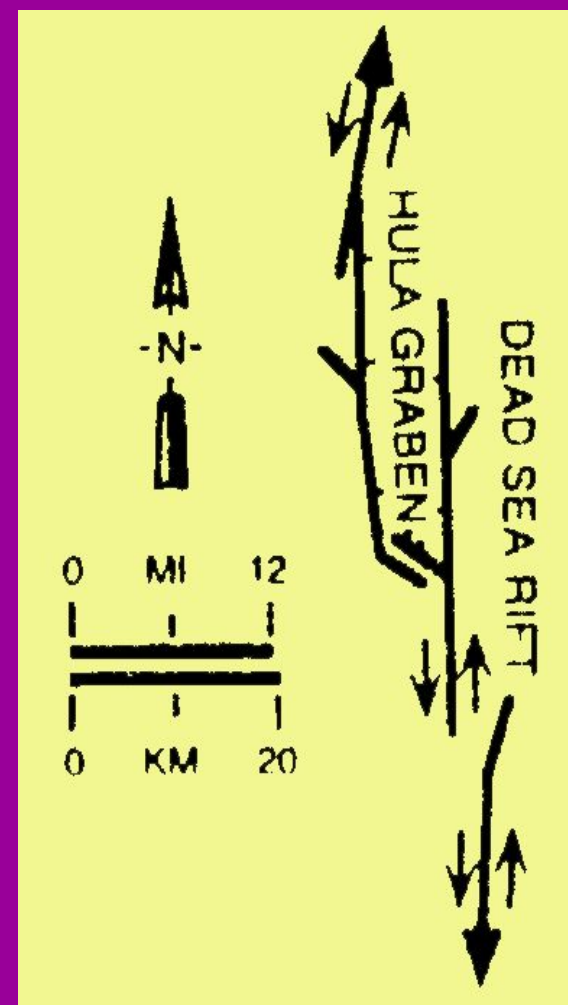
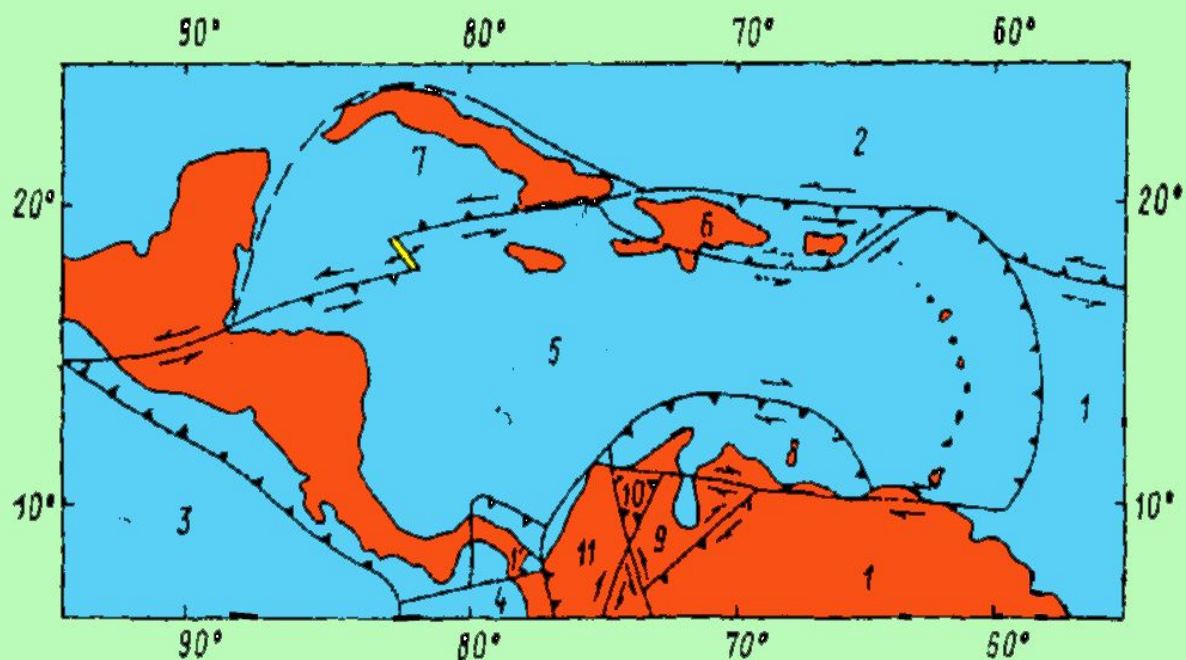
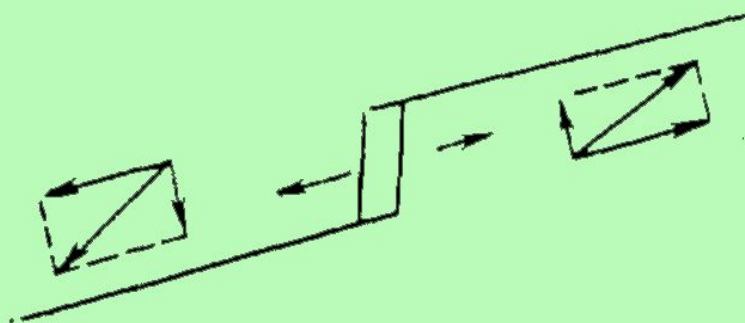
Авлакогены в пределах отмерших ветвей тройного сочленения

Устьевые части рек Нигер, Нил, Амазонка, Маханади и Годавари в Индии

Модель формирования пострифтового осадочного бассейна на неудавшейся ветви тройного сочленения рифтов (Никишин, 1992)

Рифтовые структуры, связанные с мегасдвигами

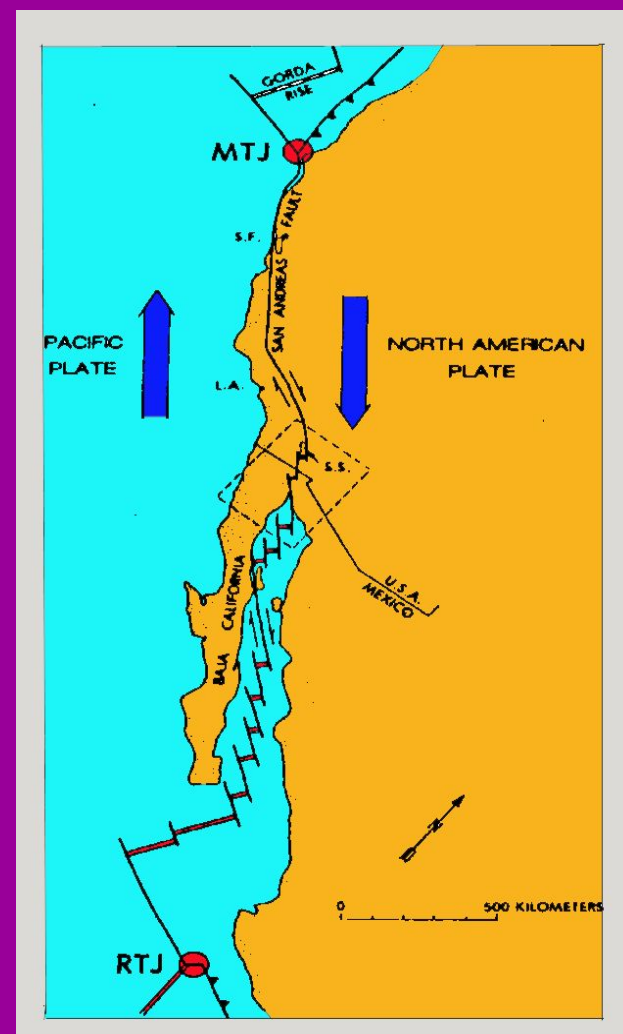
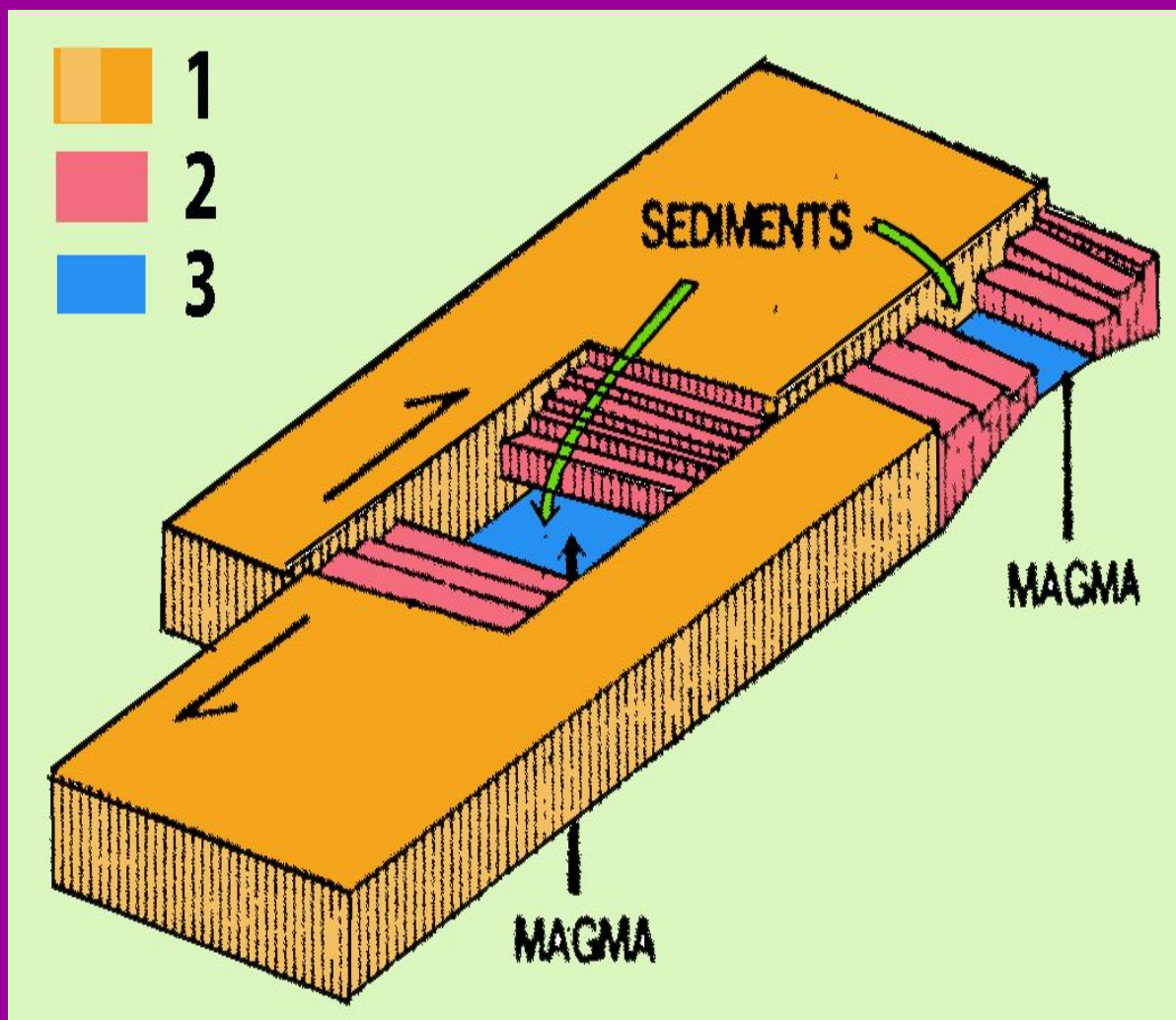
Жёлоб Кайман



Мёртвое море

Рифтовые структуры, связанные с мегасдвигами

Клифорнийский залив, бассейн Гуаймос

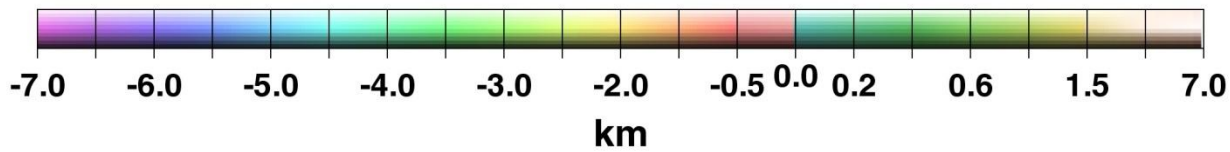
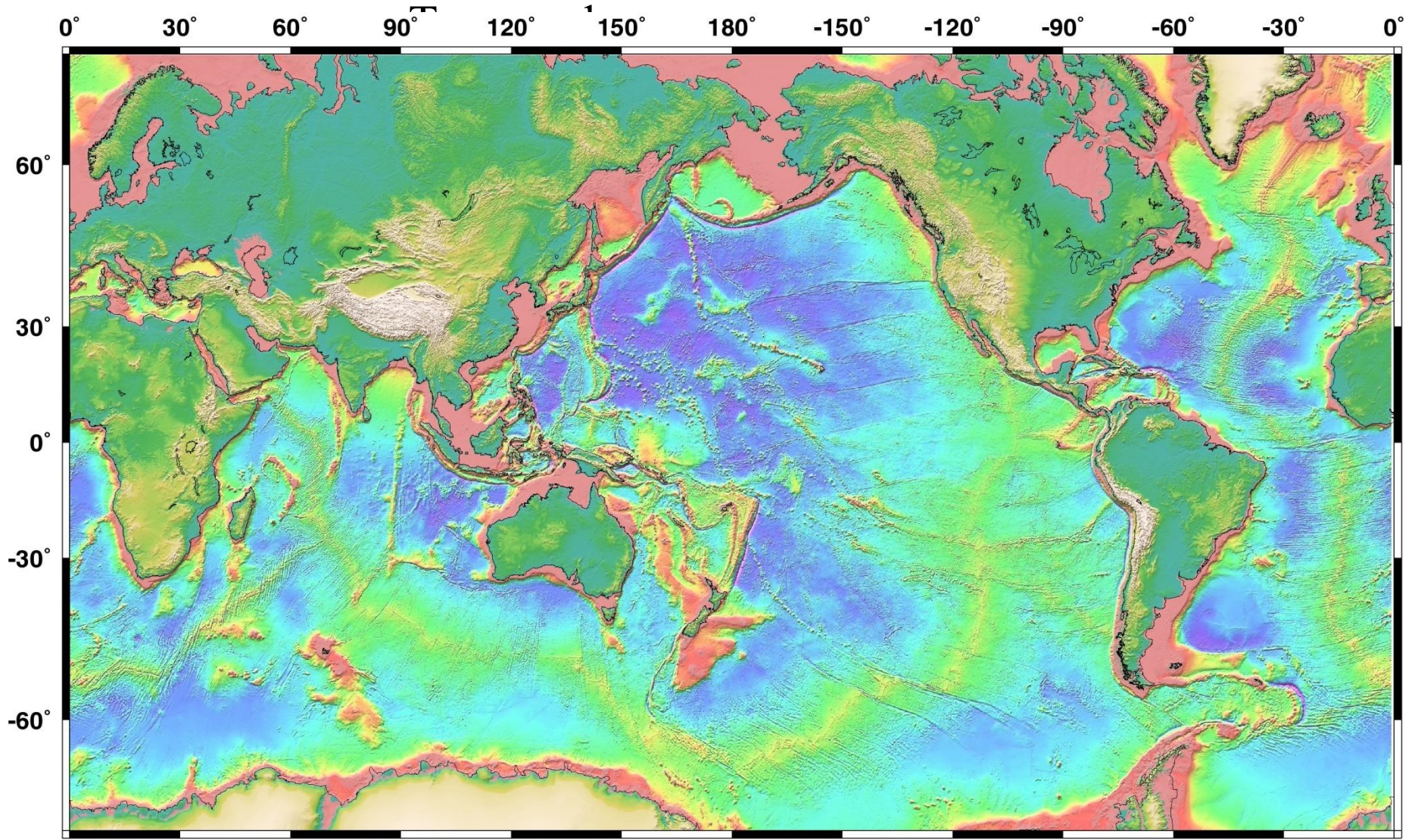


1, 2 – нормальная и растянутая континентальная л-ра; 3 – океаническая л-ра

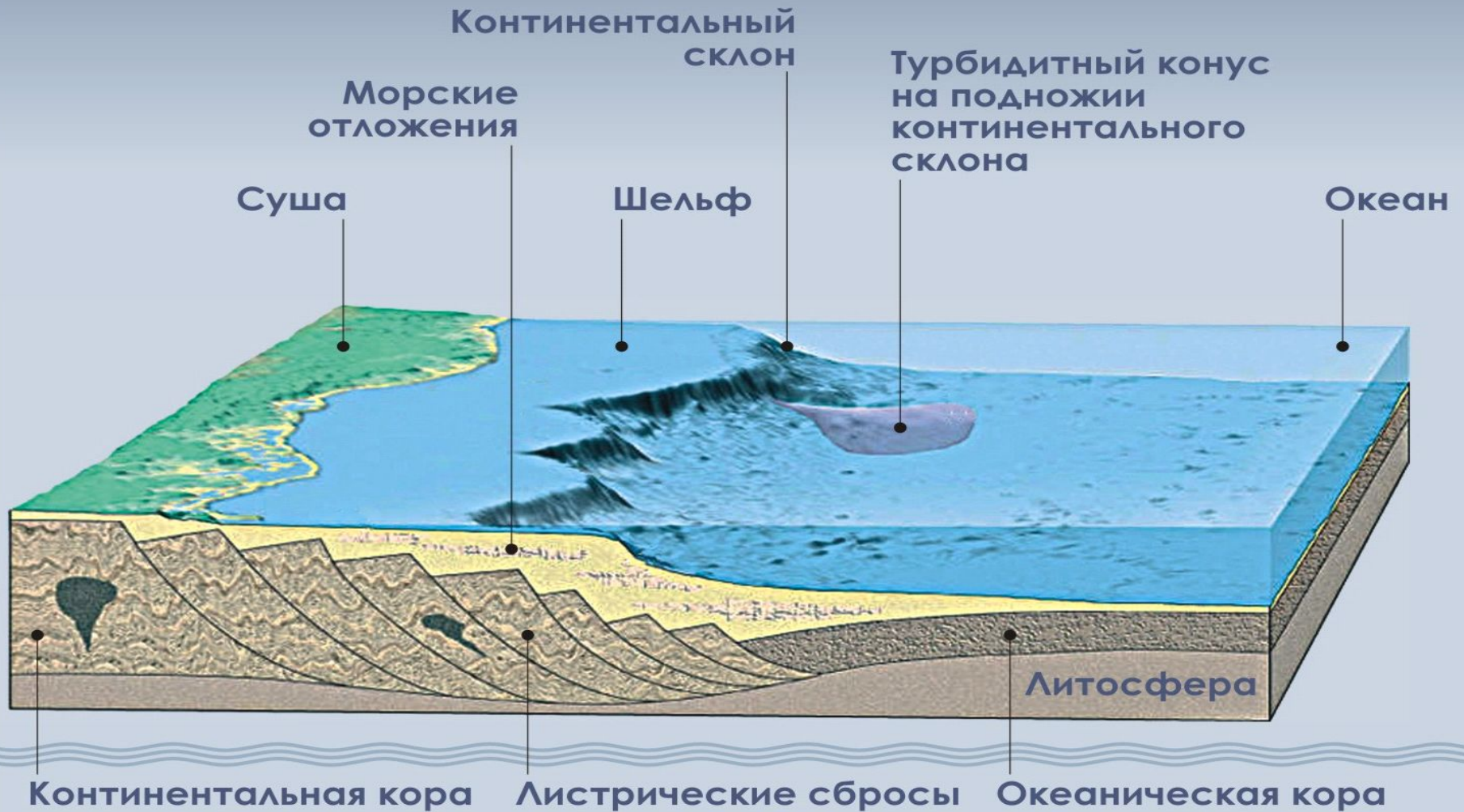
Бассейны пассивных окраин

Разрастание океанической впадины и удаление центра спрединга от рифтогенных континентальных окраин обуславливает переход рифтогенных бассейнов на следующую «пассивную» стадию их эволюции. Постепенное остывание океанической и прилегающей к ней континентальной литосферы имеет следствием понижение уровня дна океана в области, непосредственно примыкающей к окраине континента, и в краевой зоне материка. Образующееся понижение, заполняясь осадками, определяет продвижение осадконакопления в сторону океана. Осадочные бассейны пассивных переходных зон часто подразделяются на два параллельных бассейна, разделенных краевым поднятием фундамента (Слайды 28, 29) - один преимущественно в области шельфа, другой — вдоль континентального подножья, частично или полностью на океанической коре.

С этими бассейнами, располагающимися на глубинах моря от 100 до 4000 м, связаны около 45% конечных мировых извлекаемых запасов нефти и газа и основные перспективы открытия крупных месторождений в ближайшем будущем



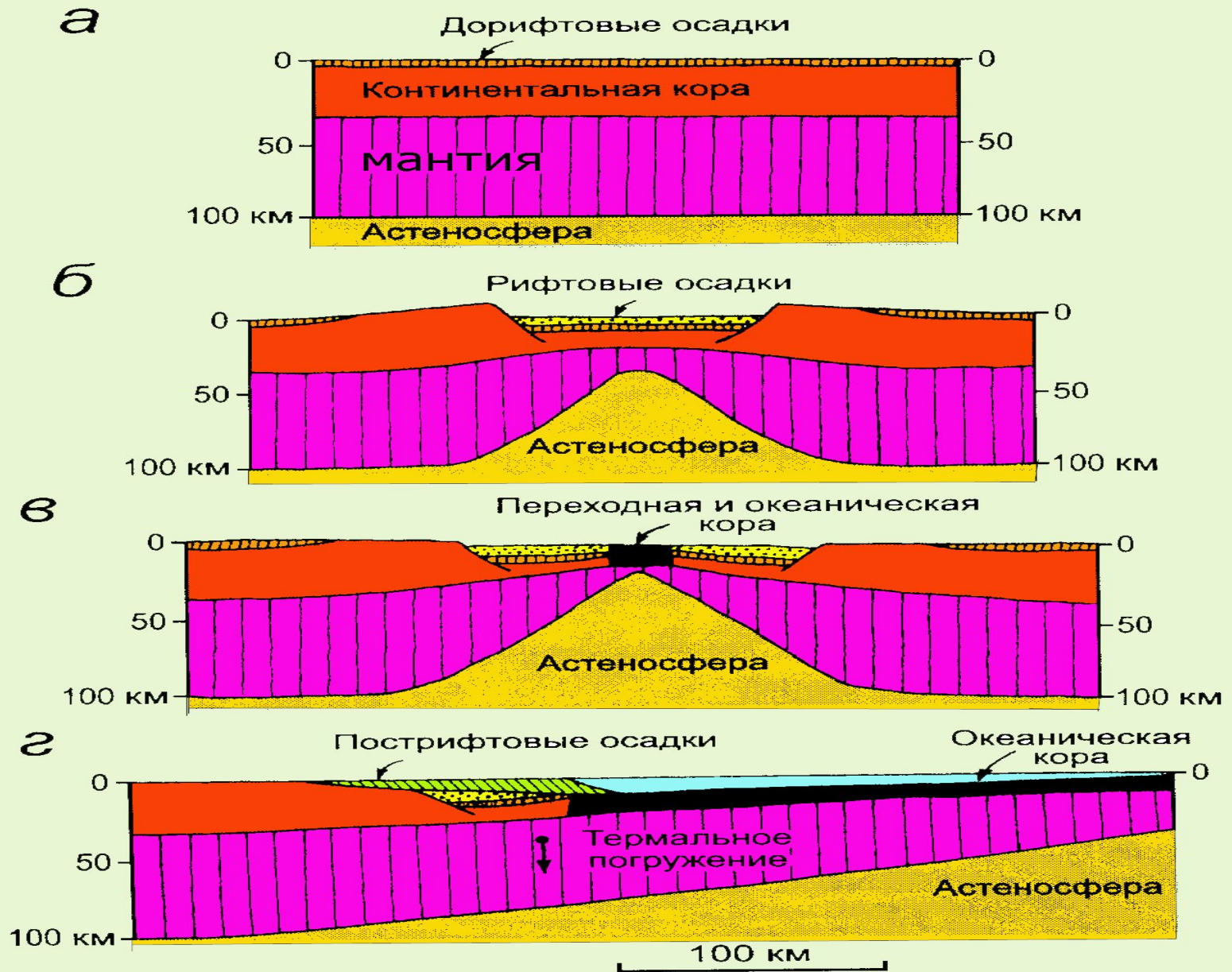
Бассейны пассивных окраин



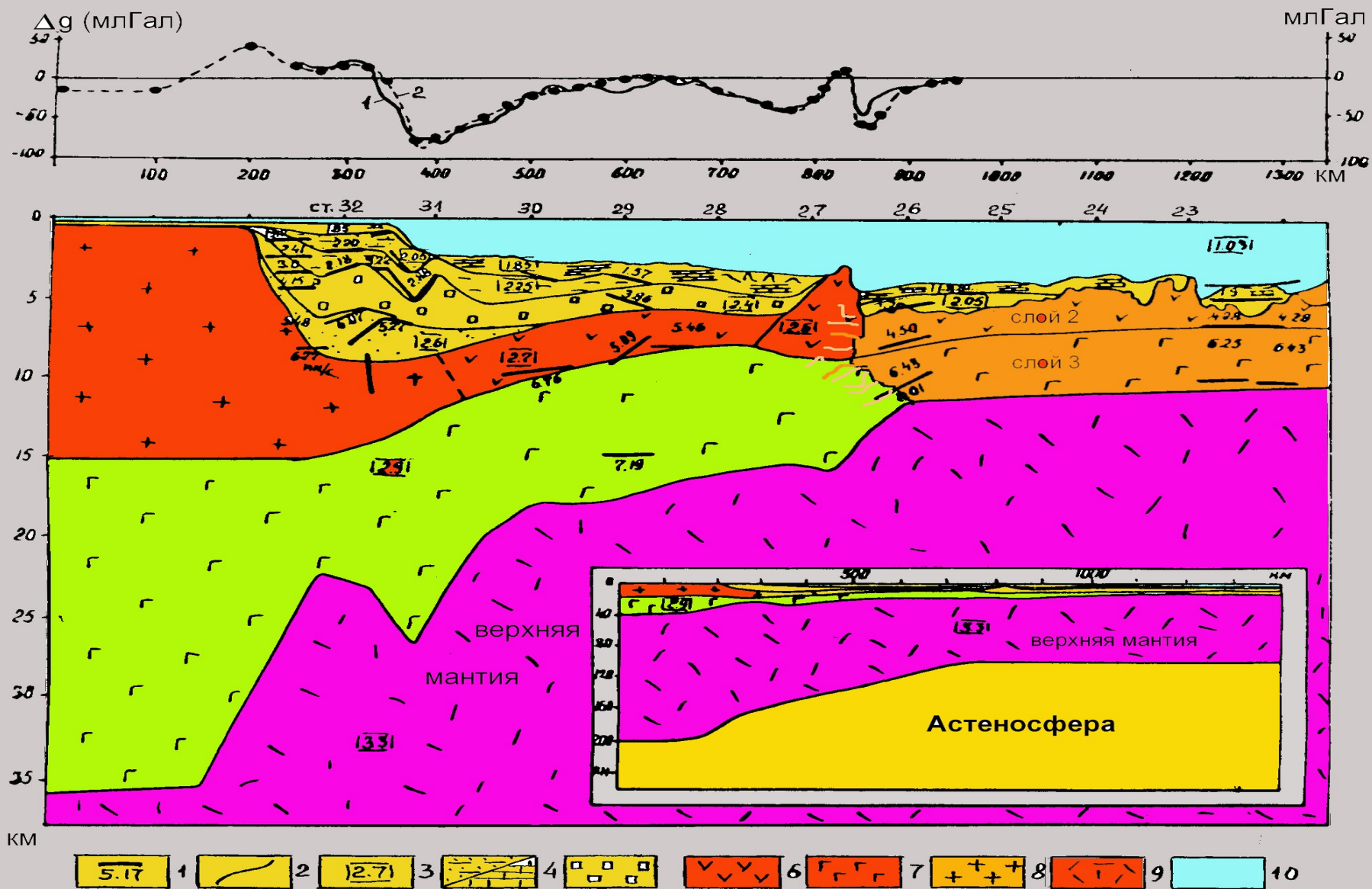
Схематическая модель пассивной континентальной окраины – зона перехода от континента к океану (по А.А.Андрееву)

Формирование бассейнов пассивных окраин

(Никишин и др., 1999)

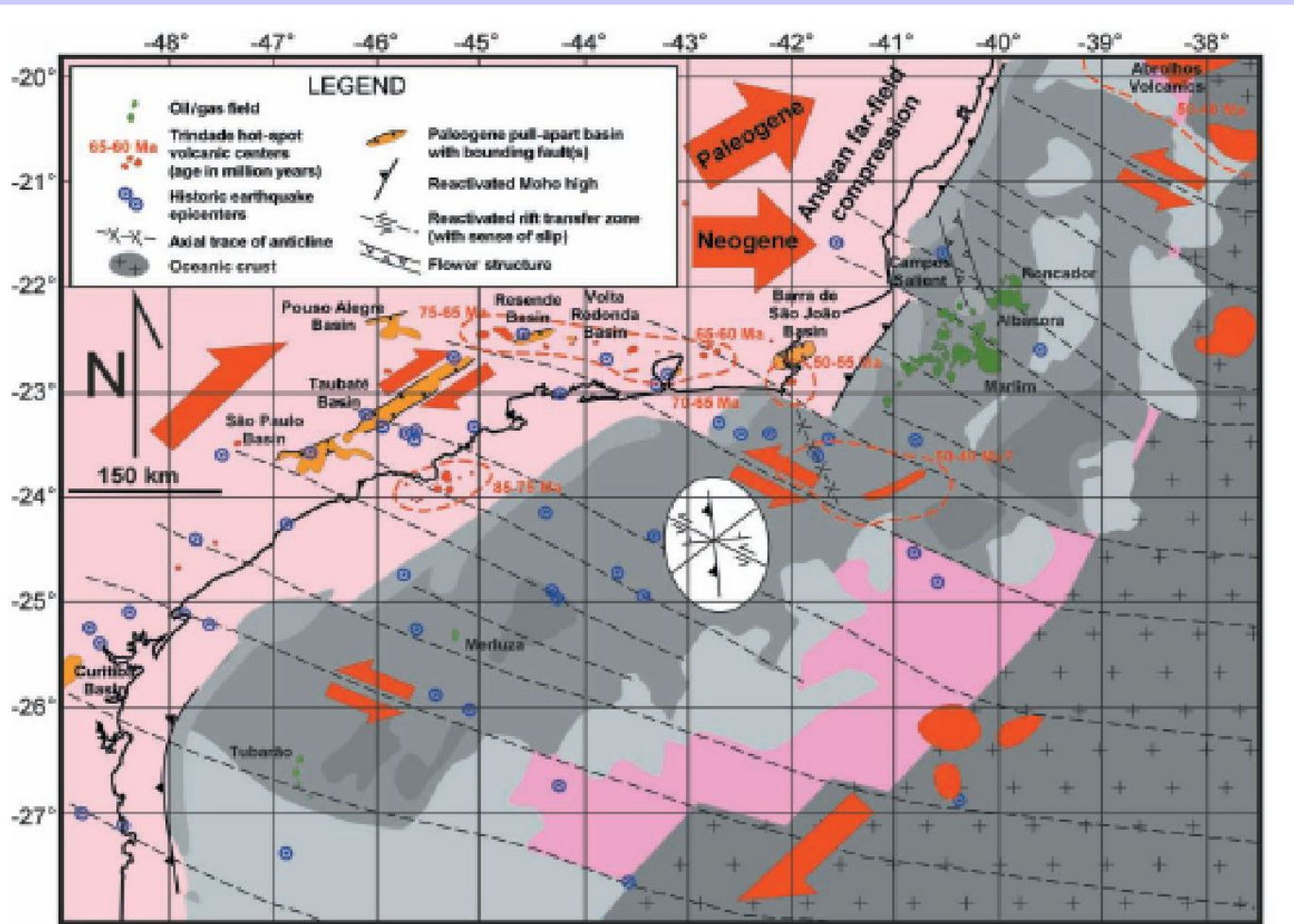






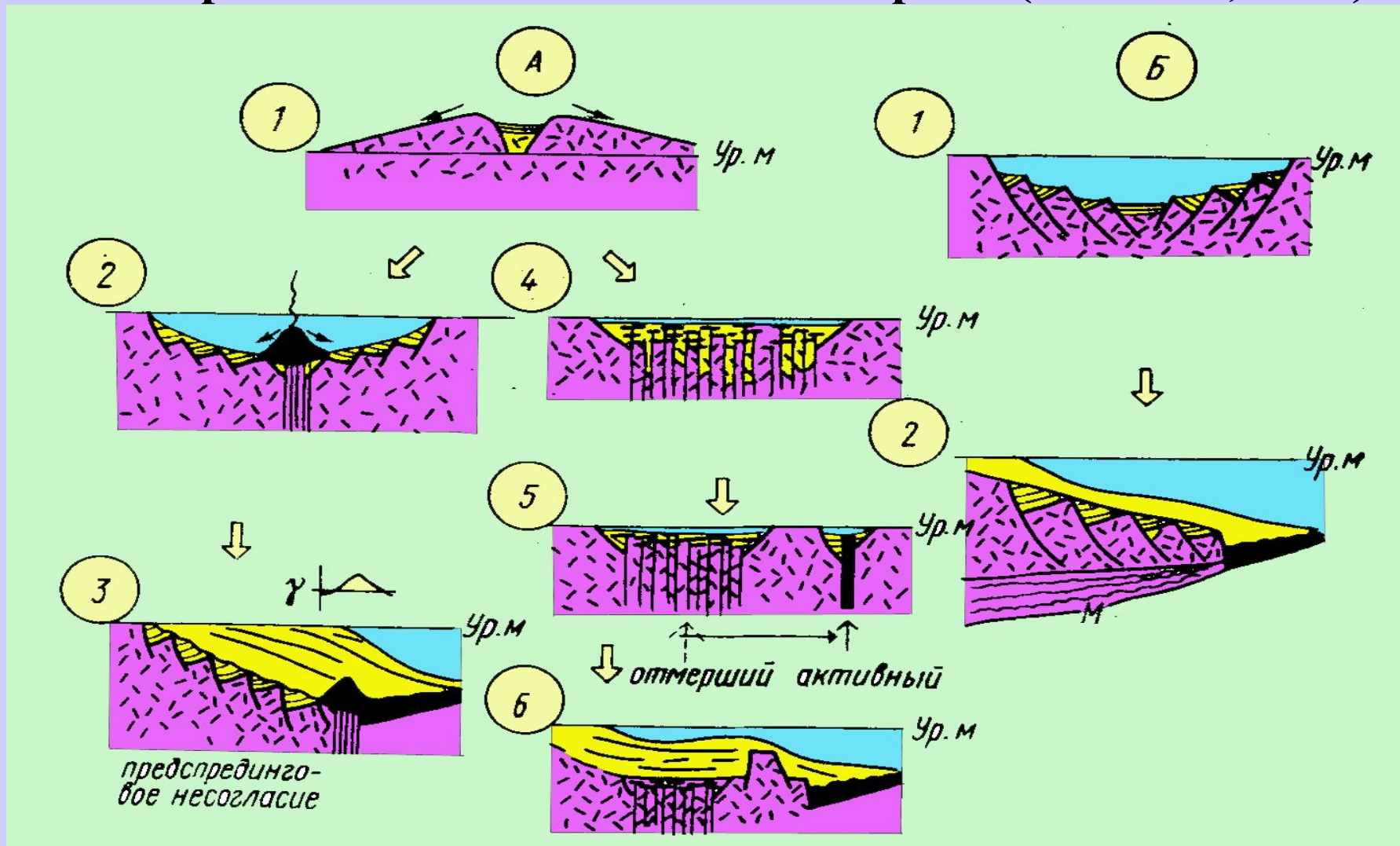
Глубинное сечение литосферы переходной зоны Южной Бразилии бассейна Сантос (по гравитационным и сейсмическим данным, Leyden et al, 1971; 1978).

Часто разломные структуры пассивных окраин реактивизируются в ответ на изменения в направлении движений по границам плит. Пример: Реактивизации в позднем мелу – кайнозое ранне-меловых и более древних структур на наклонной рифтовой окраине юго-восточной Бразилии. Реактивизация вызвана комбинированным эффектом изменения региональных напряжений и активности горячего пятна Тринидад.



Серия континентальных бассейнов «pull-apart» появилась в палеогене в ответ на переход от наклонного поддвига ТИХ плиты в палеогене к более ортогональному в неогене. Сейсмическая активность продолжается и сейчас

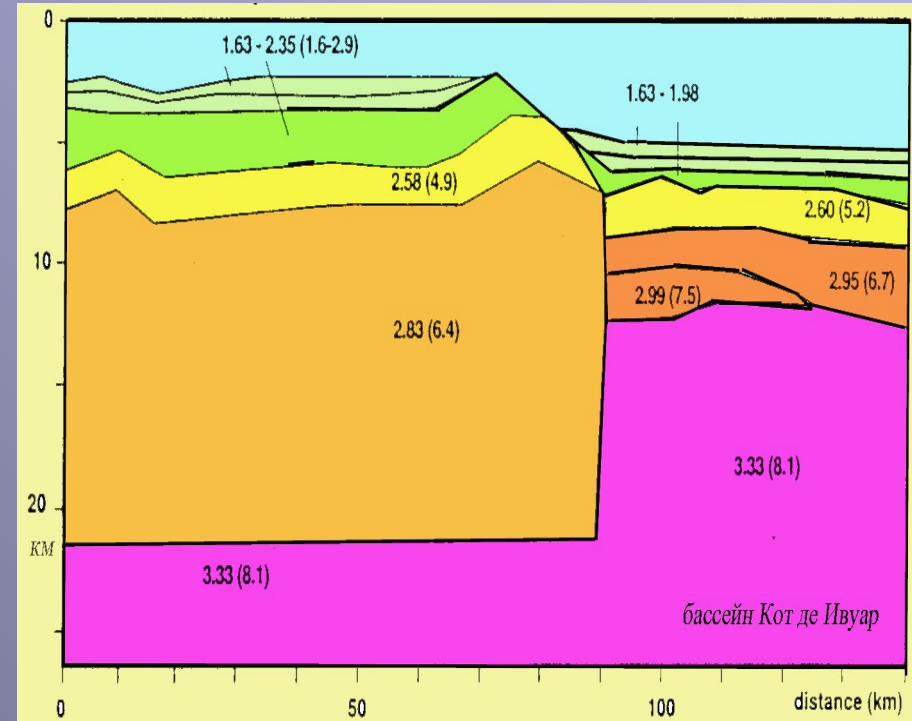
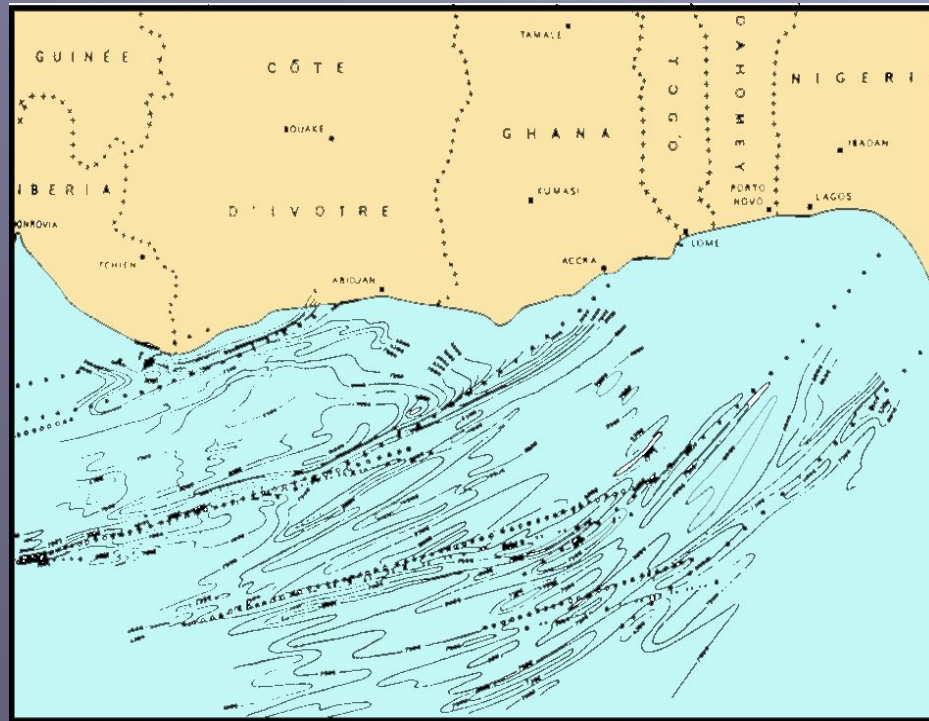
Разнообразие бассейнов пассивных окраин (Sheridan, 1981)



A: 1 – сводовое поднятие, рифт и эрозия; 2 - вулканизм в узкой зоне, хребет; 3 – погружение, мощные осадки над краевым хребтом; магнитная аномалия; 4 - серия даек и силлов в рифтовых отложениях, «переходная» кора; спокойная магнитная зона; 5 - перескок оси спрединга; 6 — окраинное плато; краевой хребет; B: 1 – нет свода, отсутствие поднятия, рифт; листрич. нормал. сбросы; 2 – отсутствие вулканизма, краевого хребта; погружение с маломощным осадочным чехлом.

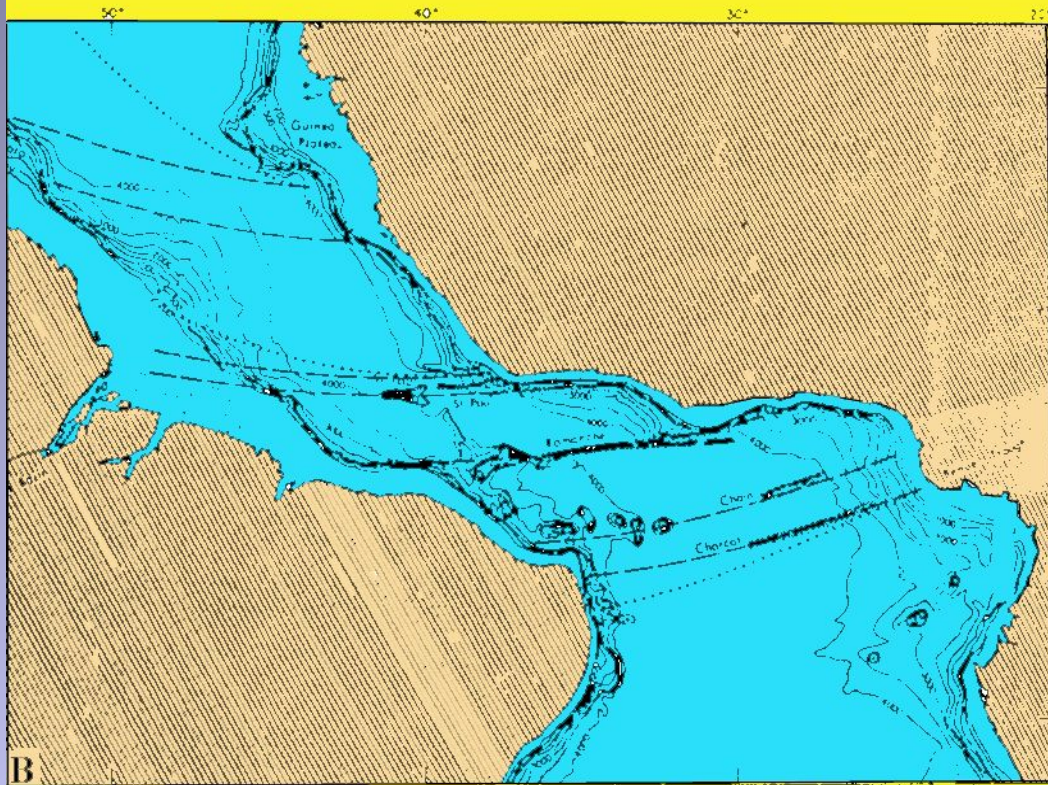
Сложные типы бассейнов пассивных окраин

Бассейны «трансформного» типа. При большой амплитуде горизонтальных смещений трансформные разломы могут служить границами пассивных континентальных окраин и их бассейнов (Агульяс и Мальвинский в южной Атлантике; сев. побережья Гвинейского залива и северо-восточной Бразилии).





*бассейн Кот де Ивуар
разломы: Сан-Пауло,
Романш, Чейн и Чаркотт*



**Приразломные
вулканические хребты
«подпруживают»
осадочные бассейны со
стороны океана,
формируя мощные
толщи осадков,
богатые ОВ. В
бассейнах
«трансформного» типа
возможны
«оперяющие» разломы
и связанные с ними
складки, образующие
потенциальные
ловушки для
углеводородов**

Сложные типы бассейнов пассивных окраин

Осадочные структуры микроконтинентов. Микроконтиненты - это фрагменты континентальной литосферы, отколотые и далеко «отъехавшие» от материнского континента в процессе рифтогенеза и спрединга. В процессе эволюции они могут частично наращиваться вулканогенными образованиями (плато Ермак, Мадагаскарское) и служить фундаментом внутриокеанических осадочных бассейнов, морфологически выраженных в виде банок, отмелей, подводных плато, хребтов, островов и архипелагов (Роколл, Кергелен, Сейшельско-Маскаренский и др.). Осадочный чехол включает доспрединговые (рифтовые и, возможно, дорифтовые) и раннеспрединговые отложения, а также и менее глубоководные по сравнению с прилегающими океаническими котловинами отложения последующих стадий эволюции.

Бассейны стадии субдукции

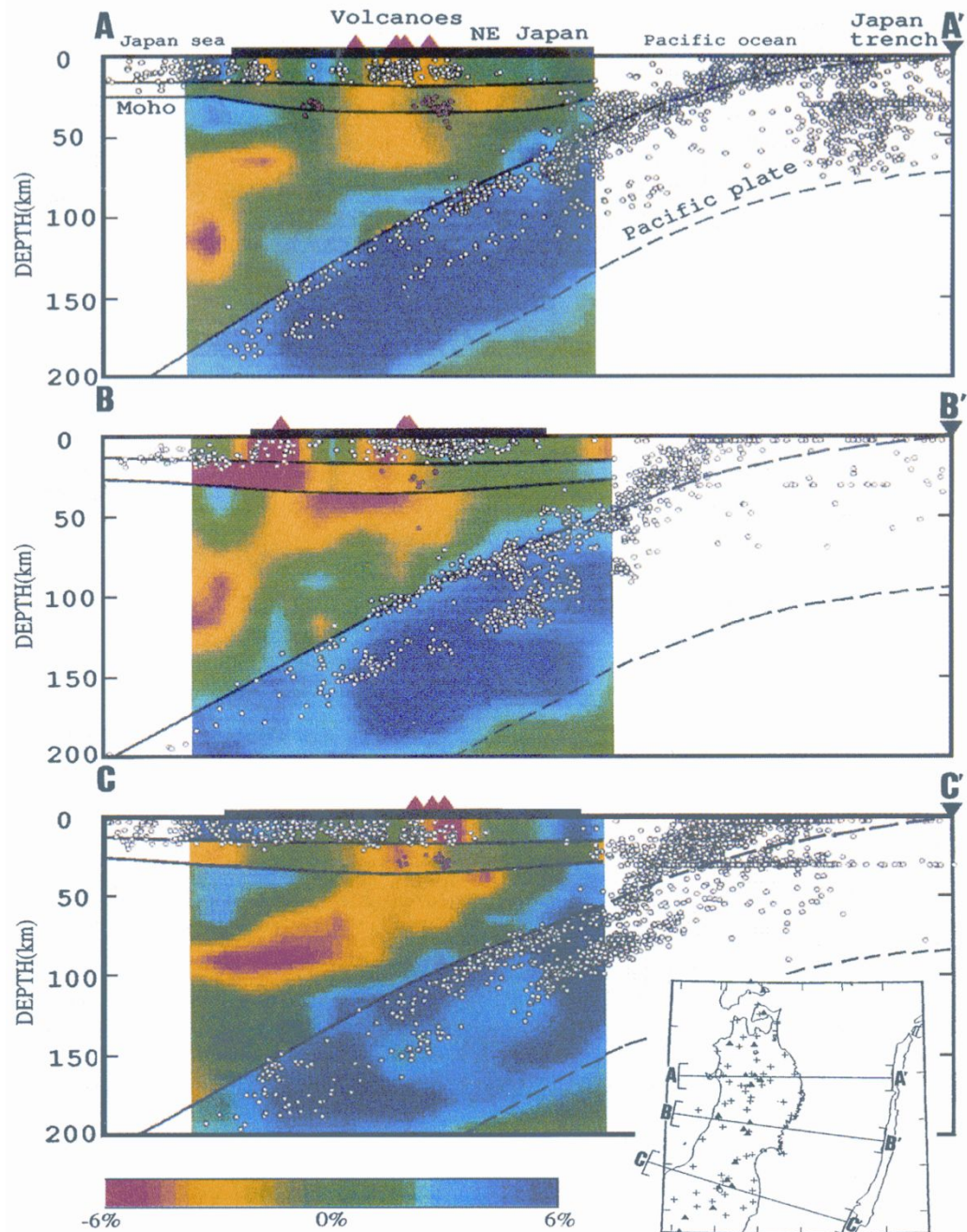
Следующая фаза развития литосферы связана с сокращением площади океана, формированием зон субдукции океанической литосферы и связанных с ними осадочных бассейнов активных континентальных окраин и островных дуг).



Причины субдукции - потеря плавучести литосферной плиты или (менее вероятно) затаскивание плиты мантийной конвекцией. Субдукция начинается с пологого пододвигания плиты под осадочные бассейны пассивной окраины континента (возможный современный аналог - в районе Багамской плиты). Затем угол погружения плиты в мантию увеличивается, а жёлоб и дуга при этом отступают в океан и формируются задуговые бассейны (современные окраины Тихого океана).

Зоны поддвига : q
в районе желоба
понижен, так что на
внутреннем склоне
жёлоба $q=30-40$ мВт/м²,
в районе вулканичес-
кой дуги и окраинного
моря высокие $q=80-120$
мВт/м²

Протяжённные пояса
сейсмичности и
вулканизма связаны с
зонами пододвигания
(субдукции)
океанической
литосферы



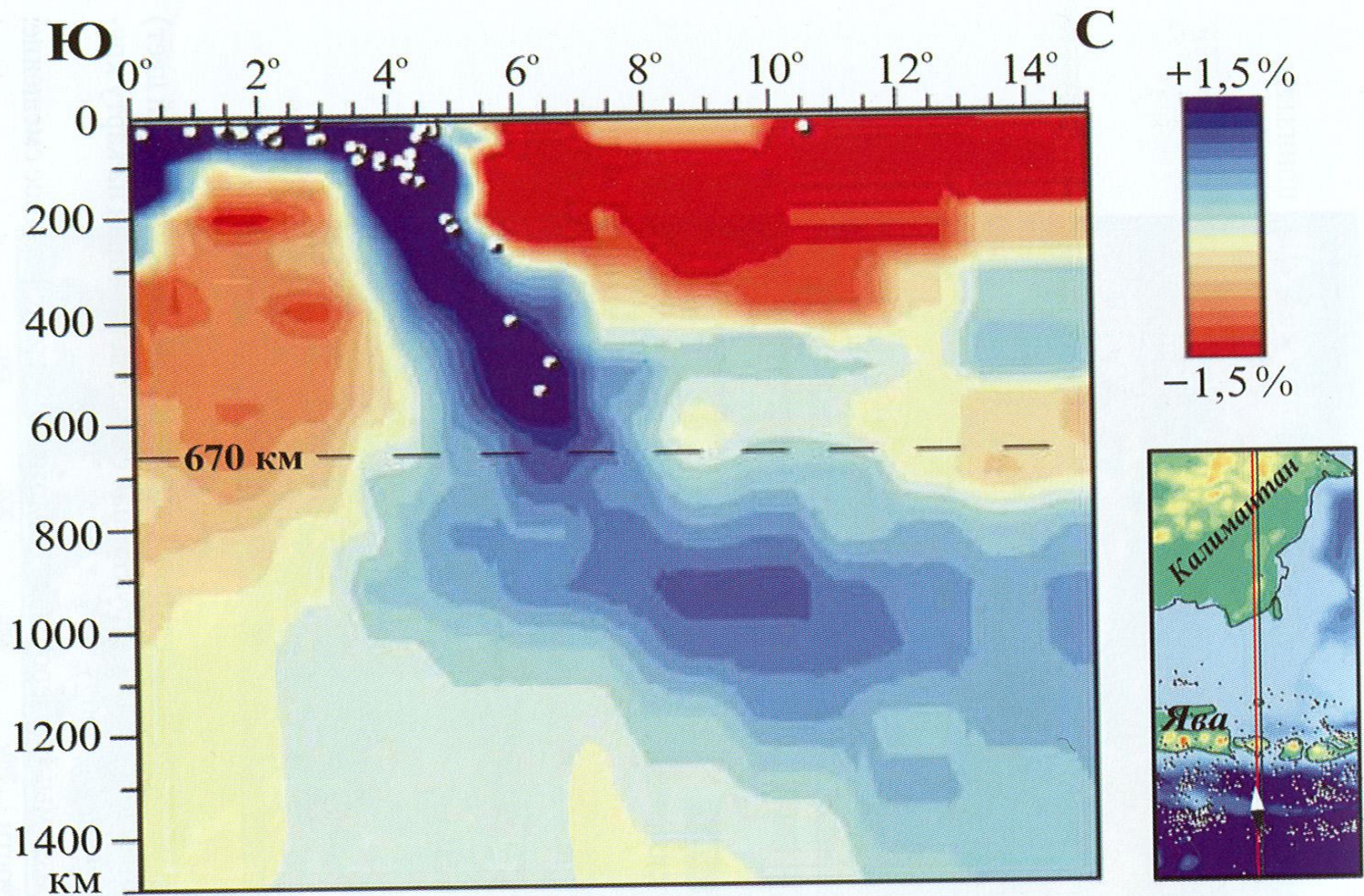
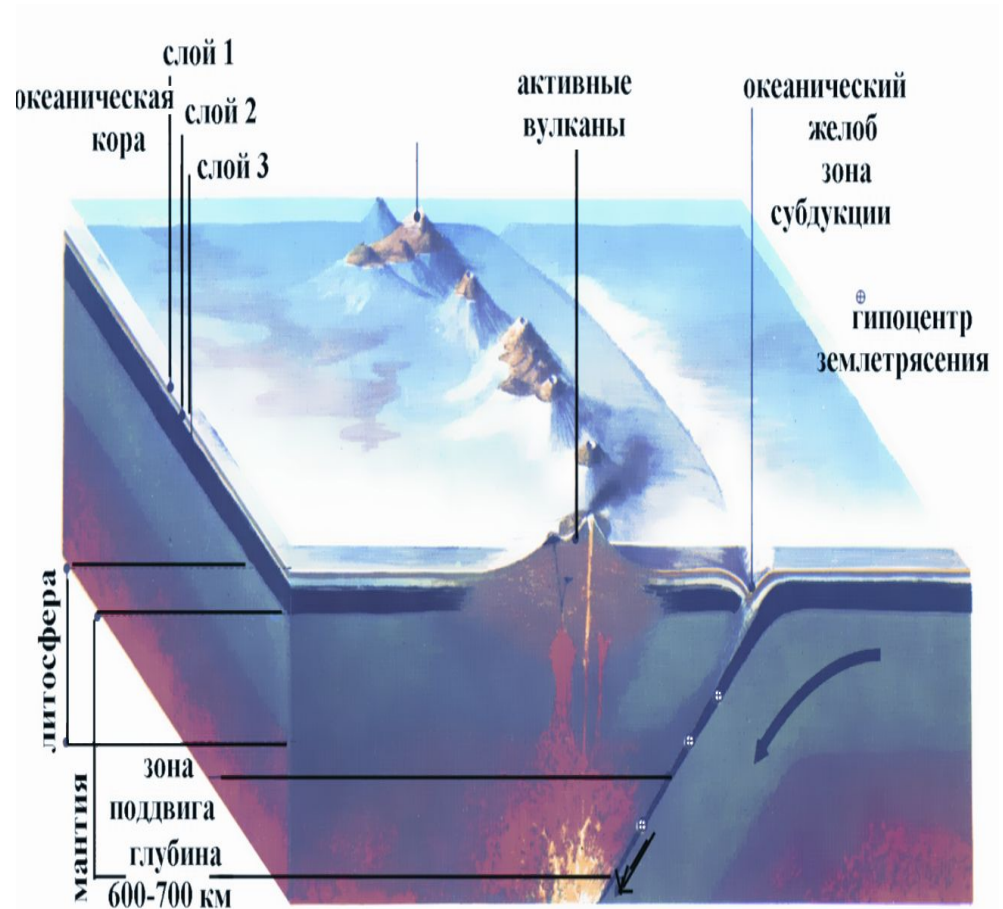
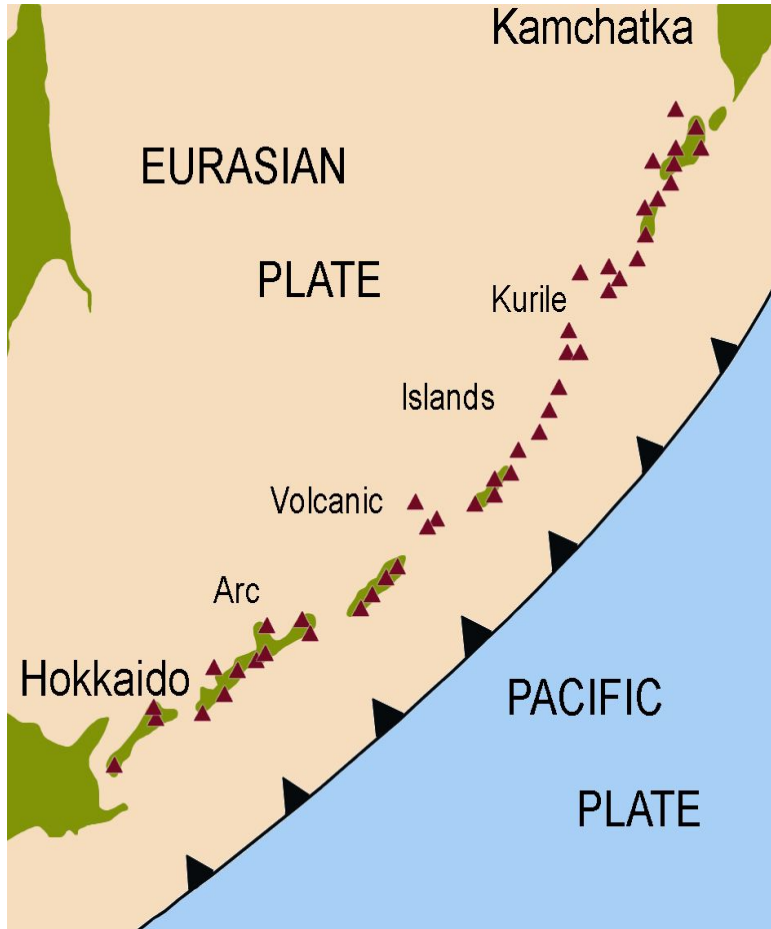


Рис. 6. Глубинный разрез через Зондскую зону субдукции по данным сейсмической томографии (Э. Хафкеншайд и др., 2001). Цветом показаны положительные и отрицательные аномалии скорости продольных волн относительно «нормальных» для соответствующих глубин (шкала справа). Белые точки — сейсмические очаги. На глубине 670 км — поверхность нижней мантии

МЕХАНИЗМ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ЛИНЕЙНЫХ ЗОН СЕЙСМИЧНОСТИ И ВУЛКАНИЗМА В ЗОНАХ СУБДУКЦИИ

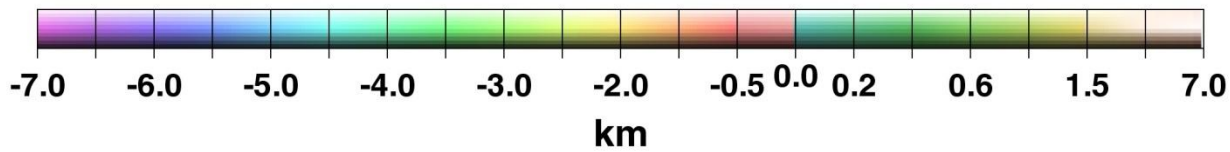
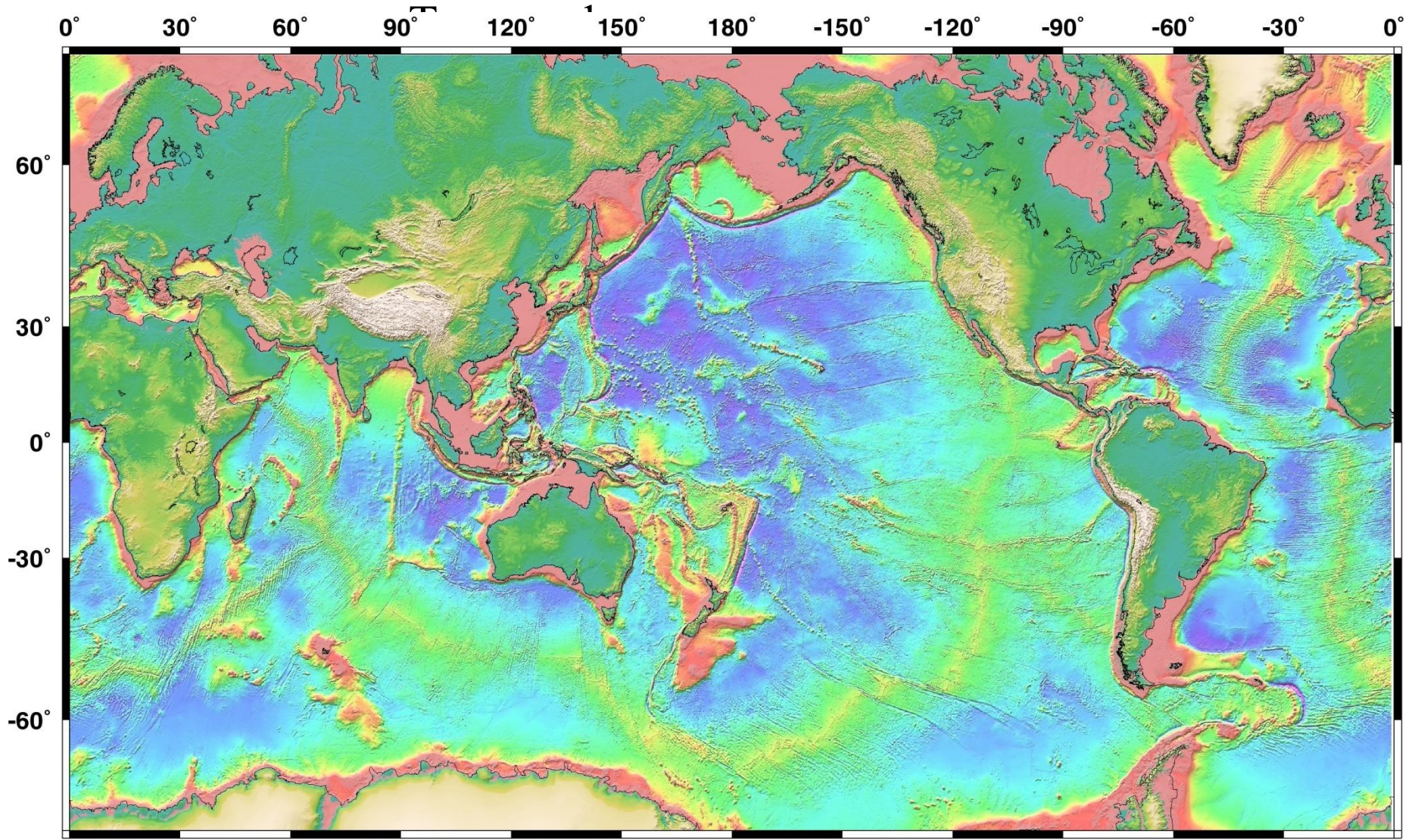


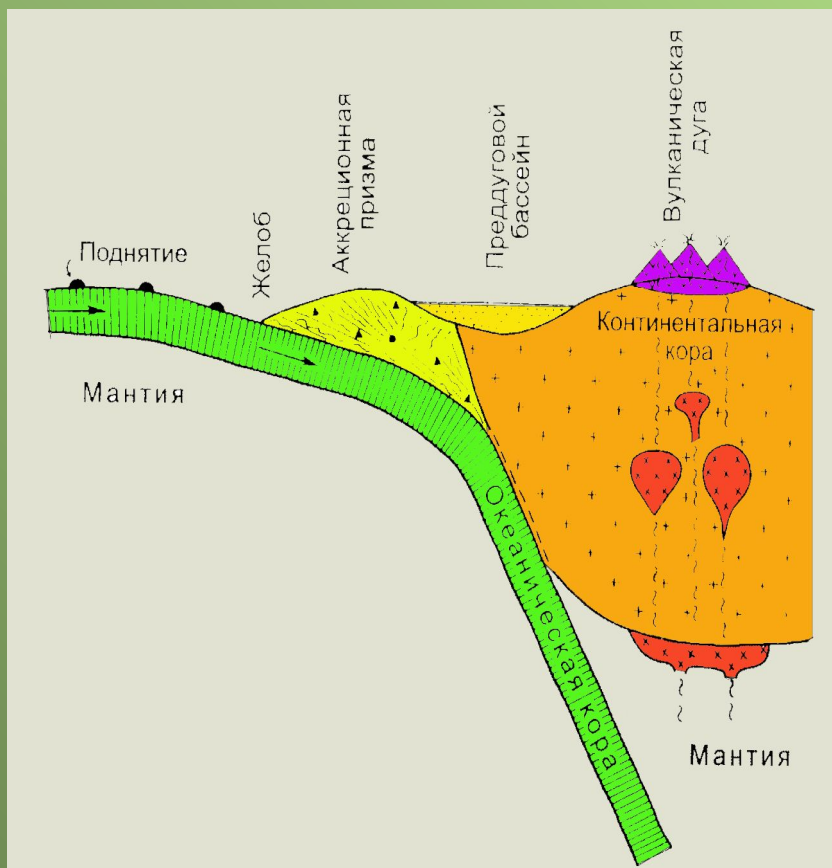
Субдукция океанической литосферы может происходить как **внутри океана, с образованием внутриокеанической системы глубоководного желоба и вулканической дуги, так и под континент, с образованием окраинно-континентальной системы желоб — вулканическая гряда**

В пределах дуговой системы и в промежутке дуга — желоб могут сформироваться **преддуговые** бассейны дуговой области, **задуговые и междуговые** осадочные бассейны, а также **осадочные бассейны окраинных морей**

Островные (Япония, Филиппины) или **окраинно-континентальные** (Перуанские Анды) дуги сжатия - мощная континентальная кора, высокогорный рельеф, континентальное основание преддуговой области с тектонической эрозией внутреннего борта желоба, надвигами и осадочными бассейнами в задуговой области.

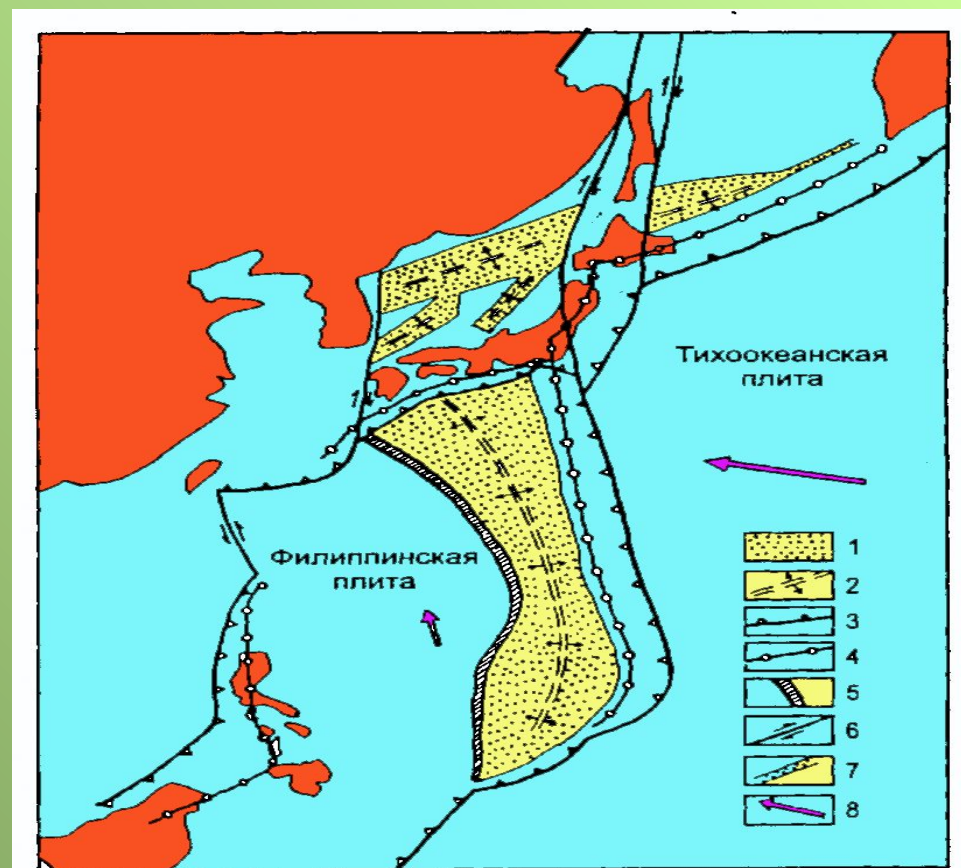
Растяжение в задуговой области формирует **окраинные моря** с утоненной континентальной или с океанической корой.





Модель формирования преддугового бассейна при островном типе дуг сжатия (Япония, Алеуты, Филиппины; Никишин и др., 1999).

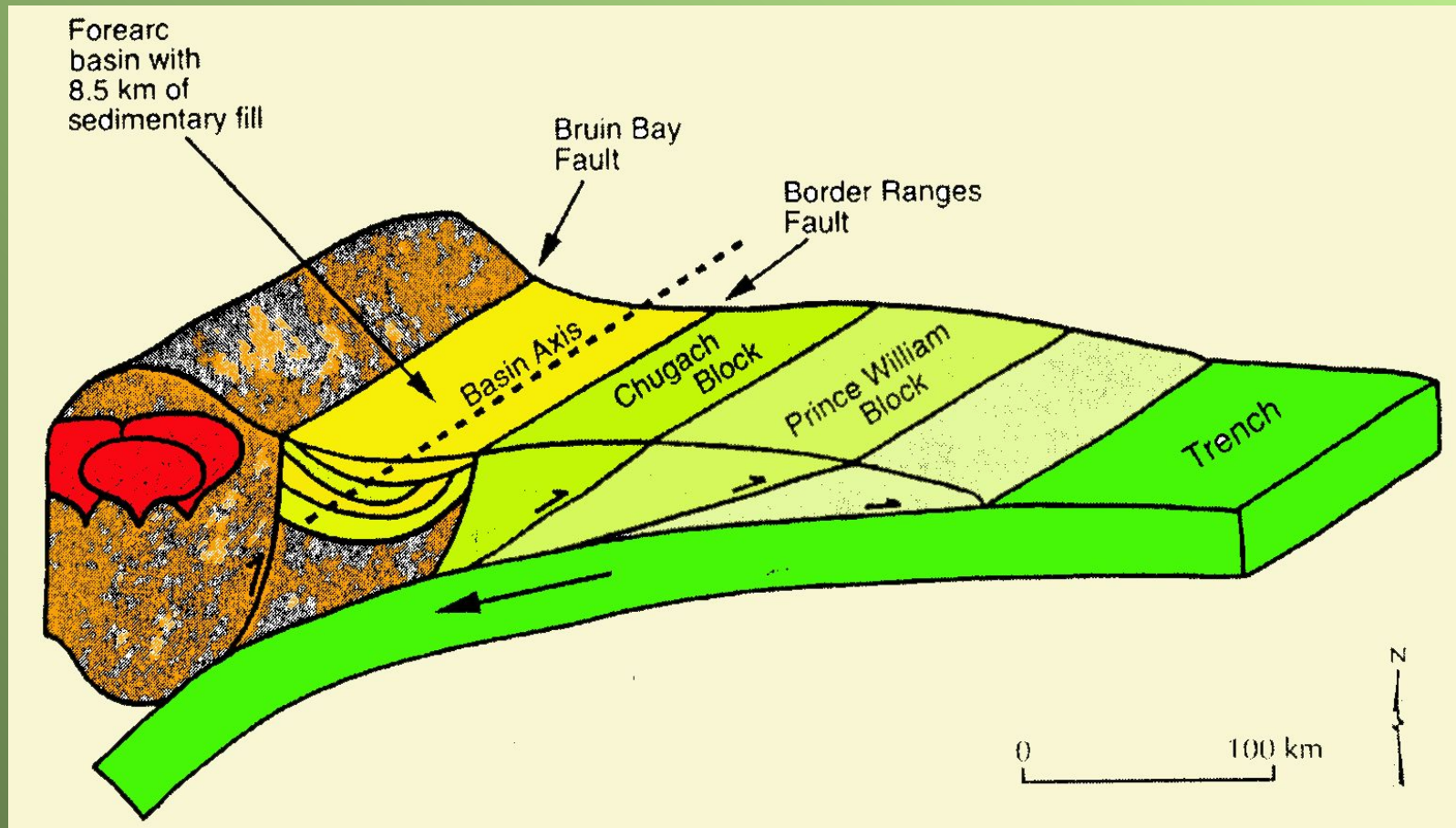
(высоко-горный рельеф, континентальное основание преддуговой области, надвиги и осадочные бассейны в задуговой области.



Тектоническое положение задуговых бассейнов в западной части тихоого океана в раннем миоцене (Курильский, Японский, Сикоку и Пересе-Вела; Никишин и др., 1999).

1-новые бассейны с океанической корой, 2- оси спрединга, 3-зоны субдукции, 4-вулканические дуги, 5-отмершие вулканические дуги, 6-сдвиги, 7- континентальные рифты.

Положение преддугового бассейна с мощностью осадочного заполнения 8.5 км в центральной части южной Аляски (блок-схема; Montgomery et al., 2003)



Типы субдукции

марианский - задуговое растяжение, субдуцирующая и нависающая плиты с океанической корой, осадки в жёлобе не нарушены, аккреционная призма отсутствует, известково-щелочной магматизм, в тылу островной дуги за счёт расщепления предыдущей дуги формируется линейный спрединговый бассейн, остаточная дуга отмирает и отодвигается.

Японский - субдуцирующая плита – океаническая, а нависающая – континентальная. В тылу дуги сформировался «эпиконтинентальный» глубоководный бассейн с океанической корой.

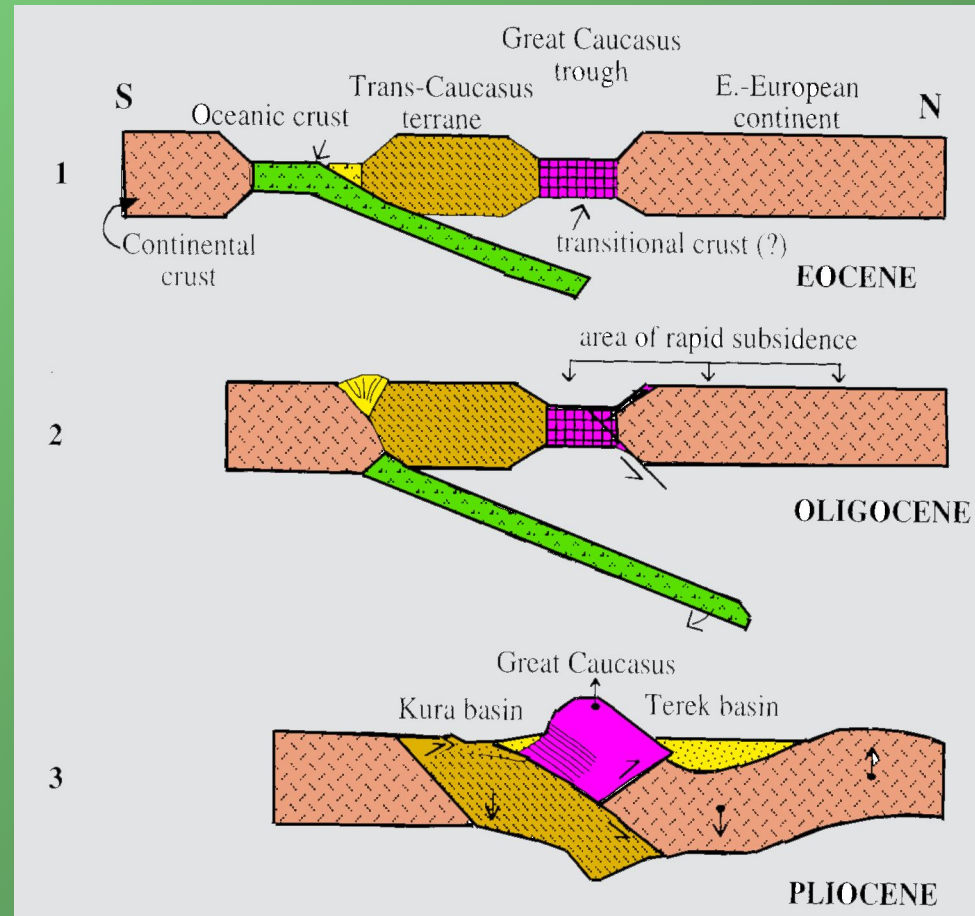
чилийский - как и в японском, субдуцирующая плита – океаническая, а нависающая – континентальная, но субдуцирующая плита более молодая и сейсмофокальная зона более пологая. Сцепление между плитами более сильное, чем в первых двух типах.

Калабрийский - в целом подобен японскому, но проявляется в пределах коллизионного пояса.

Гималайский – субдукция континентальной литосферы под континентальную (Гималаи, Загрос). Масштабы субдукции пока не ясны, но с ней связаны крупные зоны сжатия. В качестве желобов - предгорные (краевые) прогибы.

Междуговые спрединговые бассейны характерны только для марианского типа дуг (расщепление Марианской и Тонга-Кермадекской дуги). **Задуговое растяжение** с образованием **задугового осадочного бассейна** характерно для японского и калабрийского типов субдукции.

Геологические данные показывают, что задуговые бассейны проходят сначала стадию раскрытия (рифтинга, перерастающего в спрединг), а затем подвергаются сжатию. Поэтому жизнь большинства осадочных бассейнов островных дуг и активных континентальных окраин относительно коротка. Многие современные складчатые зоны - это сильно смятые бывшие задуговые бассейны (например, ороген Большого Кавказа; Ershov et al., 1999).



Три состояния зон субдукции (Otsuki, 1989) :

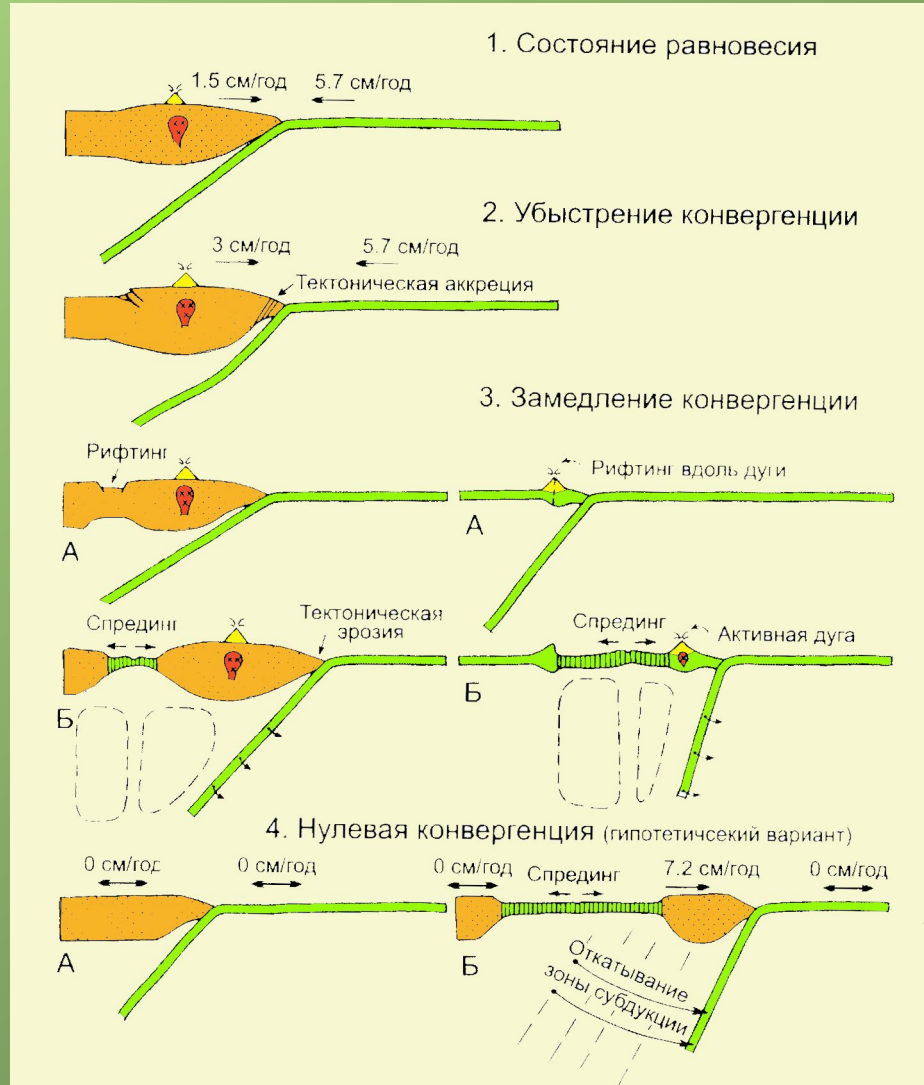
равновесие, сжатие и растяжение.

Равновесие - скорость схождения плит **около $v=7.2$ см/год**,

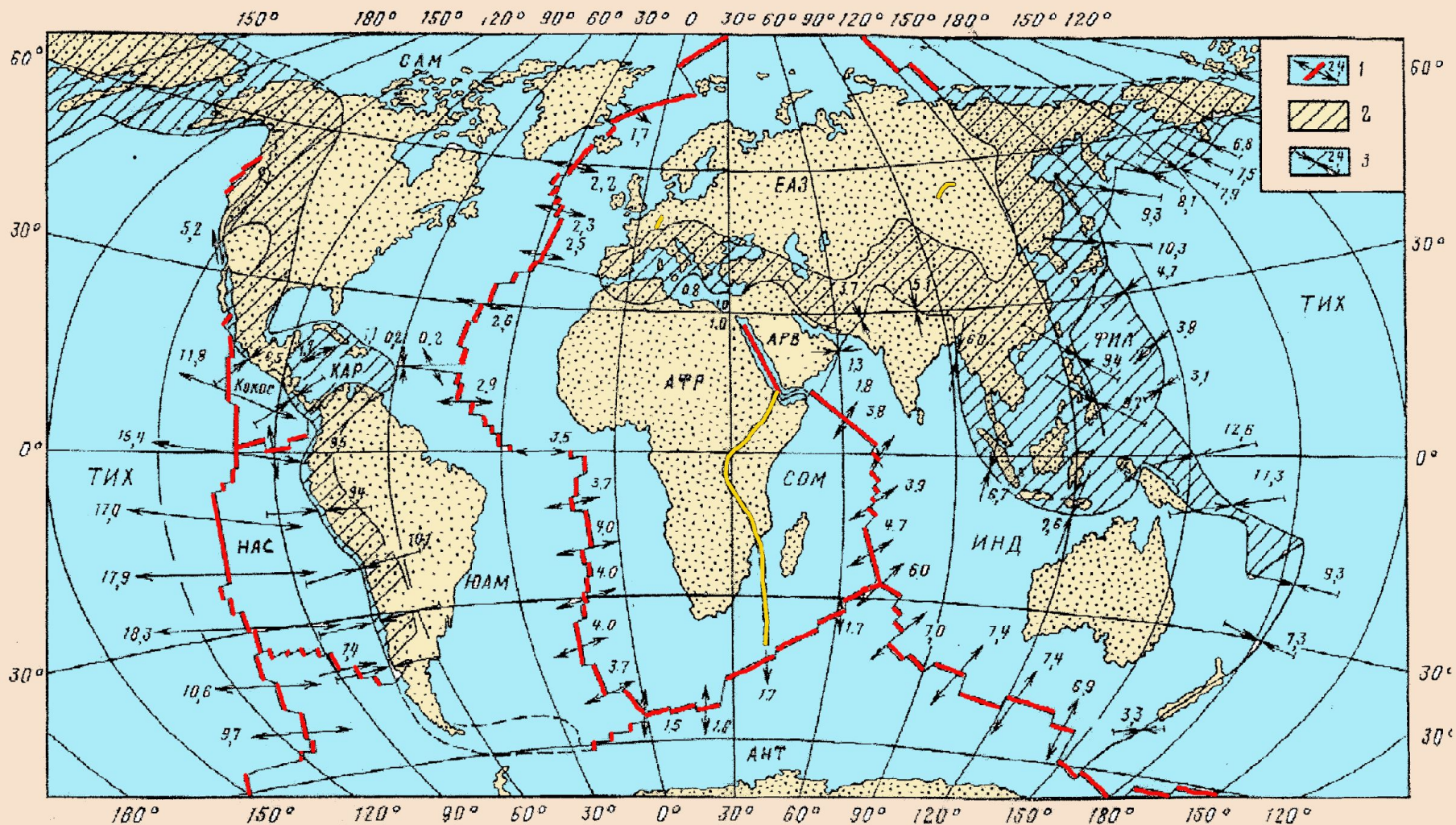
Над зоной субдукции - вулканический пояс, **нет ни сжатия, ни растяжения.**

При $v > 7.2$ см/год – **сжатие**, зона субдукции **выполаживается**, образуются **аккреционная призма** и **преддуговой бассейн**, а также **задуговой молассовый (краевой) прогиб**.

При $v < 7.2$ см/год – **растяжение**, зона субдукции **становится круче** и **откатывается назад** (в сторону океана). **Если наклон** субдуцирующей плиты в мантии **$\alpha < 45-60^\circ$** , то при её погружении (откатывании) **рвётся задуговая часть литосферы (японский тип задугового бассейна)**. **Если $\alpha > 45-60^\circ$** , то **разрыв происходит по оси вулканической дуги**, как наиболее пластичной её части и формируется **междуговой бассейн типа марианского**.



Скорости относительных движений на границах литосферных плит (в см / год)



1 – дивергентные и трансформные границы плит; 2 – планетарные пояса сжатия; 3 – конвергентные границы плит.

Замедление скорости схождения плит резко увеличивает вероятность формирования задуговых бассейнов (Otsuki, 1989)

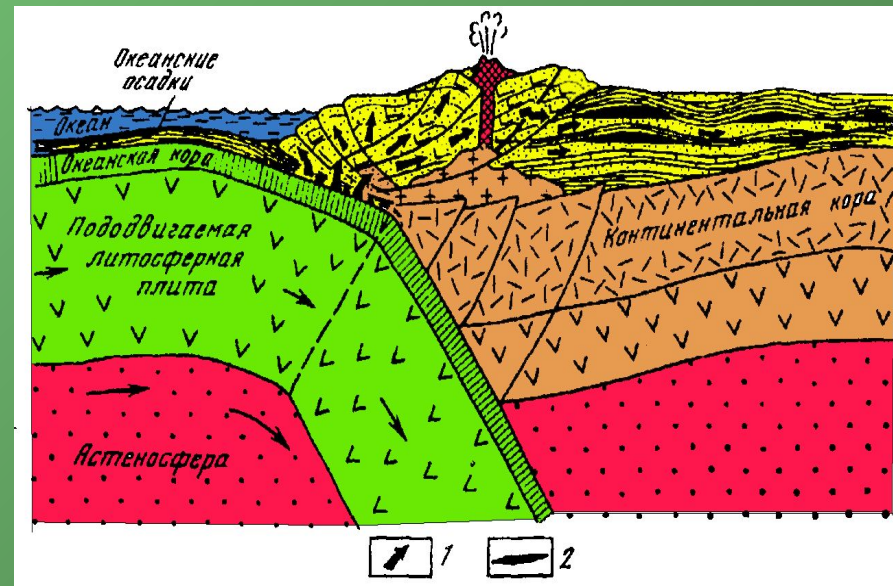
Примеры – экзотическое раскрытие задуговых бассейнов в Альпийском поясе на фоне коллизии и медленного сближения Африканской и Евразийской плит (бассейны Алжиро-Прованский, Тирренский, Эгейский и частично Панонский).

Если скорость схождения плит уменьшится до нуля, будет иметь место самооткат субдуцирующей плиты со скоростью около 7.2 см/год (слайд 38).

Предполагаемые механизмы генерации УВ в активных зонах поддвига (Сорохтин, Ушаков, 2002).

Принципиальная схема механизма генерации УВ в зонах поддвига океанических плит.

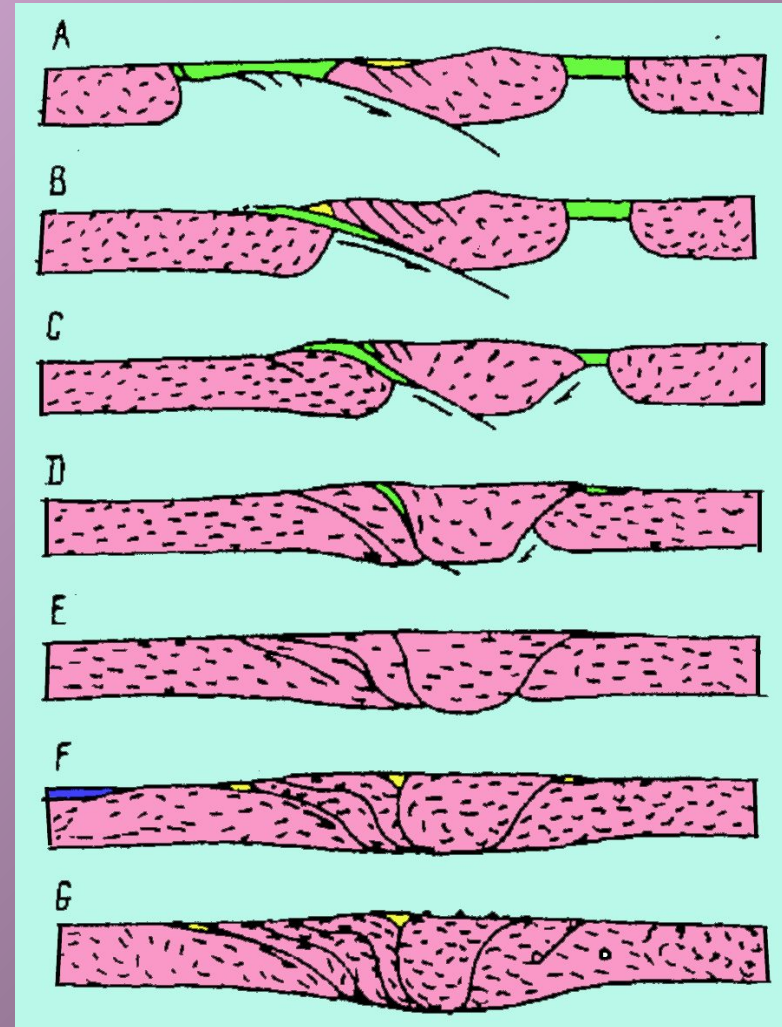
1-пути миграции, 2-зоны аккумуляции УВ



Если длина современных зон поддвига - 40 тыс. км, средняя толщина слоя океанских осадков - 500 м, среднюю скорость поддвига плит - 7 см/год, то вес осадков, затачиваемых ежегодно в зонах поддвига - около 3 млрд т. При среднем Сорг около 0,5% и эффективности генерации УВ из ОВ около 30% получается ежегодная генерация УВ в зонах поддвига плит около 5 млн т УВ (Сорохтин, Ушаков, 2002). На единицу площади это немного. И только, если считать, что процесс непрерывным, то за последние 600-500 млн лет таким путем могло образоваться около $(2,5-3) \cdot 10^{15}$ т нефти и газа, что в 1000 раз больше, чем масса общих запасов горючих ископаемых, выявленных на Земле к началу 70-х годов. Однако, остаются проблемы миграции, аккумуляции и сохранения УВ. Из общих соображений ясно, что генерированные УВ будут в основном рассеяны по времени и, главное, по площади – ведь островные дуги, а вместе с ними и центры генерации мигрируют, а в моменты перестройки границ плит, меняют своё положение скачкообразно. Возможно, с этим обстоятельством и связан тот факт, что почти отсутствуют свидетельства о накоплениях УВ, приуроченных к современным зонам активного поддвига. Там же, где они казалось бы есть (Яванская зона поддвига), месторождения связаны с задуговым или внутридуговым рифтингом и хорошо объясняются в рамках механизма локального рифтогенеза. Логично предположить, что механизм термической деструкции ОВ пелагических осадков в зонах поддвига вносит вклад в генерацию метана и что часть этого метана выходит с вулканическими газами в атмосферу.

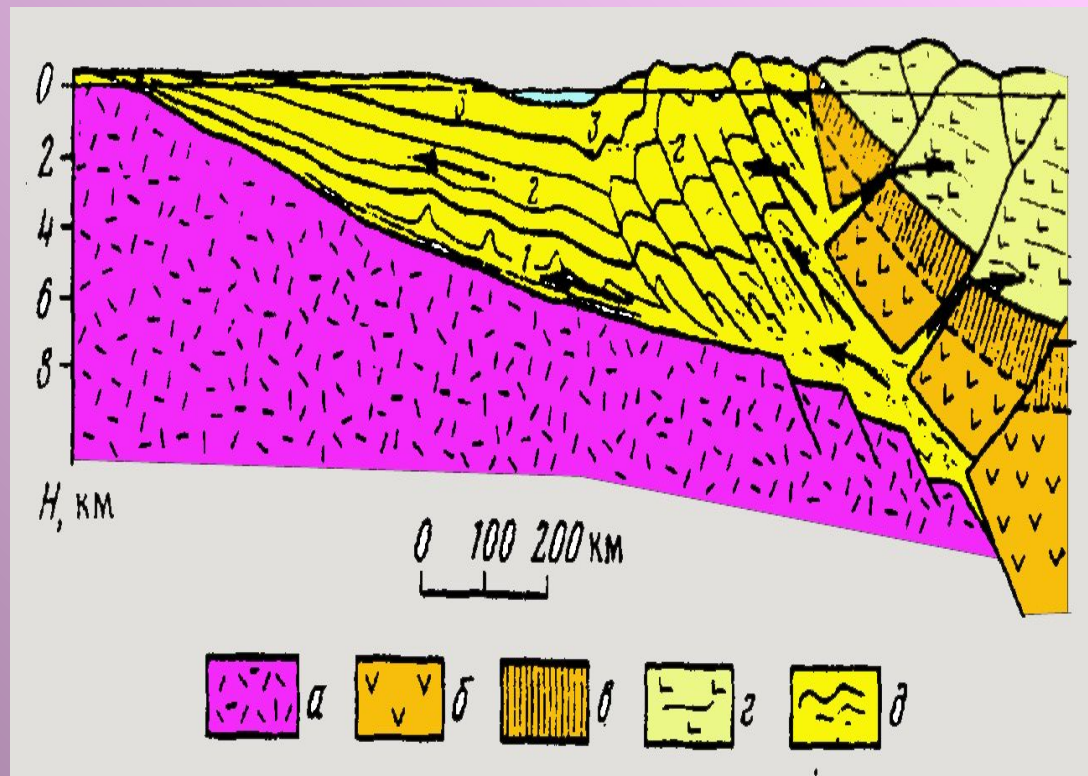
Бассейны предорогенной, раннеорогенной и посторогенной стадий эволюции литосферы

Сокращение площади океана при сжатии материковых краев литосферных плит приводит к полному «захлопыванию» океанической впадины, столкновению краев плит и орогенезу. Этот этап длительный и включает множество более мелких столкновений пассивных окраин, островных дуг, цепочек подводных гор и микроконтинентов (современная граница между Австралийской и Евразийской плитами). В течении этого этапа развития осадочные бассейны преобразуются или частично разрушаются, а их реликты входят в состав орогенных бассейнов предгорного или межгорного типа.



Схематическое представление зоны надвигания комплекса островной дуги на пассивную окраину континентальной платформы.

- а-докембрийский фундамент
 - б-фундамент островной дуги
 - в-породы океанической коры
 - г-осадочно-вулканогенная толща островной дуги
 - д-смятые осадки предгорного прогиба
- Стрелки-пути миграции УВ.



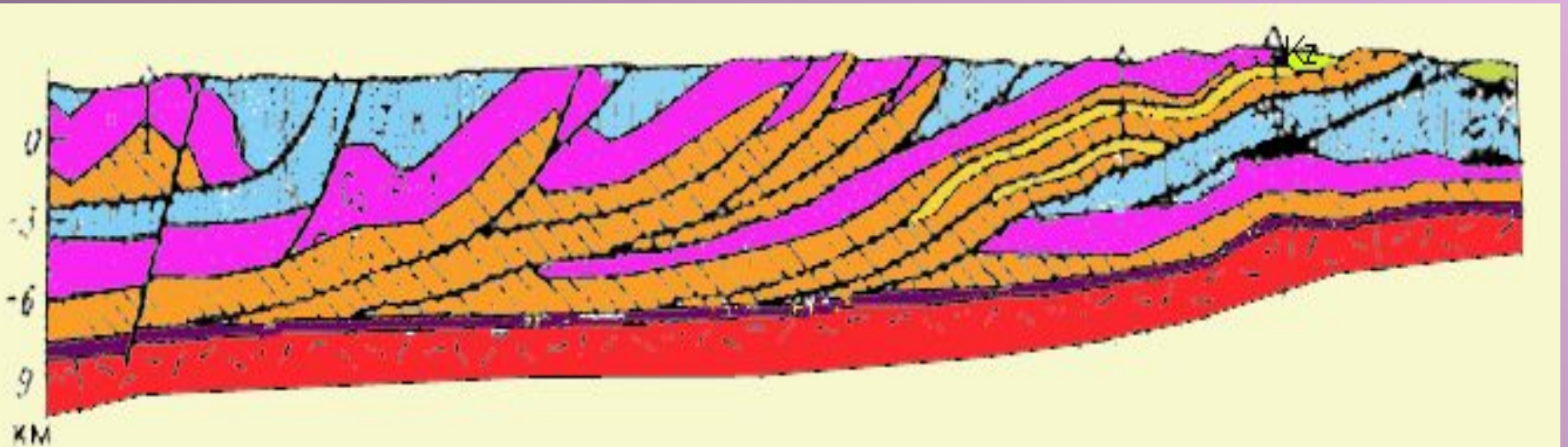
Для шовных зон, сформированных в условиях сжатия, характерно наличие систем надвигов со значительными горизонтальными перемещениями; причем под надвинутыми сложноскладчатыми пластинами горных гряд могут сохраняться относительно слабо деформированные и практически неметаморфизированные осадочные отложения пассивной переходной зоны. Иногда комплексы отложений пассивной окраины прослеживаются на больших расстояниях (до 160 км в Аппалачах) под надвинутыми на них комплексами отложений бывшей активной окраины («эвгеосинклинали») или породами кристаллического фундамента.

Нефтегазоносность комплексов пассивной окраины в пределах внешней зоны складчатого сооружения известна в Загросе, в надвиговых пластинах и под надвигами (в том числе под породами красталлического фундамента) — в Кордильерах США и Канады (Кучерук и др., 1982), в «фундаменте», сложенном тектоническими покровами, - в Венском бассейне. **Наиболее крупные месторождения передовых (предгорных) прогибов** связаны с их нижним, «платформенным» этажом, т. е. всё с тем же комплексом отложений **пассивной окраины** (Месопотамский, Западноканадский, Аквитанский, Предкавказские бассейны). По мере захоронения комплекса отложений **пассивной окраины** под молассами предгорного прогиба и их пододвигания под формирующийся ороген происходит дополнительная генерация УВ и их региональная латеральная миграция вверх по восстанию.

Обилие активных разломов, складок и литологических несогласий определяет преимущественно вертикальные или относительно короткие горизонтальные пути миграции. Просачивание и выходы нефти на поверхность, её биodeградация — довольно частые явления для активных орогенных областей. Но к их преимуществам относится обилие антиклинальных ловушек, приуроченных к складкам, сформированным в обстановке сжатия (слайд 43). Поэтому большую роль, особенно на складчатом борту передового прогиба, будет играть вертикальная миграция УВ по разломам из отложений **пассивной окраины** в перекрывающие отложения передового прогиба (Месопотамский бассейн; Кучерук и др., 1982).

Часть нефти и газа сохраняется **в поднадвиговых зонах**, образуя там крупные скопления. Примером могут служить обнаруженные в конце 70-х годов XX в. богатейшие месторождения нефти и газа **под надвигами** Скалистых гор и Аппалачей, **под офиолитовым покровом** на Кубе, в Швейцарских Альпах, Новой Зеландии, провинции Загрос и других районах мира. В России это прежде всего район Урала, где по результатам бурения и сейсмическим данным **под складчатым комплексом** Уральских гор на глубинах 3-4 км находятся слабодислоцированные и почти горизонтальные платформенные комплексы.

*Пояс надвигов фронтальной части Кордильер на активизированную платформу Скалистых гор
(зона надвигов Айдахо-Вайоминг, США)*



Происхождение Месторождений Персидского залива

- 1) - исключительно тектоническое влияние зоны Загрос (Сорохтин, Ушаков, 2002).
- 2) -исключительно благоприятное стечение обстоятельств, среди которых тектонический фактор Загроста, хотя и имел влияние, но не был решающим. В самом деле, ширина передовых прогибов (области влияния орогенов) не превышает, как правило, 200 км, тогда как месторождения рассматриваемой области распределены в зоне шириной 400-800 км от границы Загроста (Kamen-Kaye, 1970; Murriss, 1981; Артюшков, 1993). ,,,,

Благоприятные факторы: обширность, длительность и непрерывность прогибания, отсутствие длительных инверсионных воздыманий, присутствие материнских пород почти во всем разрезе и наиболее широко в мезозойских отложениях, Широкое развитие мощных карбонатных толщ с высокой матричной пористостью и интенсивной вторичной трещиноватостью, а также мощных пачек высокопористых песчаников, суммарный объем природных резервуаров всех комплексов отложений только до глубины 7 км превышает 1,5 млн. км³, а в целом для бассейна превышает 2,5 млн. км³. Максимальный генерационный потенциал имеют нижнемеловые материнские отложения. Заполнению ловушек способствовала ранняя генерация УВ.

Таким образом, благоприятная история осадконакопления, относительно высокий тепловой поток, характерный для района в течение мела и кайнозоя, вместе с обилием нефтематеринских пород и резервуаров явились основными факторами формирования уникальных месторождений Персидского залива.

Многоэтапность истории развития осадочных бассейнов

Развитие бассейна может быть прервано на любом этапе эволюции литосферы (слайд 15 - 17). При этом осадочный бассейн либо вступает в «пассивную» стадию развития, либо испытывает стадию регенерации активного тектонического режима. Важно учитывать не только сохранившиеся и явно выраженные осадочные бассейны, но и те области палеоосадочных бассейнов, которые оказались сильно преобразованными в ходе эволюции: например, вошли в состав фундамента (мезозой и палеозой Венского бассейна, дорифтовый комплекс Северного моря) или образовали горно-складчатое обрамление современного осадочного бассейна (внешняя зона Загроса рядом с бассейном Персидского залива). Эволюционный мобилистский подход позволяет объяснить причину обнаружения крупных осадочных нефтегазоносных бассейнов под надвигами кристаллических пород.

Таким образом, современная структура осадочных бассейнов является результатом длительной, часто многоэтапной эволюции, причем переход от этапа к этапу может сопровождаться такими перестройками, которые приводят к изменению тектонического типа бассейна, его термобарических условий, а следовательно, и характерных для него особенностей нефтегазообразования и нефтегазонакопления. Тогда успешный поиск месторождений нефти и газа во многом предопределяется правильным пониманием геологической истории бассейна в рамках эволюционной теории развития литосферы.