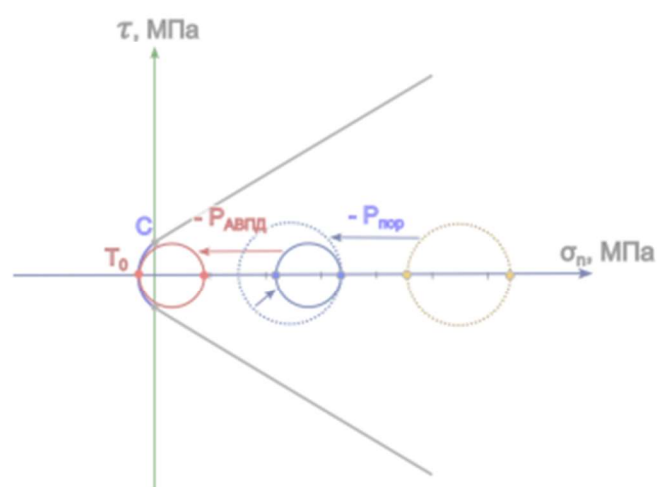
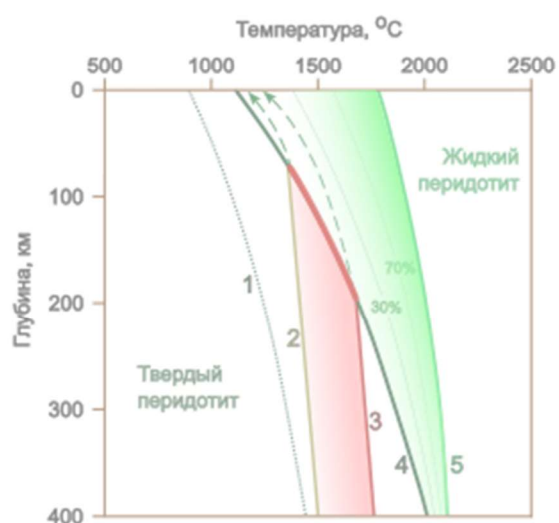
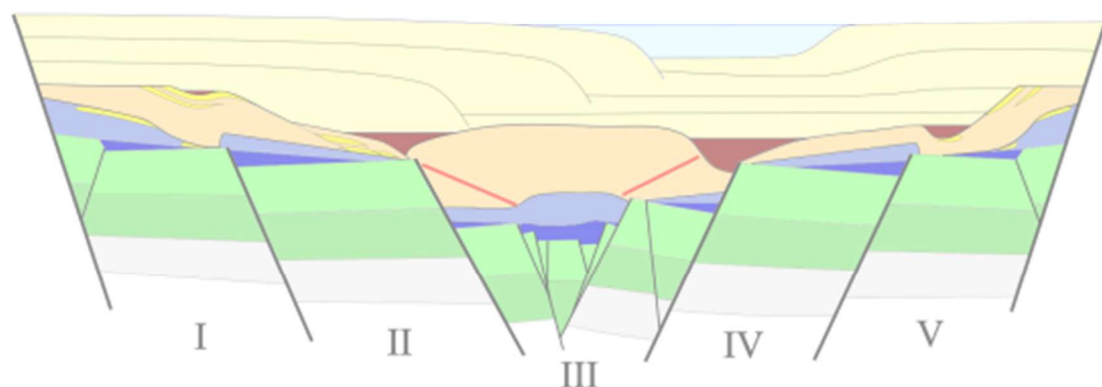


Дмитрий Шевнин

# Конспект геолога Нефтегазовой отрасли



2026 г.

# СОДЕРЖАНИЕ:

## РАЗДЕЛ 1. ПЛАНЕТАРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

<b>1.1 ФОРМИРОВАНИЕ И СТРОЕНИЕ ПЛАНЕТЫ ЗЕМЛЯ.....</b>	<b>9</b>
1.1.1 Ядро.....	11
1.1.2 Мантия.....	12
1.1.3 Температурный градиент верхней мантии.....	15
1.1.3.1 Состояние твердотельного течения.....	15
1.1.3.2 Частичное плавление мантийного вещества.....	16
1.1.4 Литосфера и астеносфера.....	17
<b>1.2 КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ И ОКЕАНИЧЕСКАЯ ЛИТОСФЕРА... 20</b>	<b>20</b>
1.2.1 Континентальная литосфера.....	20
1.2.2 Континентальный рифтинг и формирование океанической литосферы.....	21
1.2.3 Строение океанической литосферы.....	25
1.2.4 Глубина океана, возраст и толщина океанической литосферы.....	26
1.2.5 Зоны субдукции.....	27
<b>1.3 ГЛОБАЛЬНЫЙ УРОВЕНЬ МОРЯ.....</b>	<b>29</b>
1.3.1 Причины изменения уровня моря.....	29
1.3.2 Порядки циклов изменения глобального уровня моря.....	31
1.3.3 Долговременная кривая изменений уровня моря в фанерозое.....	34

## РАЗДЕЛ 2. СЕДИМЕНТОЛОГИЯ

<b>2.1 СЕДИМЕНТАЦИОННАЯ СИСТЕМА.....</b>	<b>36</b>
2.1.1 Регионы и процессы .....	36
2.1.2 Выветривание.....	37
2.1.3 Минеральный состав и размерность обломочного материала.....	38
2.1.4 Глинистые частицы и глинистые минералы.....	39
<b>2.2 ПЕРЕНОС МАТЕРИАЛА.....</b>	<b>41</b>
2.2.1 Способы переноса обломочного материала.....	41
2.2.2 Перенос материала вихрями – вортексами.....	41
2.2.3 Флокуляция – формирование агрегатов глинистых частиц....	43
2.2.4 Диаграмма Хьюлстрома.....	44
<b>2.3 ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ РЯДА СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ТЕКСТУР.....</b>	<b>46</b>
2.3.1 Массивная текстура песка.....	47
2.3.2 Плоско-параллельная и волнистая слоистость.....	49
2.3.3 Косая слоистость.....	50
2.3.4 Параллельная слоистость алеврито-глин.....	54
2.3.5 Массивная текстура глин.....	55
<b>2.4 ПАРАМЕТРЫ ПОТОКОВ И ОСАДОЧНЫЕ ФОРМЫ.....</b>	<b>56</b>
2.4.1 Геометрия водных потоков и их источников.....	56
2.4.2 Плотность потоков.....	57
2.4.3 Дискретные и протяженные осадочные формы.....	59

## **РАЗДЕЛ 3. ГЕОМЕХАНИКА И СТРУКТУРНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА**

<b>3.1 ГЕОМЕХАНИКА</b> .....	60
3.1.1 Внешние силы.....	60
3.1.2 Внутренние напряжения.....	61
3.1.3 Тензор главных напряжений.....	62
3.1.4 Деформации.....	64
3.1.5 Скорость деформирования.....	65
3.1.6 Коэффициент Пуассона .....	66
3.1.7 Базовые напряженно-деформированные состояния литосферы.....	67
3.1.7.1 Состояние одноосной деформации.....	67
3.1.7.2 Состояние изотропного литостатического давления.....	67
3.1.8 Хрупкое разрушение породы при отрыве, сжатии и сдвиге ...	68
3.1.9 Зона трещиноватости и образование разломов.....	68
3.1.10 Угол сечения основных разломов.....	69
3.1.11 Окружности напряжений Мора («круги Мора»).....	71
3.1.12 Эффективные напряжения.....	73
<b>3.2 СТРУКТУРНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА</b> .....	75
3.2.1 Предрифт.....	76
3.2.2 Рифтинг.....	76
3.2.3 Пострифт.....	78
3.2.4 Инверсия .....	79
3.2.5 Пост-инверсия.....	80
3.2.6 Общая последовательность структурной эволюции бассейна.....	81

## **РАЗДЕЛ 4. ПОИСКОВЫЕ ОБЪЕКТЫ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ РИСКИ**

<b>4.1 ИЕРАРХИЯ ПОИСКОВЫХ ОБЪЕКТОВ.....</b>	<b>82</b>
4.1.1 Осадочный бассейн.....	83
4.1.2 Нефтегазовая система.....	83
4.1.3 Перспективная поисковая область.....	83
4.1.4 Перспективный поисковый сегмент.....	84
4.1.5 Перспективные поисковые цели.....	84
<b>4.2 ЭЛЕМЕНТЫ ПОИСКОВЫХ ОБЪЕКТОВ.....</b>	<b>85</b>
4.2.1 Эффективный коллектор.....	85
4.2.2 Эффективная покрывка.....	85
4.2.3 Замкнутая ловушка.....	86
4.2.3.1 Механизмы гидродинамического экранирования разломных зон.....	86
4.2.4 Аккумуляция.....	87
4.2.4.1 Наличие УВМП.....	87
4.2.4.2 Генерация углеводородных смесей .....	87
4.2.4.3 Первичная миграция .....	88
4.2.4.4 Вторичная миграция.....	90
4.2.4.5 Критический момент нефтегазовой системы.....	90
4.2.5 Условия формирования аномально высокого порового давления (АВПД) .....	91
4.2.6 Сохранность залежи.....	93
<b>4.3 ПОИСКОВЫЙ УСПЕХ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ РИСКИ.....</b>	<b>95</b>
4.3.1 Неопределенность и риск.....	95
4.3.2 Методика оценки геологических рисков.....	96

<b>4.4 АНАЛИЗ И ОЦЕНКА ЭЛЕМЕНТОВ ПОИСКОВЫХ ОБЪЕКТОВ ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА.....</b>	<b>102</b>
4.4.1 Коллектор.....	102
4.4.2 Покрышки.....	103
4.4.3 Ловушки.....	104
4.4.4 Аккумуляция и сохранность.....	105
4.4.5 Определение нефтегазовой системы, поисковой области и сегментов.....	106
4.4.6 График событий нефтегазовой системы.....	108
4.4.7 Оценка геологического успеха элементов поискового сегмента.....	108
4.4.8 Автоматизированный веб-инструмент для оценки поискового успеха.....	111
<b>О книге и авторе.....</b>	<b>111</b>
<b>СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....</b>	<b>112</b>
<b>Источники фотографий минералов.....</b>	<b>115</b>

## РАЗДЕЛ 1. ПЛАНЕТАРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

### 1.1 ФОРМИРОВАНИЕ И СТРОЕНИЕ ПЛАНЕТЫ ЗЕМЛЯ

Планета Земля начала свое формирование с аккреции протопланетного вещества из газопылевого облака. По мере увеличения гравитационного притяжения формирующейся планеты, с Землей начали сталкиваться метеориты, состоящие из каменного материала горных пород и железа с его соединениями. На рис. 1.1 приведены фото образцов метеоритов Красноярск и Бренхам, состоящих из оливина и железо-никелевого сплава.



*Рис. 1.1. Образцы метеоритов Красноярск (слева) и Бренхам (справа)*

В процессе формирования планеты накапливалось и выделялось тепло, источниками которого были: кинетическая энергия сталкивающихся с Землей метеоритов, потенциальная энергия растущего горного давления и энергия распада радиоактивных элементов. От генерируемого тепла породы и минералы, составляющие первичную Землю, начали свое плавление.

В хадее, первом геохронологическом эоне истории Земли (~4500-4000 Ma) предполагается, что планетарное вещество находилось в состоянии плавления, и в части, твердотельного течения. Происходили процессы гравитационной дифференциации веществ. С течением времени элементы, минералы и породы расположились на определенных глубинах в прямой зависимости от их плотности. Наиболее легкие – кремний и алюмосиликаты – сформировали земную кору, магнезиально-железистые силикаты сформировали мантию, и наиболее тяжелое железо с его сплавами – сформировало ядро.

Существует несколько расчетных геофизических моделей строения Земли, напр. PREM, IASP91 и др. На рис. 1.2 в относительном масштабе приведены размеры и глубины планетарных оболочек в соответствии с предварительной референсной моделью Земли PREM (*Preliminary Reference Earth Model*) [29]. На рис. 1.2, б приведены расчетные кривые плотности ( $\rho$ ), продольных ( $V_p$ ) и поперечных ( $V_s$ ) сейсмических скоростей модели PREM.

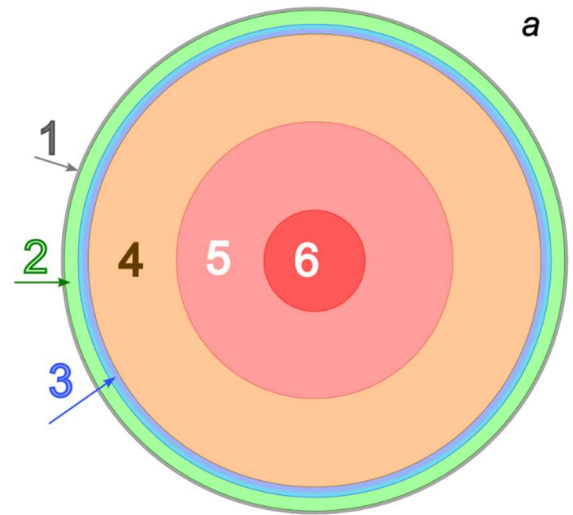


Рис.1.2. Земные оболочки.

Отметки глубин планетарных оболочек, принятые в модели PREM (рис. 1.2, б):

1. Земная кора. Приведена усредненная толщина континентальной коры ~35 км.

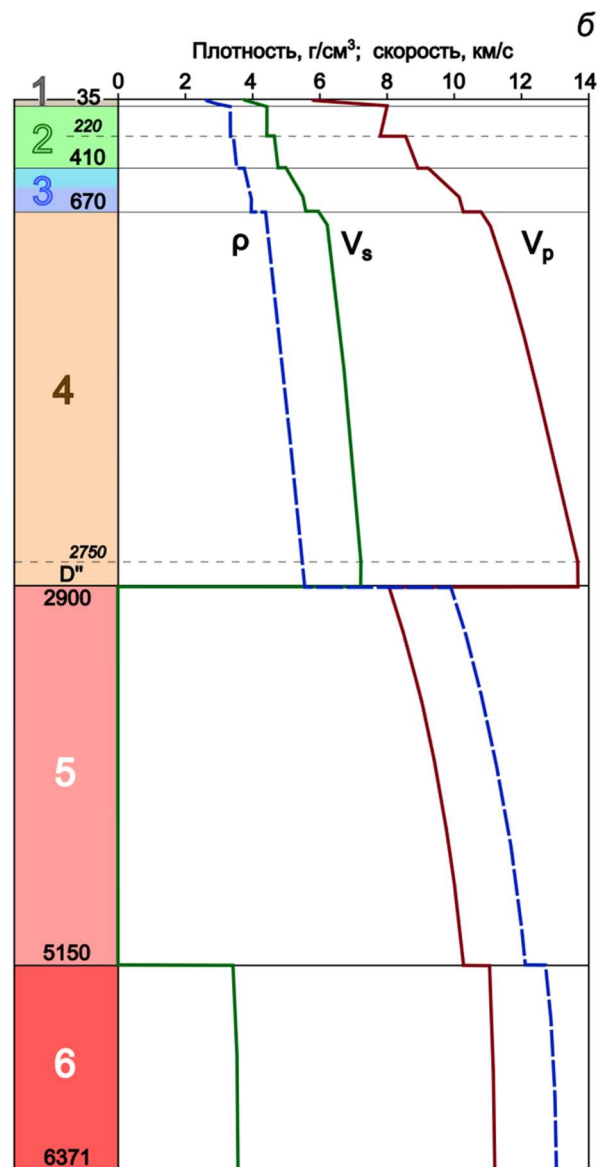
2. Верхняя мантия: 35-410 км. Интервал пониженных сейсмических скоростей простирается от подошвы твердой литосферы до глубины ~220 км.

3. Переходная зона мантии: 410-670 км.

4. Нижняя мантия: 670-2900 км. От глубины ~2750 км до 2900 км простирается интервал пониженных сейсмических скоростей (слой D'').

5. Внешнее ядро: 2900-5150 км.

6. Внутреннее ядро: 5150-6371 км. Усредненная отметка 6371 км считается центром Земли.



### 1.1.1 Ядро

Первичное железистое метеоритное вещество имело значительно более высокую плотность по сравнению с горными породами. В процессе плавления и погружения в результате гравитационной дифференциации, железо с его сплавами сформировало ядро Земли.

Ядро подразделяется на внутреннее и внешнее (рис. 1.3). Отсутствие прохождения поперечных сейсмических волн через внешнее ядро указывает на жидкое состояние вещества в нем. Предполагается, что внешнее ядро, кроме железа, содержит элементы Ni, S, O, уменьшающие плотность сплава. В то же время, наличие прохождения поперечных волн через внутреннее ядро свидетельствует о том, что внутреннее ядро находится в твердом состоянии и, предположительно, состоит из практически чистого железа [33].

Ядро является источником эндогенного тепла Земли, наряду с земной мантией и корой.

Взаимодействие внутреннего и внешнего ядер создает магнитное поле Земли, защищающее планету от солнечной и других внешних источников радиации.

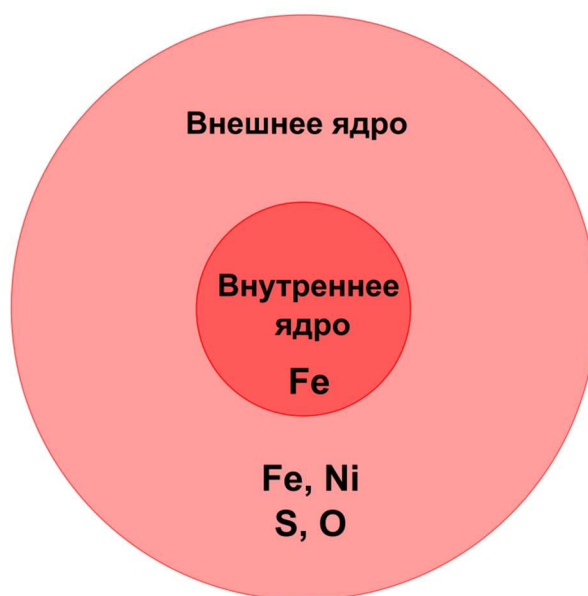


Рис. 1.3. Внешнее и внутреннее ядро.

## 1.1.2 Мантия

### Верхняя мантия (35-410 км)

Вещество верхней мантии состоит из пород группы ультраосновных перидотитов (рис. 1.4).

Основной минерал перидотитов – **оливин**  $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$  (рис. 1.5, а). Оливин является твердым раствором минералов **форстерита**  $(\text{Mg}_2\text{SiO}_4)$  и **фаялита**  $(\text{Fe}_2\text{SiO}_4)$ . Также, в перидотитах присутствуют клино- и ортопироксены, в небольших количествах – плагиоклаз.



Рис. 1.4. Перидотит

Оливин – наиболее распространенный минерал в верхней мантии. Однако, на земной поверхности он нестабилен и, из-за быстрого выветривания, редко сохраняется в осадочных породах. Оливин встречается в виде фенокристов в изверженных базальтах, в метеоритах – в виде кристаллов или в хондрах, и т.д. Известны морские пляжи с оливиновым песком.

### Переходная зона (410-670 км)

При достижении термобарических условий, соответствующих глубинам мантии ниже 410 км, **форстерит** оливина проходит фазовую трансформацию в более плотный **вадслеит** –  $\text{Mg}_2\text{SiO}_4$ , рис. 1.5, б. Трансформация происходит путем реорганизации кристаллической структуры и является экзогенной, сопровождаясь выделением тепла. Пироксены, в свою очередь, трансформируются в гранат. Верхняя граница переходной зоны мантии (410 км) является градационной, толщина границы оценивается в ~20 км.

На глубине ~520 км, **фаялит** оливина и образовавшийся выше **вадслеит** совместно проходят фазовую трансформацию в **рингвудит** –  $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$ , рис. 1.5, в. Эта трансформация является эндогенной. Нижняя граница переходной зоны мантии (670 км) также является градационной, толщина границы оценивается в 7-10 км. В восходящем мантийном потоке фазовые трансформации происходят в обратном порядке.

На фото рис. 1.5 б, в – вадслеит и рингвудит представлены синтетическими кристаллами размерами менее миллиметра.

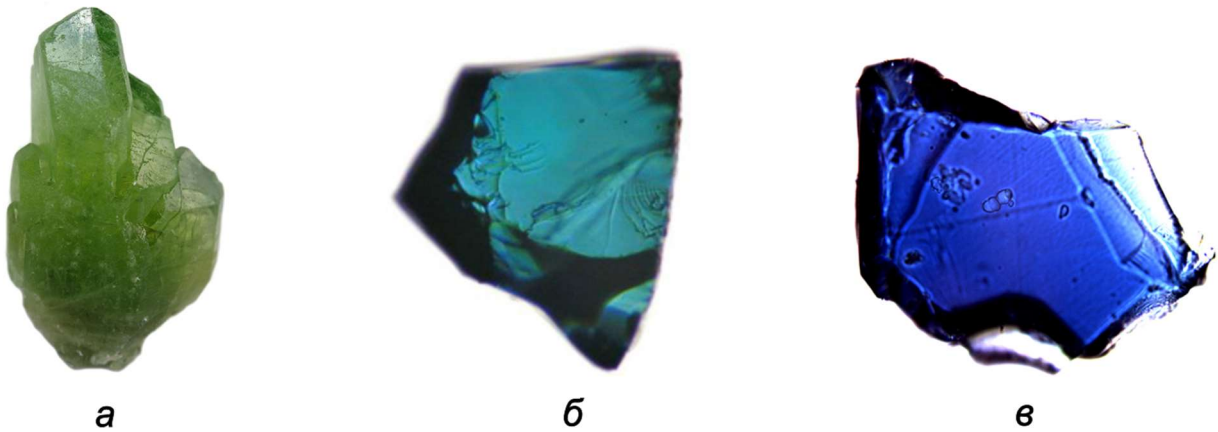


Рис. 1.5. Минералы: а) оливин, б) вадслеит, в) рингвудит

### Нижняя мантия (670-2900 км)

При давлении и температуре, соответствующим глубине мантии 670 км, рингвудит проходит трансформацию в силикатный перовскит – бриджманит  $(\text{Mg,Fe})\text{SiO}_3$  и ферропериклаз  $(\text{Mg,Fe})\text{O}$ .

Самым распространенным минералом в планетарном масштабе является силикатный перовскит нижней мантии (~40% всего планетного вещества). Образец бриджманита на фото рис. 1.6 обнаружен в метеорите Тенхам в Австралии. Также обнаружены включения бриджманита в природных алмазах.



Рис. 1.6. Бриджманит

В интервале глубин 2750–2900 км находится слой D'', характеризующийся пониженными скоростями сейсмических волн (рис. 1.2, б). При термобарических условиях, соответствующих глубине слоя D'', силикатный перовскит – бриджманит трансформируется в пост-перовскит.

По сейсмическим данным, в кровле слоя D'' определяется значительный топографический рельеф [34]. В этом слое происходят химические реакции пост-перовскита с металлическими сплавами внешнего жидкого ядра [94, 108]. Считается, что в этом слое формируется начало восходящих мантийных потоков.

На рис. 1.7 приведена мантийная структура и параметры модели PREM.

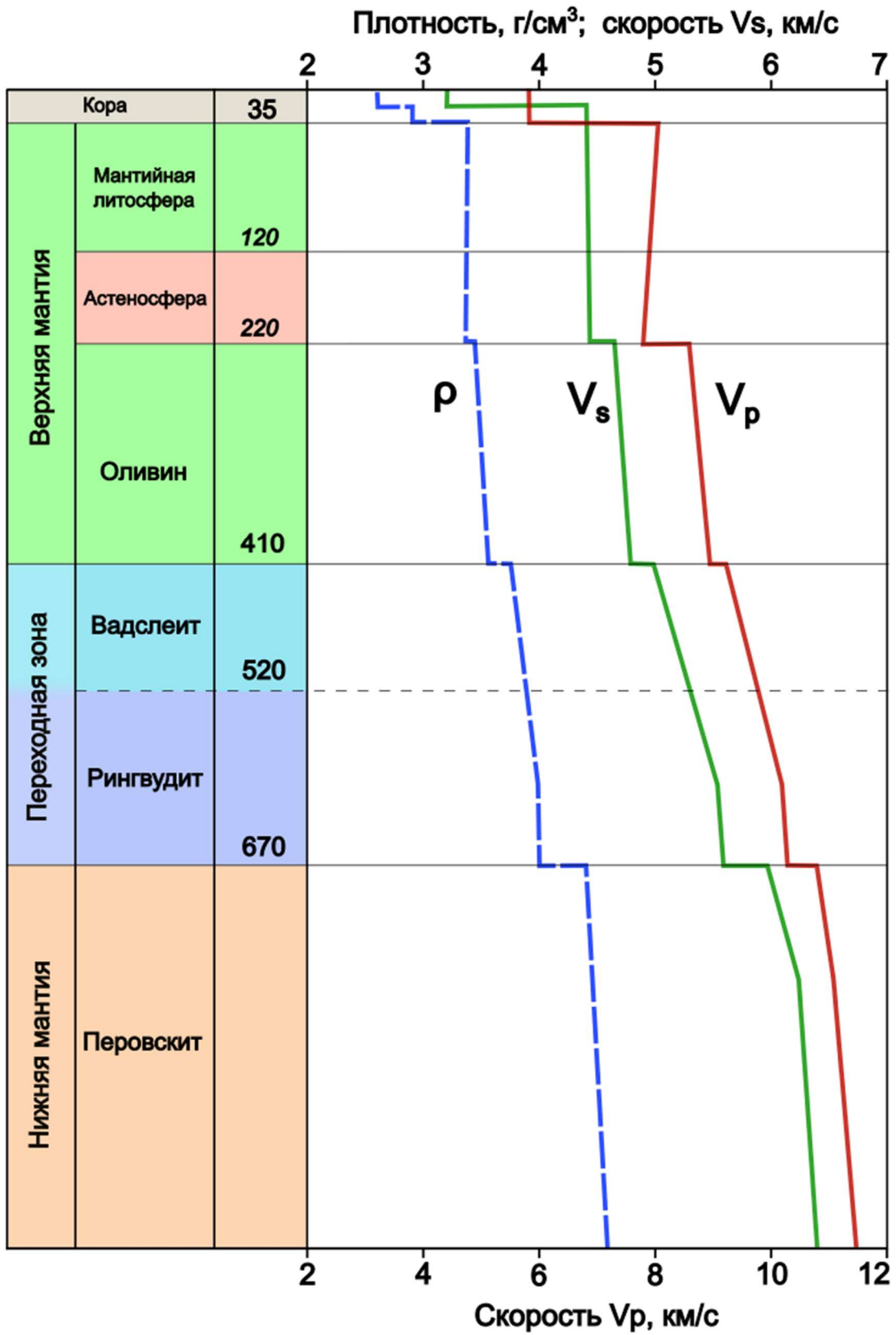


Рис. 1.7. Мантийная структура и параметры модели PREM.

### 1.1.3 Температурный градиент верхней мантии

Основными источниками эндогенного тепла Земли являются: остаточное тепло после формирования планеты, и реакции полураспада радиоактивных изотопов – калия, тория и урана ( $K^{40}$ ,  $Th^{232}$ ,  $U^{235}$  и  $U^{238}$ ). На эти изотопы в осадочном слое реагирует скважинный гамма-каротаж.

Горячее вещество мантийных потоков (плюмов), формирующихся в слое D'', имеет меньшую плотность по сравнению с более холодным окружающим мантийным веществом. За счет разности плотностей и приобретенной положительной плавучести вещества мантийного потока, устанавливается его восходящее движение. Мантийное вещество в потоке находится в состоянии твердотельного течения.

#### 1.1.3.1 Состояние твердотельного течения

При нагревании до ~70–80% термодинамической температуры начала плавления и выше, мантийное вещество обретает способность медленно пластически деформироваться, сохраняя свойства твердого тела. Течение твердого тела происходит путем диффузии атомов в кристаллических решетках и путем изменения геометрии решеток при приложенной нагрузке (диффузионная и дислокационная текучесть).

Вязкость вещества верхней мантии при твердотельном течении оценивается в  $10^{21}$  Па\*с. Это значение получено в результате анализа наблюдений процесса изостатического воздымания щитовых областей Скандинавии и северо-запада России (Кольский полуостров, Карелия) после таяния и схода плейстоценовых ледников.

В состоянии течения (текучести) твердого тела находится, например, нагретое стекло, которое может медленно пластически деформироваться, принимая необходимую форму. В то же время такое стекло может быть разбито (хрупкое разрушение твердого тела) от резкого динамического воздействия. Континентальные ледники также перемещаются в состоянии твердотельного течения.

Твердотельное дислокационное течение мантии может быть описано свойствами, присущими не-ньютоновским жидкостям с вязко-пластичным поведением. Для таких жидкостей, условием начала течения является пороговое ненулевое напряжение сдвига, или энергия активации. Твердотельное течение можно назвать вязким состоянием вещества.

### 1.1.3.2 Частичное плавление мантийного вещества

При восходящем движении потока мантийного вещества в состоянии твердотельного течения, на определенных отметках глубин при соответствующих давлениях и температурах в верхней мантии, происходит достижение и пересечение кривой начала плавления перидотита – солидуса (лат. *solidus*), рис. 1.8. При этом формируются условия для частичного плавления перидотита с выделением жидкого расплава – магмы.

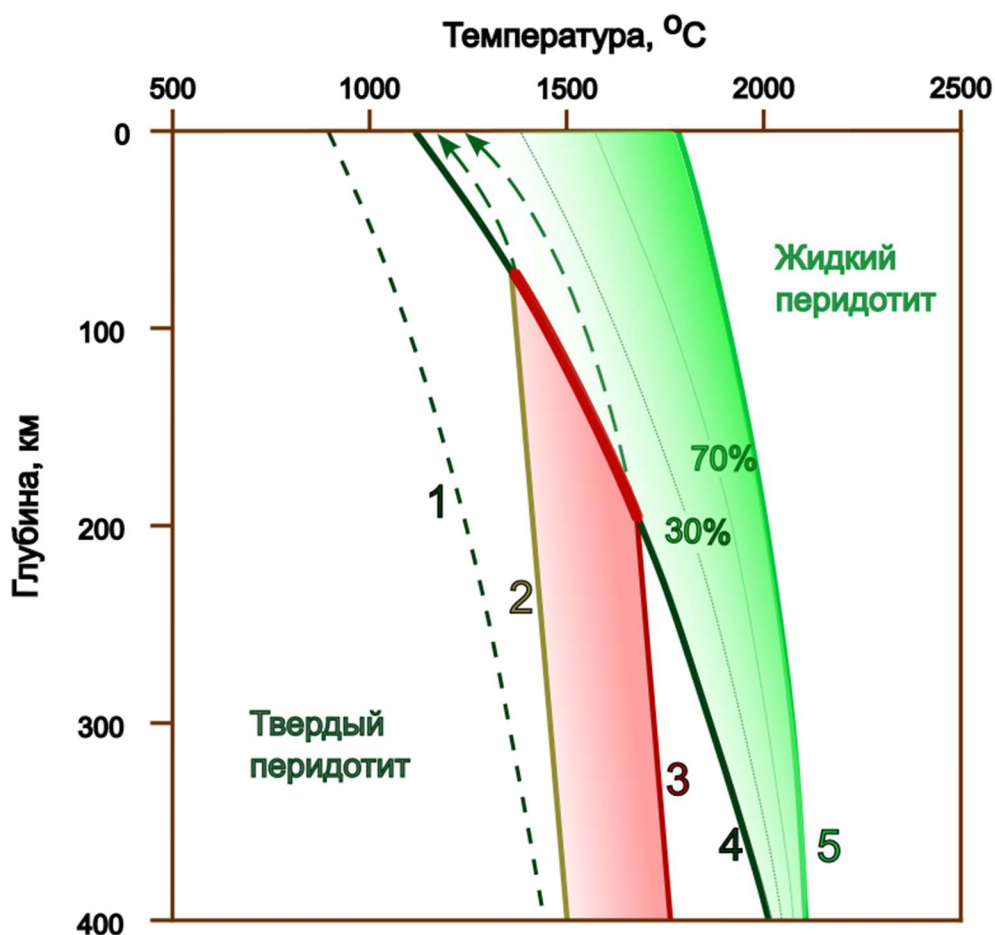


Рис. 1.8. Фазовая диаграмма перидотита и мантийные температурные градиенты:

- 1) граница твердого и текучего состояний мантии,
- 2) низкотемпературный мантийный градиент [29],
- 3) высокотемпературный мантийный градиент [15, 90]
- 4) кривая начала частичного плавления перидотита (*solidus*) [15]
- 5) кривая полного плавления перидотита (*liquidus*) [77]

Температурное поле мантии гетерогенно, и в источниках приводится несколько различных мантийных температурных градиентов (адиабат и супер-

адиабат). На рис. 1.8 закрашенной областью между градиентами 2 и 3 отображен обобщенный температурный диапазон верхней мантии.

В зависимости от температуры потока и состава мантийного вещества, а также наличия воды в кристаллических решетках, перидотит может иметь разную степень частичного плавления, и выплавленные магмы будут иметь различный состав.

### 1.1.4 Литосфера и астеносфера

Термин «литосфера» был введен в 1916 году и изначально обозначал твердую поверхностную оболочку Земли (греч. «каменный шар»). Впоследствии ученые начали разделять твердые части земной коры и подстилающие их вязкие части, а также твердую и связанную с ней вязкую часть верхней мантии.

Литосферой называется совокупность твердо-вязких слоев коры и твердо-вязкой части верхней мантии. Граница раздела коры и мантийной литосферы называется поверхностью Мохоровичича, сокр. Мохо, или поверхность «М» (рис. 1.9).



Рис. 1.9. Континентальная, переходная и океаническая литосфера

На рис. 1.9 схематично изображены:

В левой части, усредненные параметры континентальной литосферы: кора толщиной 35 км, делящаяся на верхнюю и нижнюю. Ниже залегает литосферная мантия, твердая в верхней части до отметки ~50 км (частный случай) и далее с глубиной переходящая в состояние твердотельной текучести. Подошва вязкой части мантийной литосферы в приводимом частном случае проводится на отметке ~120 км.

В правой части рис. 1.9 приведены частные параметры океанической литосферы: глубина океана – 3 км, толщина океанической коры – 7 км, твердая мантийная литосфера до глубины 30 км и подошва вязкой части мантийной литосферы на ~60 км.

Посередине, переходный тип литосферы – это изначально литосфера континентального типа, в геологической истории прошедшая процесс тектонического растяжения, нарушенная сбросами и истонченная. Литосфера переходного типа формируется в процессе рифтинга и находится, например, на континентальных окраинах.

Красными линиями на графиках показаны характеристики прочности на сжатие «сухих» пород, с околонулевым водосодержанием в кристаллических решетках. В пределах увеличивающихся по значению с глубиной прямых участков прочностных характеристик, литосферные слои имеют только упругие, эластичные свойства. В пределах кривых, уменьшающихся по значению прочности с глубиной, литосфера имеет вязко-пластичные свойства в дополнение к упругим. Синими отрезками кривых показаны характеристики прочности «влажных» пород нижней коры и мантийной литосферы с водонасыщенностью более 1-2%.

Толщина литосферы зависит от времени ее охлаждения, которое прямо влияет на глубину отвердевания. Под архейскими кратонами (Балтийский, Канадский, Сибирский щиты и др.), которые отдают тепло и охлаждаются в течение нескольких миллиардов лет, подошва литосферы может достигать отметок 200-250 км (рис. 1.18).

Различают эластичную (эффективную, механическую, сейсмогенную) толщину литосферы, и ее термальную толщину (рис. 1.9,  $T_e$  и  $T_t$ ). Эластичная толщина океанической литосферы обычно приравнивается к толщине твердой литосферы (отметка 30 км на рис. 1.9). Для континентальной литосферы эластичная толщина представляет собой сумму толщин твердых частей литосферных слоев. Нижняя граница эластичной толщины континентальной литосферы

характеризуется пиковым значением прочности, на рис. 1.9 – это отметка в 50 км. Отметки пиковых значений прочности литосфер не являются глобально фиксированными глубинами, они зависят от типа и возраста литосферы, от локального теплового потока и состава перидотита.

Под подошвой термальной литосферы подразумевается уровень температуры, при котором упругие прочностные свойства перидотита уменьшаются до нуля, и деформации происходят только в состоянии твердотельного течения. Таким образом, подошва литосферы определяется изотермой перидотита, при этом глубина подошвы варьируется в зависимости от локального теплового потока. Принятое значение температуры подошвы мантийной литосферы, или кровли астеносферы – 1600 К или  $\sim 1330$  °С.

Астеносфера подстилает мантийную литосферу до глубины  $\sim 220$  км, находясь в состояниях твердотельного течения и, вероятно, частичного плавления. На возможное состояние частичного плавления в астеносфере указывает интервал пониженных сейсмических скоростей до границы глубиной 220 км в модели PREM.

## 1.2 КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ И ОКЕАНИЧЕСКАЯ ЛИТОСФЕРА

### 1.2.1 Континентальная литосфера

Верхний слой континентальной коры, условно называемый гранитным слоем, имеет среднюю плотность  $2700 \text{ кг/м}^3$ . На рис. 1.10 показано визуальное подобие процесса дифференциации вещества верхней коры из первичного расплава материала Земли в хадейском эоне. Имея наименьшую плотность в общем расплаве, первичное кремниевое и алюмокремниевое вещество поднималось и затвердевало на поверхности Земли. Впоследствии происходила аккреция фрагментов верхней коры. Наиболее древняя ныне существующая континентальная кора – архейского возраста.



Рис. 1.10. «Земля в хадее»

Нижний слой континентальной коры средней плотностью  $2900 \text{ кг/м}^3$ , вероятно, сформировался после остывания верхнего слоя коры, как в результате подкорковых интрузий базальтовой магмы (в виде габбро), так и в результате метаморфизма пород верхней коры (гранулит и амфиболит).

Мантийная часть литосферы состоит из перидотита средней плотностью  $3300 \text{ кг/м}^3$ .

Оба слоя коры и континентальная литосферная мантия реологически находятся в двух состояниях: в твердом, и в вязком – в состоянии твердотельной текучести, рис. 1.9. Температура начала твердотельного течения гранита  $\sim 350 \text{ }^\circ\text{C}$ , габбро  $\sim 700 \text{ }^\circ\text{C}$ .

В пределах эластичной толщины литосферы теплопередача осуществляется теплопроводностью (кондукцией). В астеносфере и ниже в мантии считается, что теплопередача осуществляется в режиме конвекции, и мантийный температурный градиент характеризуется адиабатой (диапазоном адиабат на рис. 1.8). Нижний вязкий слой термальной толщины литосферной мантии называется граничным термальным слоем. В этом слое происходит переход из кондуктивного литосферного температурного градиента в конвективный мантийный градиент – адиабату (рис. 1.11, а), или до точки пересечения с линией солидуса перидотита, которая является кровлей астеносферы (рис. 1.11, б).

На рис. 1.11, а – представлен геотермический градиент для усредненных значений толщин слоев континентальной литосферы из рис. 1.9. Приводимый мантийный температурный градиент является одной из адиабат диапазона, определенного на рис. 1.8.

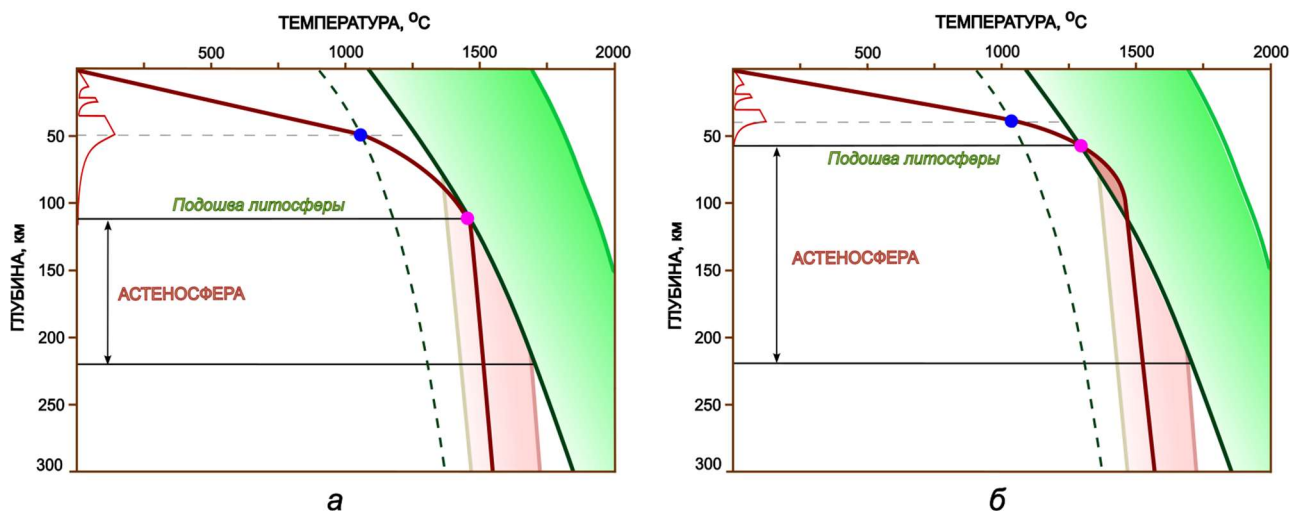


Рис. 1.11. Геотермические градиенты, а – континентальной и б – переходной литосферы

Из построений на рис. 1.11 следует, что при уменьшении толщины литосферы и поднятии кровли астеносферы выше ~110 км (рис. 1.11, а), мантийный термический градиент (адиабата) пересекает линию солидуса перидотита. Таким образом, в приведенном случае на рис. 1.11, б – порода в интервале глубин ~60-110 км переходит в область частичного плавления. Подобный случай является примером формирования переходной литосферы и проявлений магматизма в процессе континентального рифтинга.

### 1.2.2 Континентальный рифтинг

Условием для начала континентального рифтинга является формирование тектонического режима растяжения континентальной литосферы. В случае активного рифтинга, его первопричиной является деятельность мантийного потока, плюма, рис. 1.12. Латеральные размеры мантийного потока и ширина рифтовой зоны отображены схематично, изгиб литосферы вверх – визуально увеличен. Красной линией приведена прочностная характеристика, где породы нижней коры и мантийной литосферы имеют водонасыщенность более 1-2%.

Мантийный поток, поднимаясь и достигая подошвы литосферы, приподнимает и раскалывает ее твердые части. В одном из сценариев может сформироваться характерная трехлучевая, трехсегментная рифтовая зона (рис. 1.13, а).

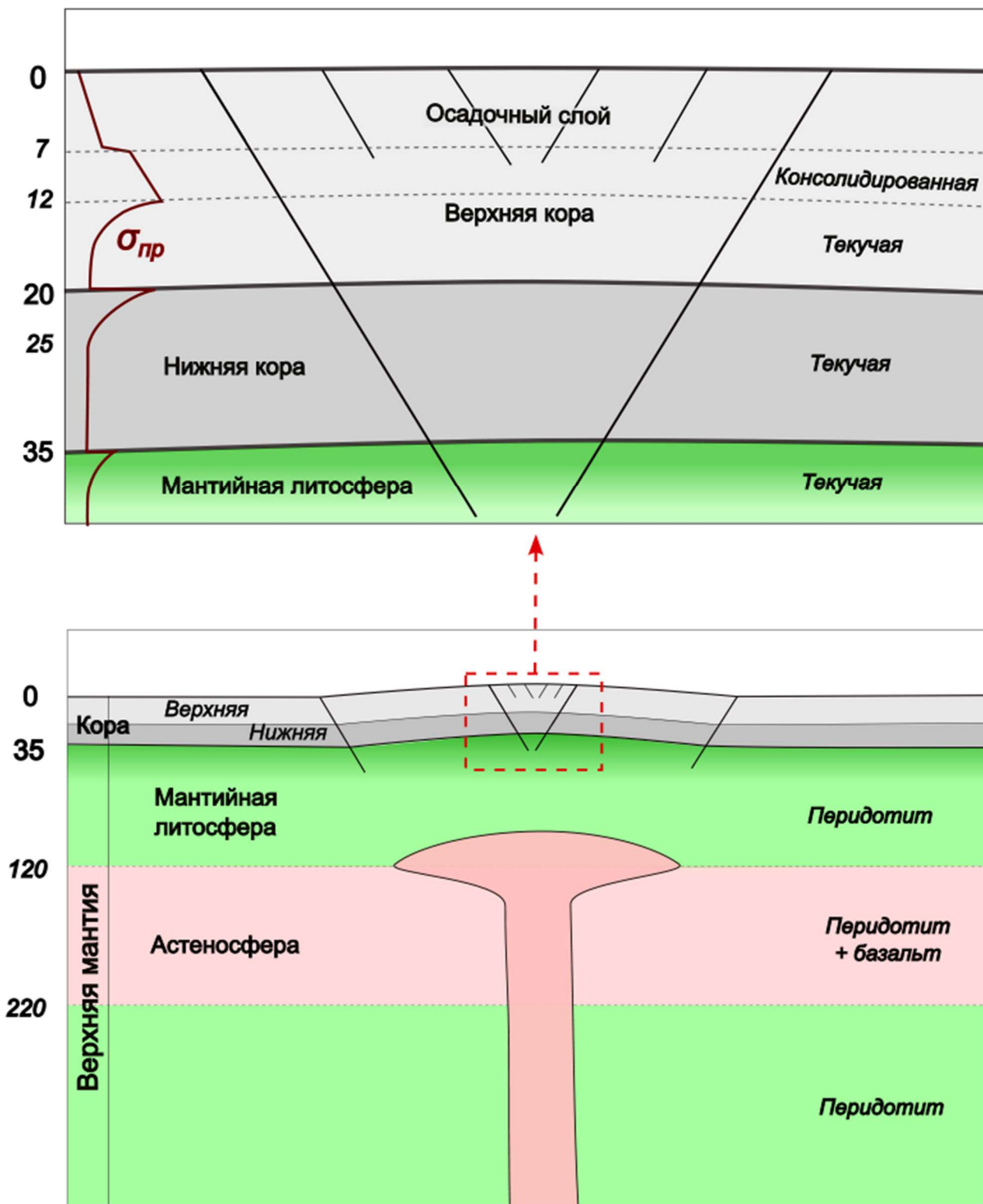


Рис. 1.12. Активный континентальный рифтинг, начальная стадия

Сам мантийный поток под литосферой начинает расходиться в стороны. Имея вязкостное сцепление, расходящийся поток передает движение вышележащим слоям литосферы.

Существует несколько сценариев развития рифтовой зоны. Например, все три рифтовых сегмента могут трансформироваться в срединно-океанические хребты на дне нового океана (рис. 1.13, б):

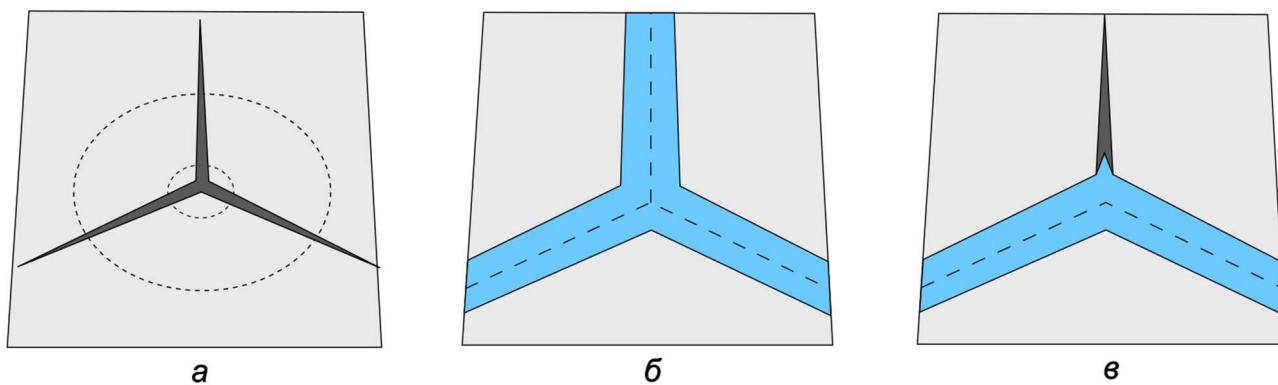


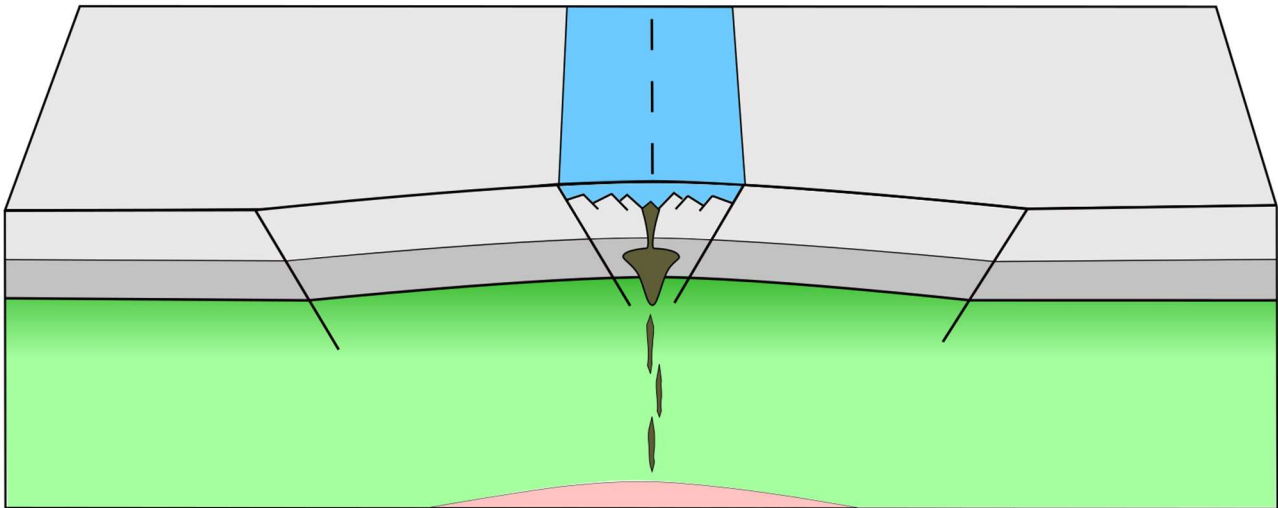
Рис. 1.13. Сценарии развития рифтовой зоны

Или, два сегмента могут стать СОХ, а третий сегмент остановит расхождение и образует авлакоген (рис. 1.13, в), и т.д. Современным примером геометрии рифтовой зоны на рис. 1.13, в – является область Афар Восточно-Африканского рифта.

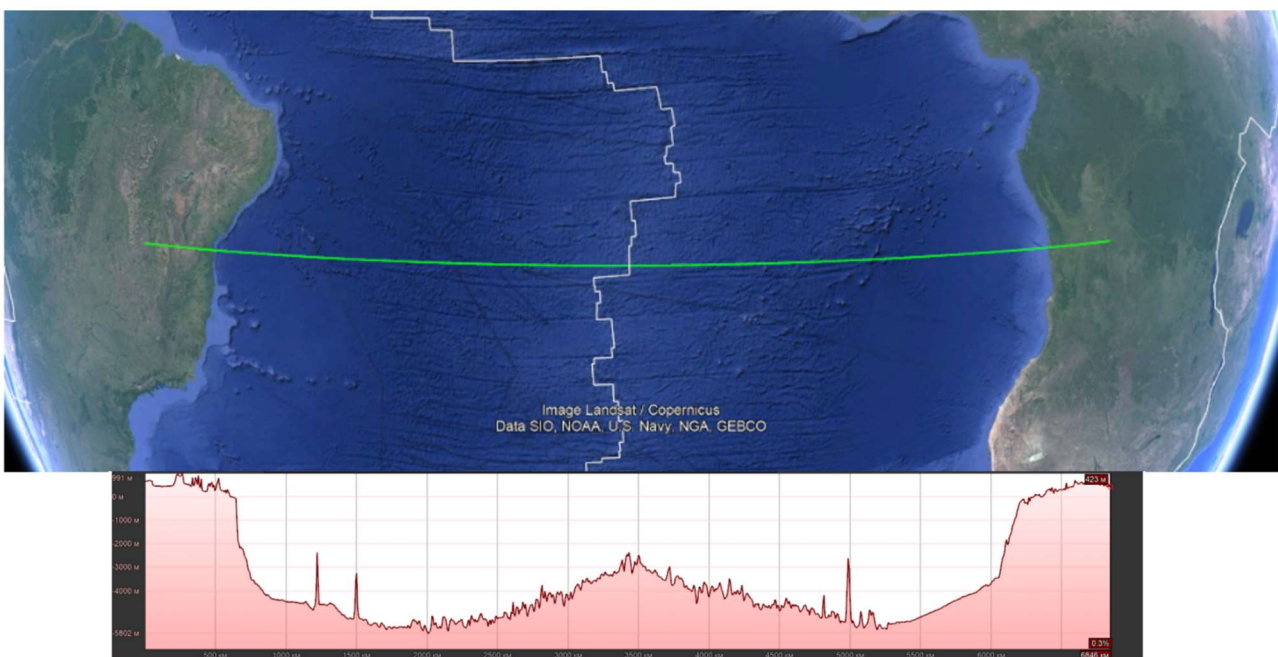
Ключевые роли в будущей трансформации рифтовой зоны играют: а) первичный импульс движения мантийного потока, б) масса и инерция областей континентальной литосферы, ортогональных сегментам рифта, в) дорифтовые векторы движения континента. Названные факторы влияют на скорость деформирования, скорость расхождения твердой литосферы относительно сегментов рифта.

Раскол литосферы мантийным потоком ведет к частичному локальному уменьшению вертикальной нагрузки на мантию в узкой полосе под сегментами рифта. Перидотит верхней мантии оказывается в условиях декомпрессии и начала выплавления базальтовой магмы. Под сегментами рифта инициируется линейный мантийный поток, расходящийся в направлениях, примерно ортогональных сегментам рифта. Выплавленная базальтовая магма прокладывает себе путь вверх через литосферу, создавая трещины разрыва – дайки, и формирует магматические камеры вдоль сегмента рифта (рис. 1.14).

Через систему вертикальных даек базальтовая магма выходит на дно нового океана и застывает в виде подушечных лав. Периодически формируются все новые и новые дайки и извержения лав. Часть магмы, не вышедшая на океанское дно, формирует интрузивный слой габбро. Таким образом формируются срединно-океанические хребты и наращивается новая океаническая литосфера. По мере отдаления от СОХ океаническая литосфера охлаждается, и ее твердая часть с течением времени утолщается.



*Рис. 1.14. Переходный тип литосферы и начало формирования СОХ*



*Рис. 1.15. Профиль дна Атлантического океана.*

На рис. 1.15 приведен глубинный профиль дна Атлантического океана на  $\sim 11^\circ$  южной широты (данные приложения Планета Земля от Google). Предположительно, океаническая литосфера находится между самыми глубокими отметками, соседствуя с переходной литосферой по направлению к континентам.

### 1.2.3 Строение океанической литосферы

Океаническая литосфера является совокупностью твердой океанической коры и твердо-вязкой части верхней мантии (рис. 1.16).

Океаническая кора состоит из трех твердых слоев без вязких прослоев: осадочного, базальтового, и слоя габбро.

В базальтовом слое различают: верхний уровень излившихся подушечных лав и нижний уровень – комплекс вертикальных даек. Под базальтовым слоем залегает слой интрузивного аналога базальта – габбро.

Границей кора–мантия (поверхность Мохо) в океанической литосфере является поверхность раздела между слоем габбро и перидотитом верхней мантии.

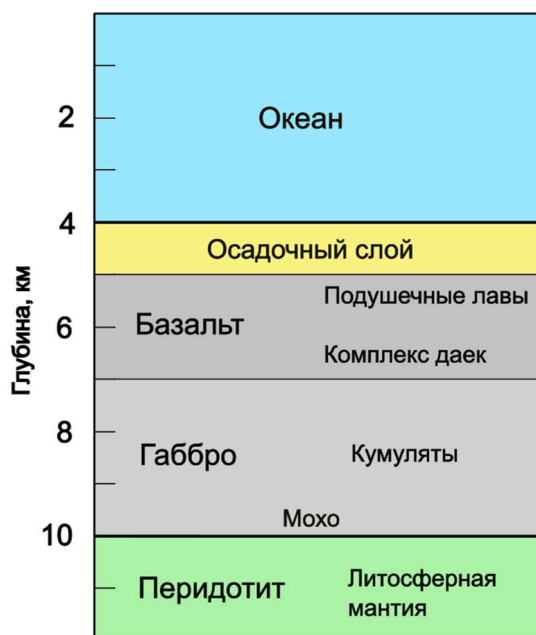


Рис. 1.16. Слои океанической литосферы

Астеносферный перидотит, находясь под океанической литосферой в термобарических условиях частичного плавления (рис. 1.9), может периодически инициировать локальный магматизм на удалении от СОХ. Возможен как эффузивный базальтовый магматизм в виде подводных и надводных вулканов, так и интрузии габбро.

Океаническая кора выходит на земную поверхность в местах обдукции в виде офиолитовых комплексов, предоставляя возможность ее непосредственного изучения и анализа.

### 1.2.4 Глубина океана, возраст и толщина океанической литосферы

Согласно фактическим измерениям (рис 1.17), и модели глобальных глубин и теплового потока GDH1 (*Global Depth and Heat 1*) [85], глубина океана

аппроксимируется зависимостями от возраста океанической литосферы. В этой модели средняя глубина СОХ принята равной 2600 м. Согласно модели GDH1, глубина океана  $D$  в метрах при возрасте литосферы  $t$  в миллионах лет:

$$D = 2600 + 365 \cdot \sqrt{t}, \text{ для возраста литосферы } t \text{ до } 20 \text{ млн лет,}$$

$$D = 5651 - 2473 \cdot \exp(-t/36), \text{ для возраста литосферы } t \text{ более } 20 \text{ млн лет}$$

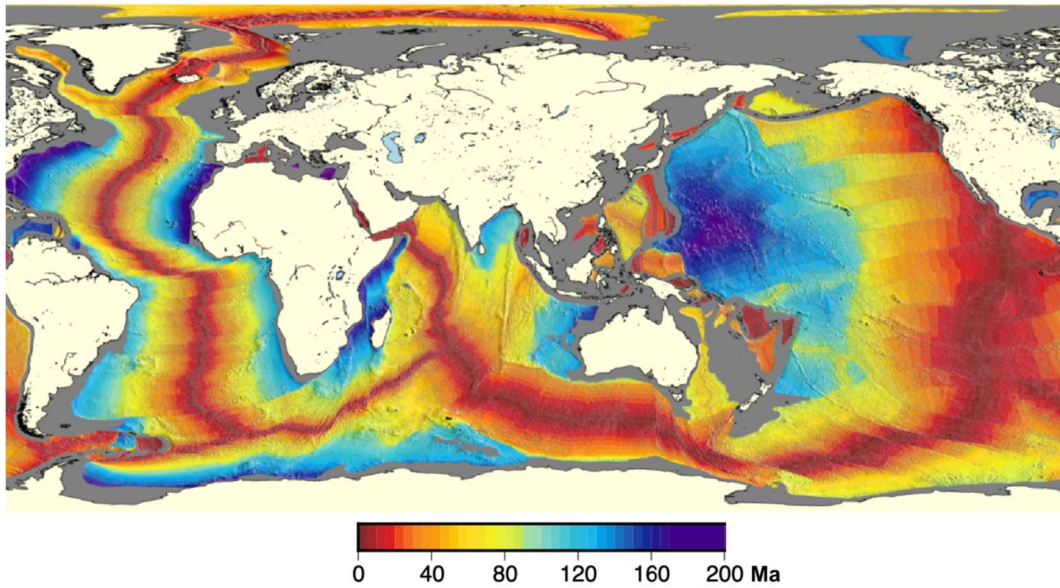


Рис. 1.17. Возраст океанической коры

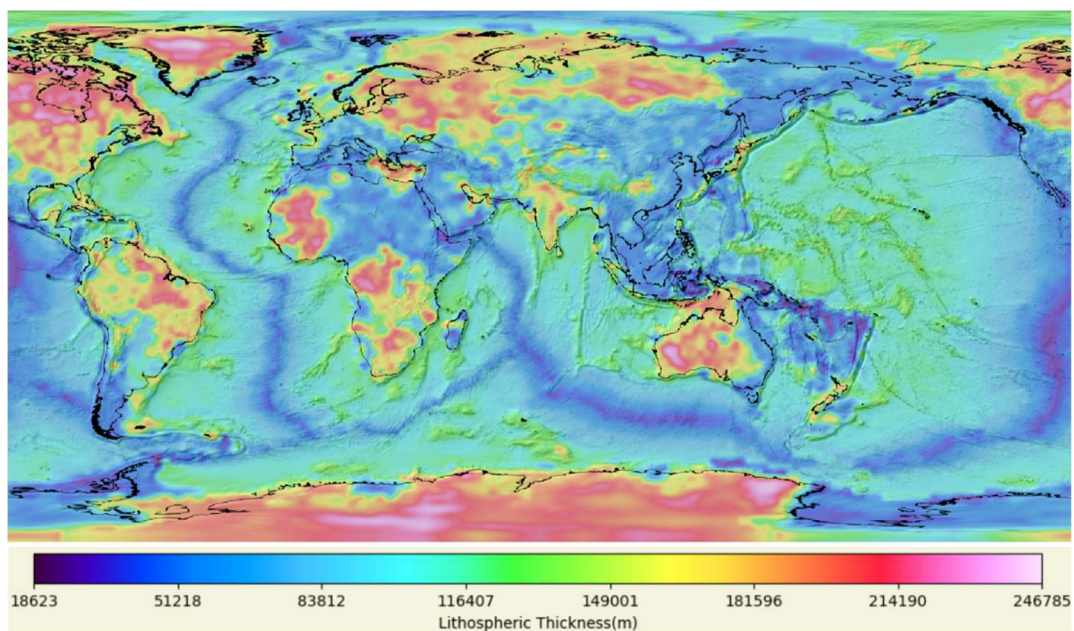


Рис. 1.18. Толщина литосферы

Океаническая литосфера возрастом более 100 млн лет сильно замедляет свое углубление, оставаясь далее в пределах глубин океана 5-6 км.

### 1.2.5 Зоны субдукции

Погружение океанических плит в зонах субдукции движется как циркуляцией мантийного вещества, так и гравитационным эффектом отрицательной плавучести охлаждающейся плиты в некоторых случаях. Угол погружения океанической литосферы, он же угол сейсмофокальной зоны Вадати-Беньоффа, зависит от возраста и плавучести погружающихся океанических плит.

С эффектом отрицательной плавучести зрелых и тяжелых океанических плит, в частности, связывают причины отката надсубдукционных островных дуг и формирование задуговых бассейнов растяжения (*back-arc basins*). Такие бассейны сформированы к настоящему времени, например, в задуговых областях Командорских и Курильских островов, и в Японском море. Профиль погружения Тихоокеанской плиты в районе Курило-Камчатского желоба отображен на рис. 1.20, б, возраст плиты в месте погружения ~120-130 млн лет (рис. 1.18).

В юго-восточной части Тихого океана под континент Южной Америки погружается океаническая плита Наска (рис. 1.19) – относительно новая, тонкая и горячая, имеющая положительную плавучесть. Плита Наска погружается в мантию под небольшим углом (рис. 1.20, в) и силами трения с вышележащей континентальной плитой создает напряжения латерального сжатия в краевой части континента. В результате на континенте сформированы задуговые орогены сжатия (Анды) и флексурные бассейны (пред-Андийский прогиб), в противоположность описанным выше задуговым бассейнам растяжения.

На рис. 1.20, а – показан профиль погружения плиты Фараллон в зону субдукции западной части Центральной Америки. Известно, что ранее существовавшая океаническая плита Фараллон уже практически полностью погрузилась, и в настоящее время погружаются ее остаточные фрагменты – плиты Кокос и Хуан де Фука. Видимая субвертикальность погружения плиты Фараллон в мантию, возможно, связана со встречным противодействием линейного мантийного потока Атлантического СОХ, который в процессе своей циркуляции отклоняет плиту Фараллон на запад.

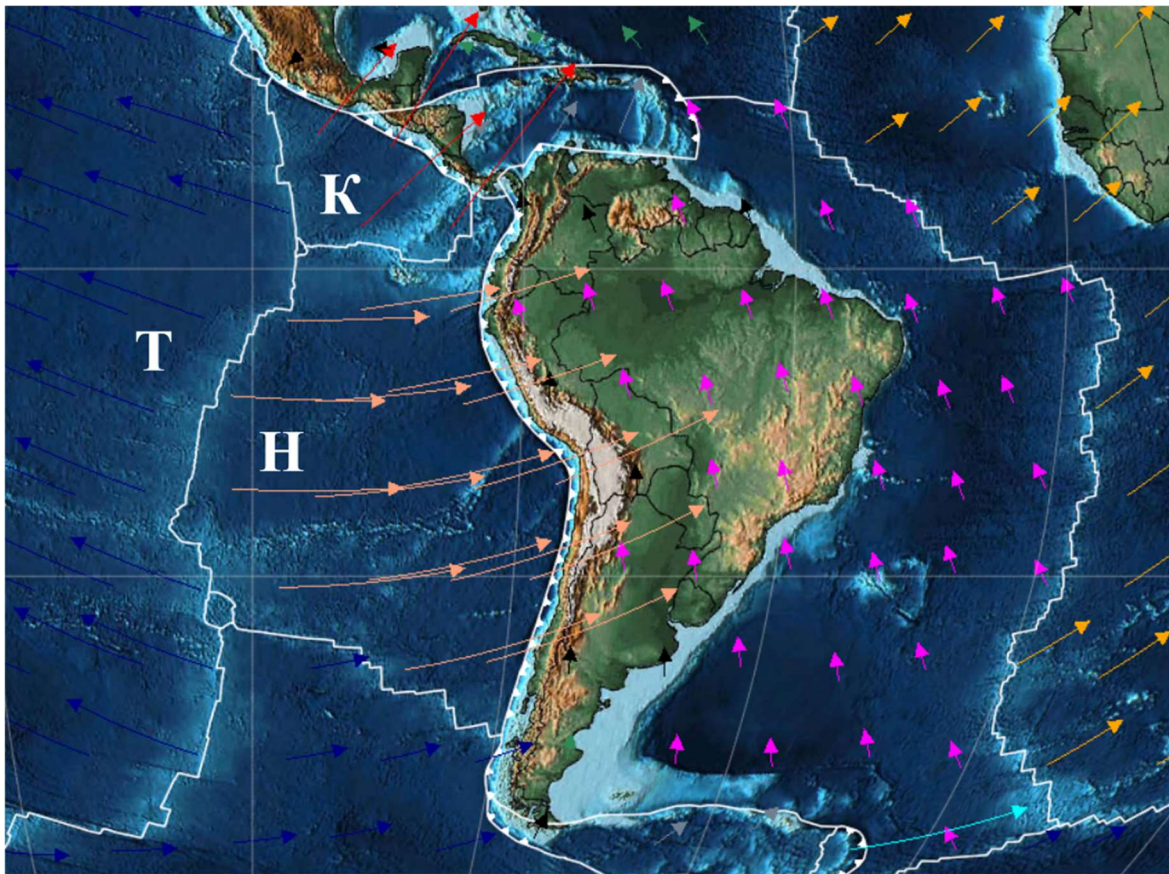


Рис. 1.19. Океанические плиты: Т – Тихоокеанская, Н – Наска, К – Кокос. Стрелками показаны векторы абсолютных скоростей движения плит. Данные приложения GPlates.

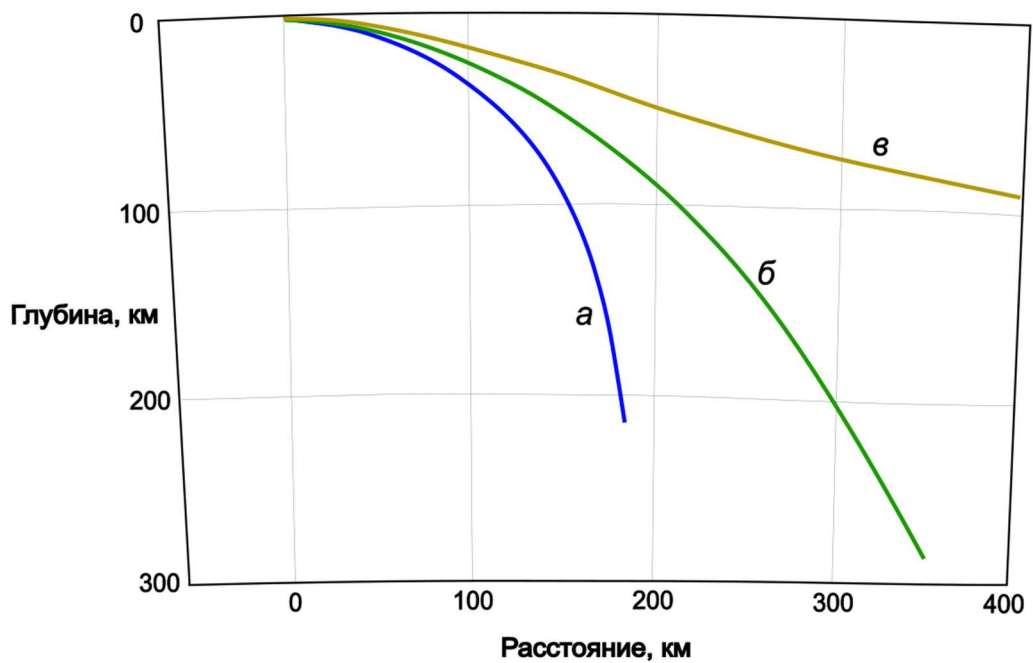


Рис. 1.20. Профили погружения океанических литосферных плит [90]: а – Центральная Америка, плита Фараллон, б – Курило-Камчатский жёлоб, Тихоокеанская плита, в – Южная Америка, плита Наска

## 1.3 ГЛОБАЛЬНЫЙ УРОВЕНЬ МОРЯ

### 1.3.1 Причины изменения уровня моря

Глобальный уровень мирового океана с течением времени изменяется, как по причине изменения объема вмещающего океанического «контейнера», так и по причине изменения общего объема воды в соединенных морских бассейнах. На общий объем воды мирового океана прямо влияет процесс ледниковой эвстазии – формирование и таяние континентальных приполярных ледяных шапок. Также, водный баланс может быть смещен в результате деятельности поверхностно-мантийного водообмена.

На глобальный уровень моря оказывают влияние следующие процессы и факторы, с делением на категории причин изменения и в порядке убывания амплитуды (табл. 1.1):

Табл. 1.1. Процессы, влияющие на уровень моря

<b>Изменение объема океанического "контейнера"</b>	<b>Изменение объема воды мирового океана</b>
Раскол суперконтинентов	Ледниковая эвстазия
Скорость спрединга, площадь СОХ	Поверхностно-мантийный водообмен
Динамическая топография	Термальное объемное расширение и сжатие воды
Осадконакопление в открытых морских бассейнах	
Крупные магматические провинции	
Ледниковая изостазия	

Земной океанический «контейнер» имеет определенную вместимость в каждый момент времени. Вследствие раскола суперконтинентов образуются новые океаны. Расширяясь, более мелководные новые океаны начинают замещать на Земле площадь, ранее занимаемую более глубоководными океанами. Новая океаническая литосфера находится под влиянием мантийной динамики – регионального воздымания от деятельности мантийных потоков срединно-океанических хребтов (СОХ).

По мере замещения Земной площади более мелководными океанами, глобальный средний уровень океанского дна повышается, и общий объем океанического «контейнера» временно уменьшается. Как следствие, уровень мирового

океана также повышается и происходит частичное затопление суши континентов.

После раскола Пангеи, а далее Лавразии и Гондваны, пиковый уровень моря в туроне позднего мела достигал отметки ~250 м выше текущего уровня моря. Литосфера в меловой период в Атлантическом СОХ генерировалась быстрее, чем в наше время, и океан был относительно более мелководным.

На рис. 1.21 схематично изображен процесс изменения объема океанического «контейнера» без учета частичного затопления континентов, цифрами обозначены глубины дна и высота уровня моря в метрах. При расширении площади океана и удалении океанической литосферы от СОХ, ее дальнейшем охлаждении и погружении, средний уровень дна Атлантического океана понизился примерно до глобально среднего уровня к настоящему времени.

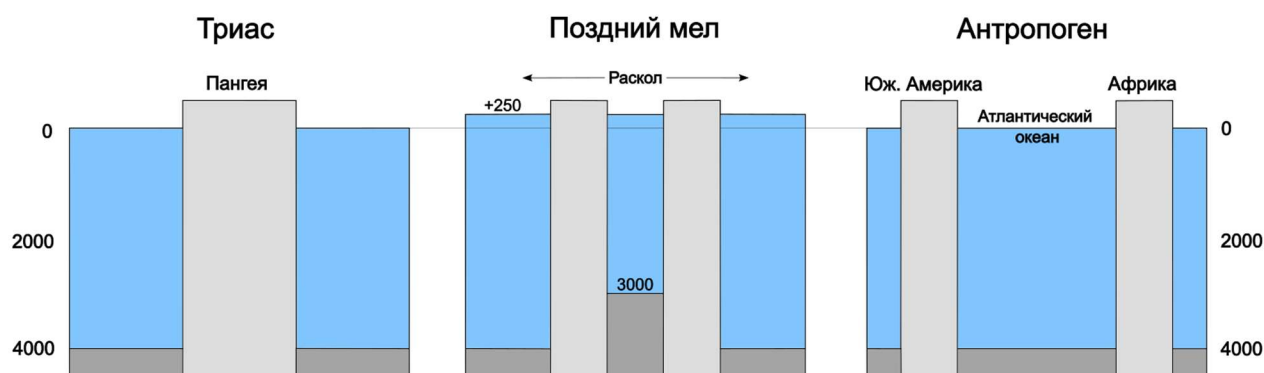


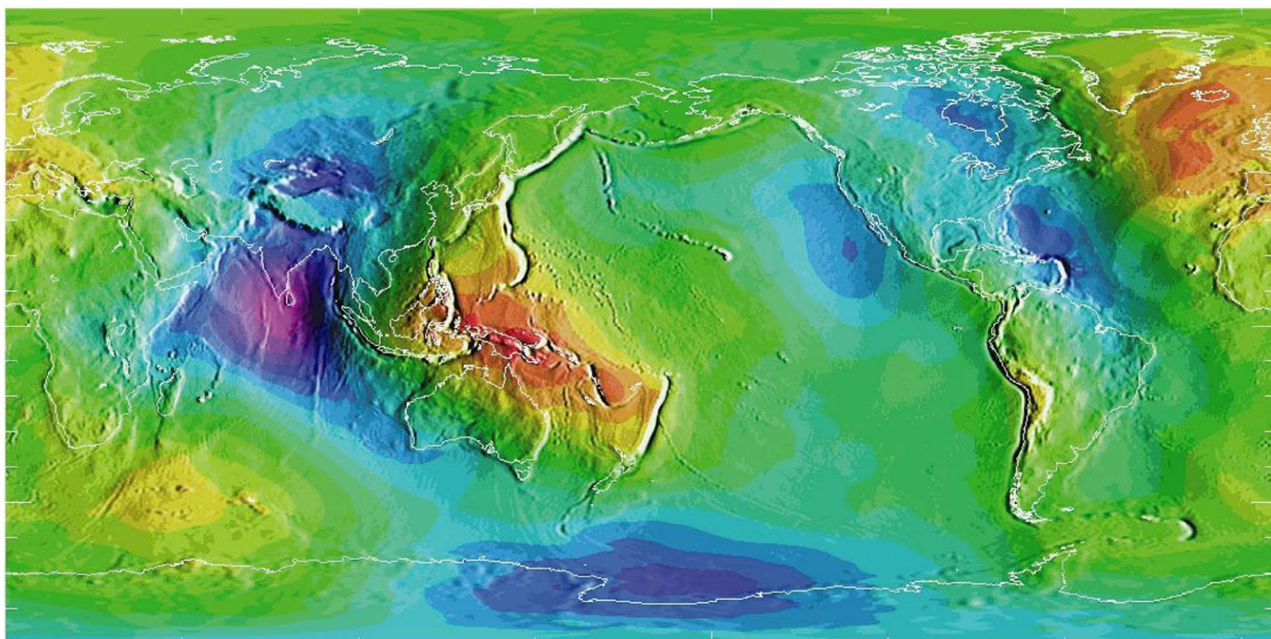
Рис. 1.21. Раскрытие Атлантического океана

Общее количество воды в мировом океане в настоящее время превышает количество воды в океанах мелового периода [90]. Предполагается, что источником увеличения баланса воды является вулканический водяной пар, пришедший, в свою очередь, из водонасыщенных пород переходной зоны мантии (410-670 км). Во фрагменте природного рингвудита, извлеченного из алмаза, опытным путем измерена водонасыщенность в 1%. Считается, что породы переходной зоны мантии могут быть насыщены водой до 2,5% от массы.

В восходящих мантийных потоках, после фазовых трансформаций водонасыщенных пород переходной зоны в верхнемантийный перидотит, последний сохраняет воду в структуре кристаллических решеток. При дальнейшем восходящем движении и частичном плавлении перидотита под литосферой, вместе с базальтом из перидотита выделяется свободная вода. В процессе эффузивного магматизма СОХ, вода извергается в виде вулканического водяного пара и

смешивается с водой океана. В свою очередь, в зонах субдукции вместе с погружающейся литосферой поглощаются водонасыщенные и гидратированные породы океанической коры, в дальнейшем подвергающиеся переработке в мантии. Описываемые процессы составляют цикл поверхностно-мантийного водообмена.

Абсолютные отметки уровня моря в настоящее время регионально различаются по площади океанов Земли. В качестве уровня отсчета принят средний уровень мирового океана. Абсолютная отметка водной поверхности на севере Индийского океана находится на  $\sim 100$  м ниже среднего уровня, отметка поверхности воды на западе Тихого океана – на  $\sim 75$  м выше среднего уровня моря. Отклонения абсолютного уровня океана от среднего связываются с региональными гравитационными аномалиями (рис. 1.22).



*Рис. 1.22. Поверхность геоида [15]*

При таянии всех ледников, существующих на Земле в настоящее время, дополнительный подъем уровня моря может составить 60-65 м.

### **1.3.2 Порядки циклов изменения глобального уровня моря**

Циклы изменения уровня моря рассматриваются как с позиции продолжительности планетарных процессов, так и в связи с астрономическими хронологическими циклами.

Цикл изменения глобального уровня моря вследствие раскола суперконтинентов и раскрытия новых океанов считается циклом *первого* порядка, с периодом ~250 млн лет. Амплитуда повышения уровня мирового океана вследствие раскола суперконтинентов является максимальной. Астрохронологический цикл соответствующего порядка длиной ~250 млн лет – это галактический год, за который Солнечная система делает полный оборот вокруг центра галактики Млечный путь.

Циклы изменения уровня моря *второго* порядка имеют продолжительность десятков миллионов лет. Планетарные циклы второго порядка связаны с изменениями скорости генерации новой океанической литосферы в СОХ, региональной мантийно-литосферной динамикой, изменением геометрии зон субдукции и связанных задуговых бассейнов растяжения, и циклами поверхностно-мантийного водообмена.

В рамках второго порядка, исследователи в работах [19, 20] аналитическими методами выявили наличие и взаимное наложение астрохронологических циклов продолжительностью 91, 35, и 10 млн лет. Цикл длиной ~35 млн лет является полупериодом вертикального движения Солнечной системы по отношению к срединной плоскости галактики Млечный путь. Вертикальное положение Солнечной системы определяет количество получаемого Землей внешнего излучения, изменяет планетарное альбедо, общую облачность и Земную инсоляцию, что в итоге оказывает влияние на климат планеты. Существование цикла длительностью 35 млн лет в стратиграфической записи и его влияние на глобальный климат подтверждается количественными измерениями содержания изотопа кислорода  $O^{18}$  в карбонате кальция раковин фораминифер.

Циклы *третьего* порядка продолжительностью 3–0.5 млн лет представляют предмет изучения стратиграфии осадочных последовательностей (секвенс-стратиграфии). Билал Хак в работе 2025 г. [42] связывает циклы третьего порядка с модуляцией, совместным наложением двух астрохронологических циклов длиной 2.4 и 1.2 млн лет. Первый цикл, продолжительностью 2.4 млн лет – это долговременный цикл изменения орбитального эксцентриситета, степени эллиптичности орбиты нашей планеты при обращении вокруг Солнца. Второй цикл, длиной 1.2 млн лет – цикл долговременного изменения наклона Земной оси. Считается, что наложение этих двух циклов влияет на Земную инсоляцию и является причиной климатических изменений, движущих процесс ледниковой эвстазии – рост и таяние приполярных континентальных ледниковых шапок.

Во временных рамках третьего порядка также находятся планетарные процессы эффузивной магматической активности, проявляющиеся в виде крупных магматических провинций океанского дна.

Циклы *четвертого* порядка в астрохронологии – 400, 125 и 95 тыс. лет – связываются с кратковременным изменением эксцентриситета орбиты Земли. Цикл длиной ~400 тыс. лет однозначно выделяется всеми исследователями предмета. Цикл длиной ~100 тыс. лет впервые выделил и изучал сербский ученый Милутин Миланкович. Впоследствии ученые разделили выделенный Миланковичем цикл в 100 тыс. лет на два цикла: 125 и 95 тыс. лет.

Модуляция, совместное наложение циклов кратковременного изменения орбитального эксцентриситета четвертого порядка является причиной изменения инсоляции Земли. Также, астрохронологические циклы 400, 125 и 95 тыс. лет периодически модулируются циклами изменения наклона Земной оси пятого порядка длиной 41 тыс. лет.

На уровне планетарных процессов, циклы четвертого порядка являются причиной кратковременной ледниковой эвстазии. Наличие этих циклов в геологической летописи Земли подтверждается определениями количества изотопа кислорода  $O^{18}$  в фораминиферах и в ледовых кернах Антарктиды. Б. Хак в работе [39] подчеркивает важность цикла длиной 400 тыс. лет для стратиграфии мелового периода.

Табл. 1.2. Циклы изменения глобального уровня моря

Порядок	Астрохронологические циклы		Планетарные процессы <i>Продолжительность</i>	Осадочные последовательности
	Длина, лет	Цикл		
I	~250 млн	Полный оборот Солнечной системы вокруг центра галактики	Раскол суперконтинентов <i>~250 млн лет</i>	Серии мегасеквенций Мегасеквенции
II	~35	Изменение вертикального положения Солнечной системы от срединной плоскости галактики	СОХ, динамическая топография Поверхностно-мантийный водообмен <i>Десятки миллионов лет</i>	Серии суперсеквенций Суперсеквенции
III	2.4	Долговременный цикл изменения орбитального эксцентриситета Земли	Ледниковая эвстазия Осадконакопление в открытых морских бассейнах Крупные магматические провинции <i>Сотни тысяч до миллионов лет</i>	Секвенции
	1.2	Долговременный цикл изменения наклона оси вращения Земли		
IV	400 125 95 тыс.	Кратковременные циклы изменения орбитального эксцентриситета Земли		Парасеквенции
V	41	Кратковременный цикл изменения наклона оси вращения Земли	Ледниковая изостазия <i>Десятки тысяч лет</i>	Серии пластов Пласты
	22	Цикл прецессии оси вращения Земли		

Астрохронологические циклы **пятого** порядка длиной 41 и 22 тыс. лет были также изначально выделены М. Миланковичем. Цикл длиной 41 тыс. лет связан с изменением наклона Земной оси, цикл 22 тыс. лет – с прецессией Земной оси. На уровне планетарных процессов, этому порядку соответствуют мантийно-литосферные процессы изостатической компенсации, связанные с нагрузкой и разгрузкой литосферы от веса ледников.

В табл. 1.2 приведено сопоставление порядков астрохронологических циклов, планетарных процессов и соответствующих им осадочных последовательностей. Терминология осадочных последовательностей приведена в соответствии с работами [43, 74].

### 1.3.3 Долговременная кривая изменений уровня моря в фанерозое

На рис. 1.23 приведена компиляция долговременных кривых глобального уровня моря (*long-term curve*), составленная по работам Б. Хака с соавторами 2008–2024 г. Долговременная кривая на рис. 1.23 является интегральной кривой уровня моря 1-го и 2-го порядков. Нулевым уровнем считается современный средний уровень моря.

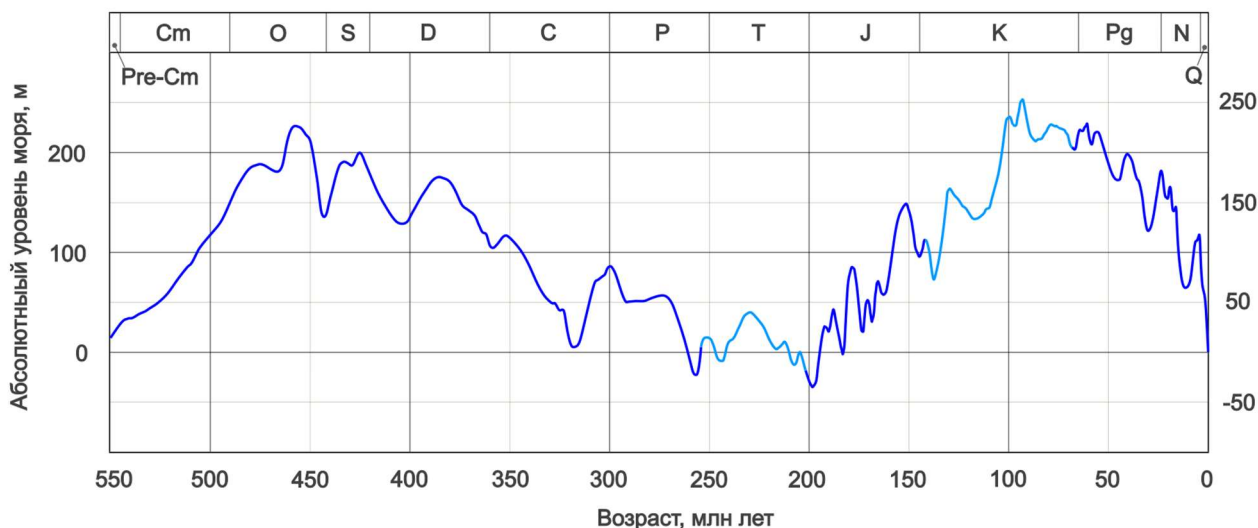


Рис. 1.23. Долговременная кривая глобального уровня моря в фанерозое

Для построения одной точки долговременной кривой исследователями используется несколько независимых определений абсолютного уровня моря на разных континентах. Список работ для построения кривой на рис. 1.23:

1. 0-66 Ma: Haq, Ogg – «Retraversing the Highs and Lows of Cenozoic Sea Levels », 2024 [46]
2. 66-143 Ma: Haq – «Cretaceous Eustasy Revisited», 2014 [39]

3. 143-201 Ma: Haq – «*Jurassic Sea-Level Variations: A Reappraisal*», 2017 [40]
4. 201-252 Ma: Haq – «*Triassic Eustatic Variations Reexamined*», 2018 [41]
5. 252-550 Ma: Haq, Schutter – «*A Chronology of Paleozoic Sea-Level Changes*», 2008 [47]

Для привязки циклов 3-го порядка к абсолютным отметкам уровня моря используется определенная отметка долговременной кривой 1-2 порядков в качестве максимума уровня моря в цикле 3-го порядка. В терминологии секвенс-стратиграфии, максимум уровня моря в цикле 3-го порядка соответствует поверхности максимального затопления (*MFS – maximum flooding surface*). То есть, долговременная кривая представляет собой интерполированный ряд уровней максимального затопления 3-го порядка, MFS. Амплитуда и продолжительность циклов 3-го порядка, в свою очередь, определяется методами био-, сейсмо- и секвенс-стратиграфии. Кривые циклов 3-го порядка приводятся в вышперечисленных работах.

В работе 2014 г. [39] Б. Хак акцентирует внимание на обстоятельства, при которых определения абсолютных отметок уровня моря могут различаться среди работ разных исследователей. Расхождения в оценках абсолютных амплитуд уровня моря связаны с мантийно-литосферной динамикой, историческими колебаниями отметок земной поверхности в разных точках исследований по отношению к уровню моря. Тем не менее, отметки времени начала и окончания циклов, а также общие тренды изменения уровня моря практически совпадают в работах исследователей.

Например, показано, что известное месторасположение исследований истории уровня моря, находящееся на восточной континентальной окраине Северной Америки в районе Нью-Джерси, за последние 70 млн лет испытало собственное погружение более чем на 100 м. Стало очевидным, что определения отметок абсолютного уровня моря в этом районе, датированные кайнозойской эрой – завышены из-за одновременного погружения континентальной окраины.

В работе 2025 г. [55] приводится описание компьютерного моделирования астрохронологических циклов Солнечной системы. В рамках работы, существование и продолжительность всех вышперечисленных астрохронологических циклов 3-5 порядка (табл. 1.2) подтверждаются результатами моделирования. Отмечается, что при расчетном обнулении массы планеты Марс в рамках моделирования, *исчезает* Земной цикл эллиптичности орбиты 3-го порядка длиной 2.4 млн лет. Возможно, именно гравитационное воздействие Марса оказывает влияние на ход Земных циклов ледниковой эвстазии, представляющих предмет изучения секвенс-стратиграфии.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1	<i>Бакиров А.А., Керимов В.Ю. и др.</i>	Теоретические основы поисков и разведки нефти и газа. Книга 1 и 2	2016
2	<i>Барабошкин Е.Ю.</i>	Практическая седиментология. Терригенные резервуары	2011
3	<i>Барабошкин Е.Ю. (главный редактор)</i>	Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы Одиннадцатого Всероссийского совещания	2022
4	<i>Бережной Д.В., Секаева Л.Р.</i>	Вопросы термодинамики в механике деформируемого твердого тела. Основы термодинамики необратимых процессов	2012
5	<i>Большаков В.А.</i>	Проблема 400-тысячелетней периодичности природных изменений плейстоцена	2015
6	<i>Бородкин В.Н., Курчиков А.Р.</i>	Геологическое строение, условия седиментации и нефтегазоносность берриас-нижнеаптских отложений северных и арктических районов Западной Сибири	2013
7	<i>Галкин С.В.</i>	Методология учета геологических рисков на этапе поисков и разведки нефтяных месторождений	2012
8	<i>Дмитриевский А.Н.</i>	Системный литолого-генетический анализ нефтегазоносных осадочных бассейнов	1982
9	<i>Ермолкин В.И., Керимов В.Ю.</i>	Геология и геохимия нефти и газа	2016
10	<i>Ершов С.В.</i>	Проблемы выделения и корреляции стратотипических разрезов неокома Западной Сибири в связи с клиноформным строением	2017
11	<i>Керимов В.Ю., Сенин Б.В., и др.</i>	Геология, поиски и разведка месторождений углеводородов на акваториях Мирового океана	2016
12	<i>Никишин А.М.</i>	Геология для нефтяников	2008
13	<i>Петрович, А.</i>	Канон ледникового периода. Милутин Миланкович и астрономическая теория изменений климата	2011
14	<i>Трубицын А.П., Трубицын В.П.</i>	Тепловой баланс Земли	2021
15	<i>Allen, P., Allen, J.</i>	Basin Analysis, 3rd ed.	2013
16	<i>Andrault, D., et. al.</i>	Experimental evidence for perovskite and post-perovskite coexistence throughout the whole D" region	2010
17	<i>Arndt, N., et. al.</i>	Mantle-derived magmas and magmatic Ni-Cu-(PGE) deposits	2006
18	<i>Berggren, W., et. al.</i>	A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy	1995
19	<i>Boulila, S., Haq, B., et. al.</i>	Long-term cyclicities in Phanerozoic sea-level sedimentary record and their potential drivers	2018
20	<i>Boulila, S., Haq, B., et. al.</i>	Potential encoding of coupling between Milankovitch forcing and Earth's interior processes in the Phanerozoic eustatic sea-level record	2021
21	<i>Cala, I., et. al.</i>	Relating the Flow Processes and Bedforms of Steady-State and Waning Density Currents	2020
22	<i>Cantalejo, B., et. al.</i>	Chasing the 400 kyr pacing of deep-marine sandy submarine fans: Middle Eocene Aínsa Basin, Spanish Pyrenees	2020
23	<i>Catuneanu, O., et. al.</i>	Sequence Stratigraphy: Methodology and Nomenclature	2011
24	<i>Catuneanu, O., Zecchin, M.</i>	High-resolution sequence stratigraphy of clastic shelves II: Controls on sequence development	2012
25	<i>Christidis, G.</i>	Industrial clays	2011
26	<i>Clemmensen, L., et. al.</i>	Triassic lithostratigraphy of the Jameson Land Basin (central East Greenland), with emphasis on the new Fleming Fjord Group	2020
27	<i>Diz, P., et. al.</i>	Interpretation of benthic foraminiferal stable isotopes in subtidal estuarine environments	2009
28	<i>Dutkiewicz, A., et. al.</i>	Deep-sea hiatus record reveals orbital pacing by 2.4 Myr eccentricity grand cycles	2024

29	<i>Dziewonski, A., Anderson, D.</i>	Preliminary reference Earth model (PREM)	1981
30	<i>Fossen, H.</i>	Structural Geology, 2nd ed.	2016
31	<i>Fossen, H., Teyssier, C.</i>	Plate Tectonics	2025
32	<i>Fowler, A.</i>	On the Thermal State of the Earth's Mantle	1982
33	<i>Fowler, M.</i>	The Solid Earth, 2nd ed.	2005
34	<i>Garnero, E.</i>	Heterogeneity of the Lowermost Mantle	2000
35	<i>Gramer, L.</i>	Kelvin-Helmholtz Instabilities	2007
36	<i>Green, D.</i>	Experimental petrology of peridotites, including effects of water and carbon on melting in the Earth's upper mantle	2015
37	<i>Green, D., Falloon, T.</i>	Pyrolyte: A Ringwood Concept and Its Current Expression	1998
38	<i>Grose, C., Afonso, J.</i>	The hydrothermal power of oceanic lithosphere	2015
39	<i>Haq, B.</i>	Cretaceous Eustasy Revisited	2014
40	<i>Haq, B.</i>	Jurassic Sea-Level Variations: A Reappraisal	2017
41	<i>Haq, B.</i>	Triassic Eustatic Variations Reexamined	2018
42	<i>Haq, B., Cloetingh, S.</i>	Tectonics vs eustasy: The oceanic container and its contents	2025
43	<i>Haq, B., et al.</i>	Chronology of Fluctuating Sea Levels Since the Triassic	1987
44	<i>Haq, B., et al.</i>	Mesozoic and Cenozoic Chonostratigraphy and Cycles of Sea-Level Change	1988
45	<i>Haq, B., Milliman, J.</i>	Perilous Future for River Deltas	2023
46	<i>Haq, B., Ogg, J.</i>	Retraversing the Highs and Lows of Cenozoic Sea Levels	2024
47	<i>Haq, B., Schutter, S.</i>	A Chronology of Paleozoic Sea-Level Changes	2008
48	<i>Haq, B., Xu, G.</i>	Seismic facies analysis: Past, present and future	2022
49	<i>Hardenbol, J., et al.</i>	Mesozoic and Cenozoic Sequence Chonostratigraphic Framework of European Basins	1998
50	<i>Hirschmann, M., et al.</i>	Calculation of Peridotite Partial Melting from Thermodynamic Models of Minerals and Melts. I. Review of Methods and Comparison with Experiments	1998
51	<i>Ganguly, J., et al.</i>	Density profiles of oceanic slabs and surrounding mantle	2008
52	<i>International Comission on Stratigraphy</i>	International Chronostratigraphic Chart	2024
53	<i>Jeanloz, R., Thomson A.</i>	Phase transitions and mantle discontinuities	1983
54	<i>Jones, R., Hillis, R.</i>	An integrated, quantitative approach to assessing fault-seal risk	2003
55	<i>Kane, S., et al.</i>	The Dependence of Earth Milankovitch Cycles on Martian Mass	2025
56	<i>Katsura, T., et al.</i>	Olivine-wadsleyite transition in the system (Mg,Fe) <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub>	2004
57	<i>Kneller, B. Branney, M.</i>	Sustained high-density turbidity currents and the deposition of thick massive sands	1995
58	<i>Koci, L., et al.</i>	Molecular dynamics calculation of liquid iron properties and adiabatic temperature gradient in the Earth's outer core	2007
59	<i>Langenhorst, F., Mccammon, C.</i>	Experimental evidence for the existence of iron-rich metal in the Earth's lower mantle	2004
60	<i>Laskar, J., et al.</i>	La2010: a new orbital solution for the long-term motion of the Earth	2011
61	<i>Leeder, M.</i>	Sedimentology and Sedimentary Basins, 2nd ed.	2011
62	<i>Leuthold, J., et al.</i>	Partial Melting of Lower Oceanic Crust Gabbro: Constraints From Poikilitic Clinopyroxene Primocrysts	2018
63	<i>Lisiecki, L.</i>	Links between eccentricity forcing and the 100,000-year glacial cycle	2010
64	<i>Liu, Zh., et al.</i>	Triaxial Compressive Strength, Failure, and Rockburst Potential of Granite Under High-Stress and Ground-Temperature Coupled Conditions	2022
65	<i>Manga, M., Jeanloz, R.</i>	Implications of a metal-bearing chemical boundary layer in D" for mantle dynamics	1996

66	<i>Matenco, L.</i>	Advances in the understanding of multi-scale and coupled evolution of orogens, sedimentary basins and the underlying lithosphere	2022
67	<i>Hodgson, D., Miller, K., et. al</i>	Sedimentology, stratigraphic context, and implications of Miocene intrashelf bottomset deposits, offshore New Jersey	2018
68	<i>Murphy, B., et. al.</i>	Contrasting modes of supercontinent formation and the conundrum of Pangea	2008
69	<i>Nader, F., et. al.</i>	Conceptualizing fluid-rock interaction diagenetic models with focus on tectonic settings	2024
70	<i>Nichols, G.</i>	Sedimentology and Stratigraphy, 2nd ed.	2009
71	<i>Pearson, P.</i>	Oxygen isotopes in foraminifera: overview and historical review	2012
72	<i>Pittaluga, B.</i>	On the equilibrium profile of river beds	2014
73	<i>Posamentier, H., et. al.</i>	Eustatic Controls on Clastic Deposition I - Conceptual Framework	1988
74	<i>Posamentier, H., Vail, P.</i>	Eustatic Controls on Clastic Deposition II - Sequence and Systems Tract Models	1988
75	<i>Prothero, D., Schwab, F.</i>	Sedimentary Geology, 3rd. ed.	2014
76	<i>Refan, M.</i>	Physical Simulation of Tornado-Like Vortices	2014
77	<i>Rey, P.</i>	The geodynamics of mantle melting	2015
78	<i>Rial, J.</i>	Earth's orbital eccentricity and the rhythm of the Pleistocene ice ages: the concealed pacemaker	2003
79	<i>Rijn, L. van</i>	Channel slopes of mud, silt and sand	2018
80	<i>Roberts, D., Bally, A.</i>	Regional Geology and Tectonics: Phanerozoic Rift Systems and Sedimentary Basins	2012
81	<i>Rose, P.</i>	Risk Analysis and Management of Petroleum Exploration Ventures	2000
82	<i>Russon, T., et. al.</i>	Potential origins of 400–500 kyr periodicities in the ocean carbon cycle: A box model approach	2010
83	<i>Sahagian, D., et. al.</i>	Eustatic Curve for the Middle Jurassic–Cretaceous Based on Russian Platform and Siberian Stratigraphy: Zonal Resolution	1996
84	<i>Shanmugam, G.</i>	Submarine fans: A critical retrospective (1950-2015)	2016
85	<i>Stein, C., Stein, S.</i>	A model for the global variation in oceanic depth and heat flow with lithospheric age (GDH1)	1992
86	<i>Stein, C., Stein, S.</i>	Are large oceanic depth anomalies caused by thermal perturbations?	2015
87	<i>Stern, R.</i>	Subduction Zones	2002
88	<i>Stixrude, L., Lithgow-Bertelloni, C.</i>	Mineralogy and elasticity of the oceanic upper mantle: Origin of the low-velocity zone	2004
89	<i>Tomlinson, E., Kamber, B.</i>	Depth-dependent peridotite-melt interaction and the origin of variable silica in the cratonic mantle	2021
90	<i>Turcotte, D., Schubert, G.</i>	Geodynamics, 3rd ed.	2014
91	<i>Van Wagoner, J., et. al.</i>	Energy Dissipation and the Fundamental Shape of Siliciclastic Sedimentary Bodies	2003
92	<i>Verard, C., et. al.</i>	3D palaeogeographic reconstructions of the Phanerozoic versus sea-level and Sr-ratio variations	2015
93	<i>Vervoort, P., et. al.</i>	Earth System Model Analysis of How Astronomical Forcing Is Imprinted Onto the Marine Geological Record: The Role of the Inorganic (Carbonate) Carbon Cycle and Feedbacks	2024
94	<i>Walter, M., et. al.</i>	Subsolidus phase relations and perovskite compressibility in the system MgO–AlO <sub>1.5</sub> –SiO <sub>2</sub> with implications for Earth's lower mantle	2006
95	<i>Wang, L., et. al.</i>	Bed load sediment transport and morphological evolution in a degrading uniform sediment channel under unsteady flow hydrographs	2019
96	<i>Wang, Zh., et. al.</i>	Heat Flow Correction for the High-Permeability Formation: A Case Study for Xiong'an New Area	2021

97	Yang, Sh., et. al.	An Experimental Study of Effect of High Temperature on the Permeability Evolution and Failure Response of Granite Under Triaxial Compression	2019
98	Yielding, G., et. al.	Quantitative Fault Seal Prediction	1997
99	Zavala, C.	Towards A Genetic Facies Tract for the Analysis of Hyperpycnal Deposits	2008
100	Zavala, C.	Hyperpycnal (over density) flows and deposits	2020
101	Zavala, C., et. al.	A Genetic Facies Tract for the Analysis of Sustained Hyperpycnal Flow Deposits	2011
102	Zavala, C., et. al.	Prodelta Hyperpycnites: Facies, Processes and Reservoir Significance - Examples from the Lower Cretaceous of Russia	2017
103	Zavala, C., et. al.	Deltas: a new classification expanding Bates's concepts	2021
104	Zavala, C., et. al.	Hyperpycnal littoral deltas: A case of study from the Lower Cretaceous Agrio Formation in the Neuquen Basin, Argentina	2021
105	Zavala, C., et. al.	Deltas: New paradigms	2024
106	Zavala, C., Arcuri, M.	Intrabasinal and Extrabasinal turbidites: origin and distinctive characteristics	2017
107	Zavala, C., Pan, S.	Hyperpycnal flows and hyperpycnites: origin and distinctive characteristics	2018
108	Zhang, Y., et. al.	Shock Compression and Melting of an Fe-Ni-Si Alloy: Implications for the Temperature Profile of the Earth's Core and the Heat Flux Across the Core-Mantle Boundary	2018

### Источники фотографий минералов:

Рис. 1.1. Метеориты Красноярск и Бренхам: <https://www.juniorm.ru/ru/stati/obrazovanie/377-meteority-gornogo-muzeya>

Рис. 1.4. Перидотит: <https://itssedimentary.com/2017/12/08/a-journey-to-the-center-of-the-earth-peridotite/>

Рис. 1.5 а – Оливин: <https://ru.wikipedia.org/wiki/Оливин>

Рис. 1.5, б – Вадслеит: <https://home.hiroshima-u.ac.jp/kawazoe/html/Kawazoe03-Crystal-EN.html>

Рис. 1.5, в – Рингвудит: <https://ru.wikipedia.org/wiki/Рингвудит>

Рис. 1.6. Бриджманит: <https://www.space.com/27884-bridgmanite-mineral-meteorite.html?cmpid=558610>

Рис 1.10. «Земля в хаде»: <https://ru.pinterest.com/pin/artstation-substance-flowing-lava--892205376156648709/>