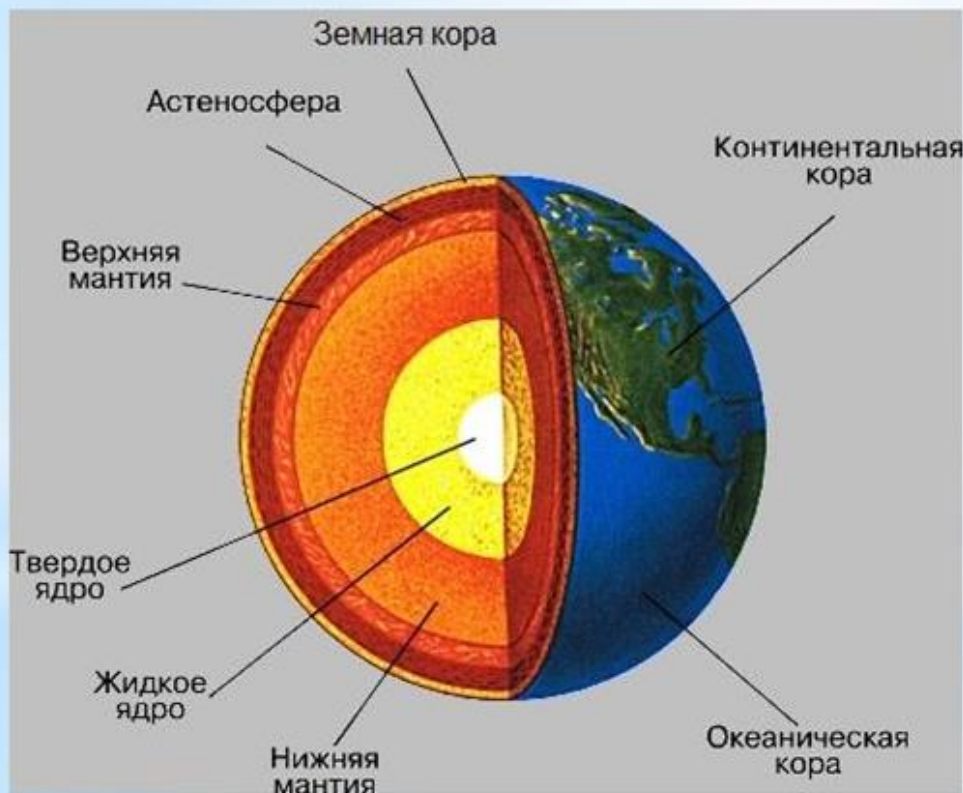


Тема 4. Оболочечное строение Земли. Дифференциация мантии.

* В строении Земли выделяют три основных слоя: земную кору, мантию и ядро.

* Земная кора в масштабе Земли это тонкая пленка её средняя мощность около 35 км.

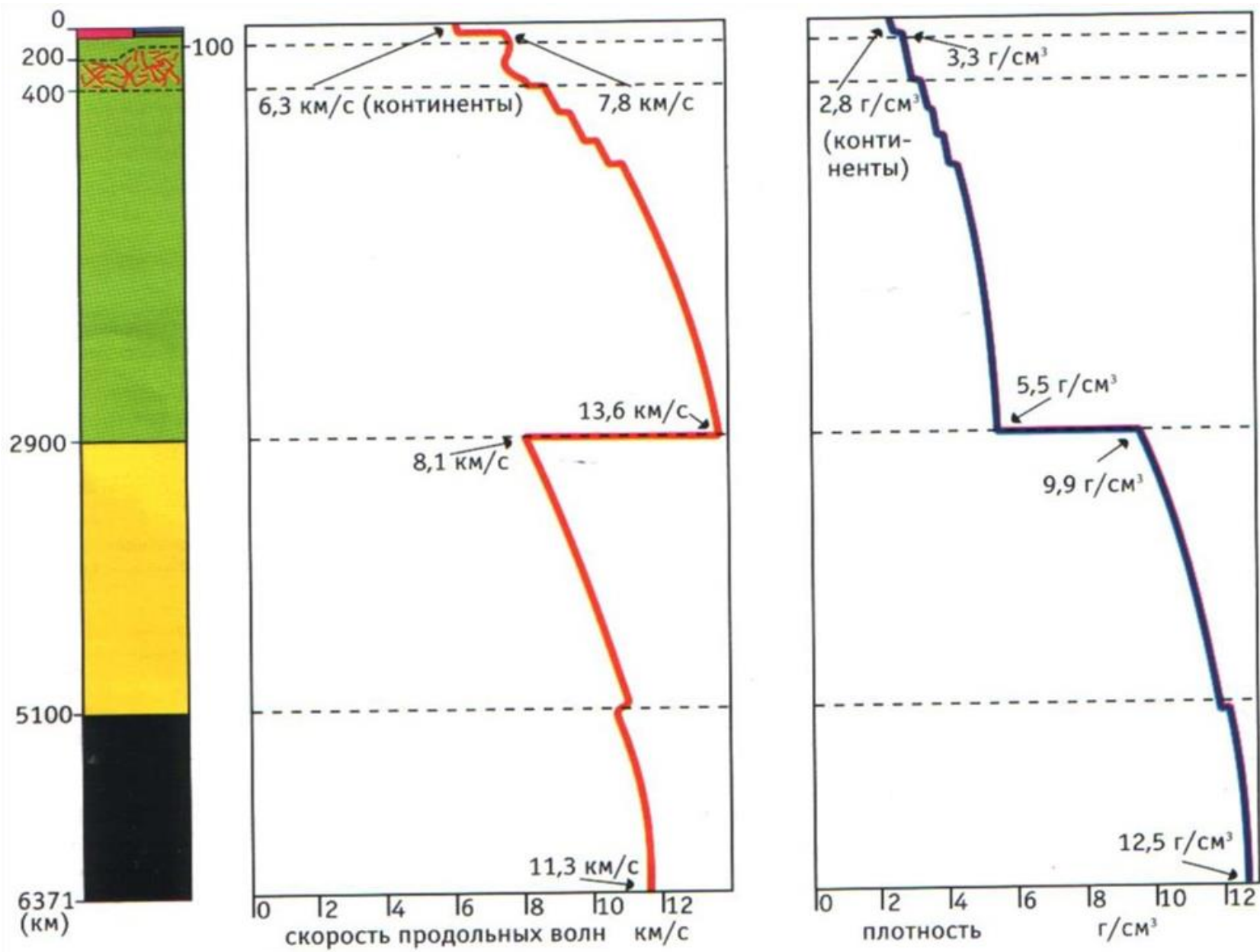


Соотношение оболочек Земли (в %)

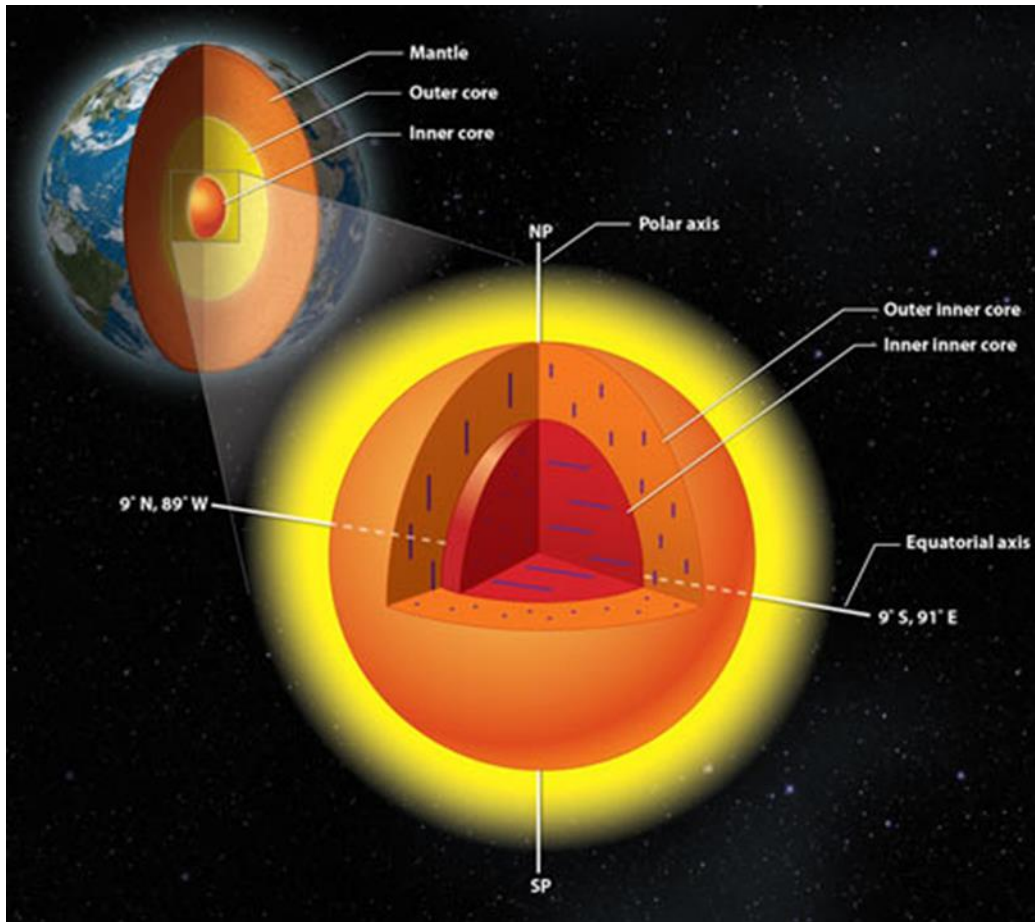
	По объему	По массе
Ядро	16,2	32,3
Мантия	82,8	66,0
Кора	2,0	1,7

Источники информации о составе оболочек Земли

Метод	Ядро	Мантия		Кора	
		нижняя	верхняя	нижняя	верхняя
Прямые наблюдения					+
Сейсмические данные	+	+	+	+	+
Космохимические аналогии	+	+	+	—	—
Эксперименты	+	+	+	+	+
Анализ вещества	—	включения в глубинных алмазах	мантийные ксенолиты	?	прямое опробование



Сейсмический и плотностной профили Земли



Принятая модель:
Fe,Ni-ядро Земли имеет радиус около 3,5 тыс. км и состоит из двух слоев: внешнего расплавленного мощностью около 2,2 тыс. км, и внутреннего твердого (1.2 тыс. км).

Недавно была предложена более сложная модель – внутреннее ядро было разделено на «внешнее внутреннее» и «внутреннее внутреннее» (с радиусом около 500 км).

Причина расслоения внутреннего ядра, вероятно, связана с фазовым переходом Fe из гексагональной ϵ -модификации в более плотную высокобарную модификацию α' (с объемно-центрированной кубической ячейкой), существование которой было предсказано на основе модельных расчетов и недавно экспериментально подтверждено (Hrubiak et al., 2018).

Плотность вещества ядра Земли примерно соответствует плотности метеоритного железа (Fe-Ni-сплава) при T-P-условиях ядра. Однако проведенная более тщательная экстраполяция показала, что плотность вещества ядра Земли на 7,5 % меньше, чем у Fe-Ni-сплава.

Это снижение плотности объясняется присутствием в веществе ядра более легких элементов.

Возможные кандидаты на роль «третьего легкого компонента»: - H, C, O, Si, S

Вероятный состав ядра Земли (по обзору McDonough, 2014)

Элемент	%	Элемент	%
Fe	85.50	N	0.0075
Ni	5.20	Cu	0.0125
Co	0.25	Ge	0.002
Si	6.00	As	0.0005
S	1.90	Se	0.0008
P	0.20	Mo	0.0005
C	0.20	W	0.000047
Cr	0.90	Pt	0.00057
Mn	0.03	Os	0.00028
Cl	0.02	Ir	0.00026
H	0.06	Au	0.00005

Современные оценки времени формирования ядра – не более 30 млн. лет с момента начала формирования Земли.

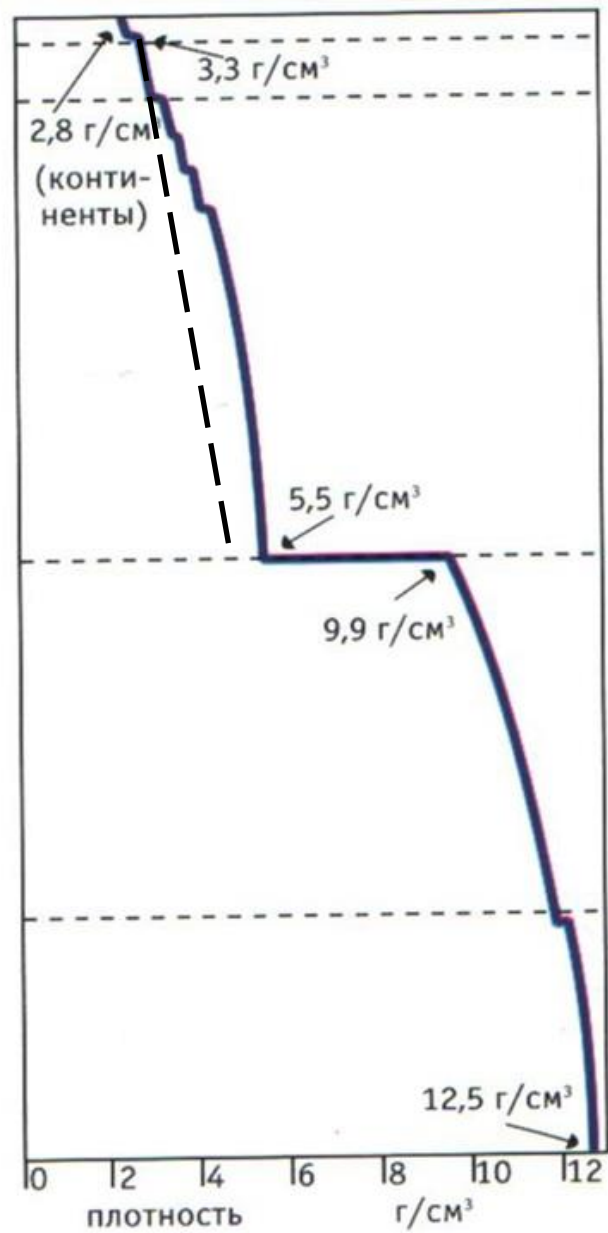
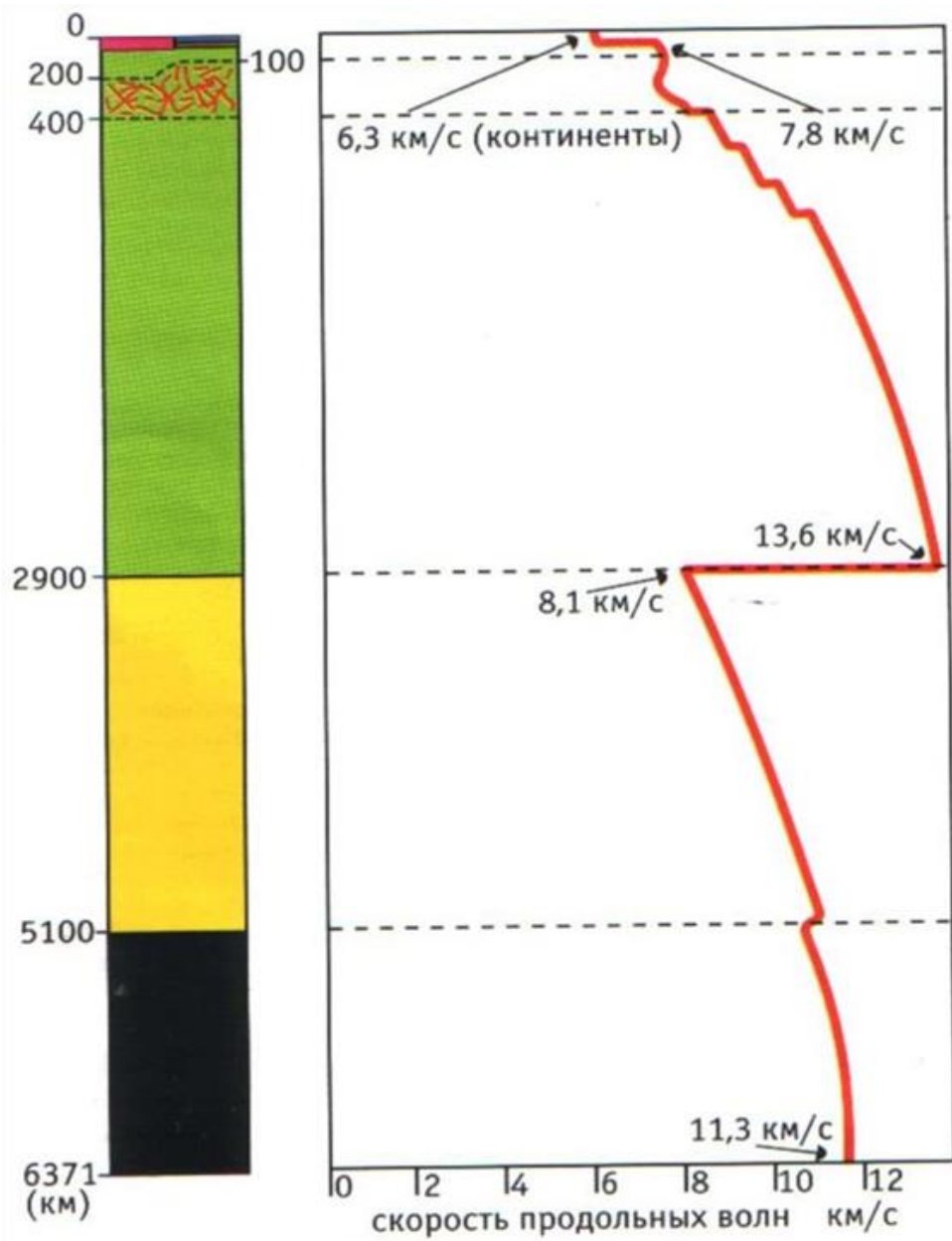
В гипотезе гетерогенной аккреции ядро (основная доля) образуется на самом начальном этапе формирования Земли, и затем только «дорастает».

Альтернативные модели состава ядра:

- «металлизированное» силикатное ядро (гипотеза Лодочникова – Рамзая)
- водородное металлическое ядро (Кун, Ритман, 1941)
- водородное («гидридное») ядро (Ларин, 1968)

Современными данными не подтвердились.

Строение мантии Земли.

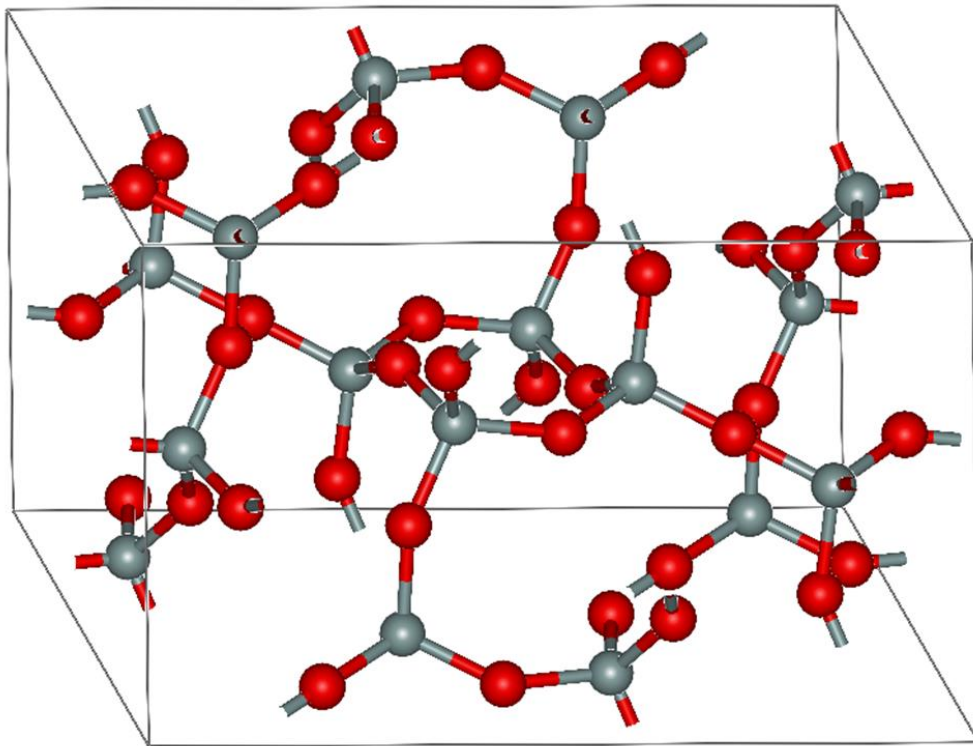


Сейсмический и плотностной профили Земли

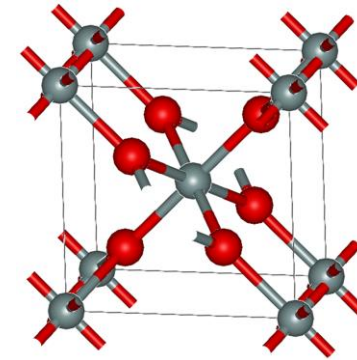
Явление **полиморфизма** – основа современного понимания фазового состояния вещества мантии.

Синтез при высоких Т-Р-параметрах высокоплотной фазы SiO₂ (Стишов, Попова, 1961) с октаэдрической координацией кремния (найденной вскоре в природе - минерал ***стишовит***, 1962 г.), послужил детонатором поиска высокобарных минералов – аналогов силикатов и алюмосиликатов с более компактной кристаллической структурой.

Элементарные ячейки кристаллических структур кварца и стишовита



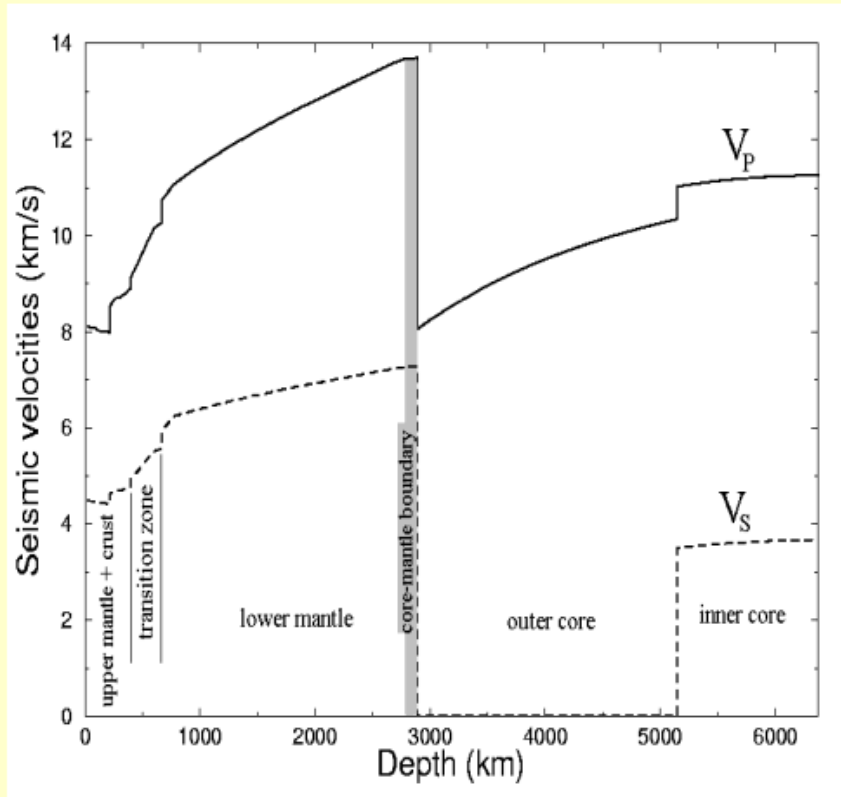
Кварц имеет рыхлую структуру из кремне-кислородных тетраэдров и, соответственно, невысокую плотность $2,65 \text{ г/см}^3$.



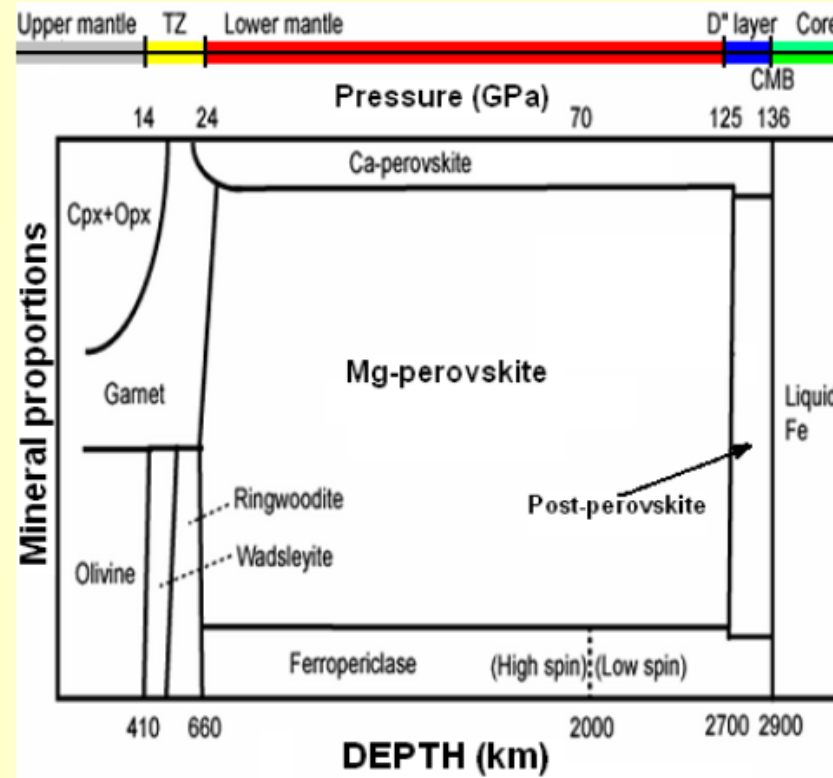
Стишовит имеет компактную структуру из плотно уложенных октаэдров, за счет чего его плотность $4,35 \text{ г/см}^3$.

Схема полиморфных превращений в системах Mg-Fe-Si-O-... является основой понимания минерально-химического состава и строения мантии.

Минералогическая модель земной мантии



Сейсмический профиль Земли



Минералогия земных недр

Фазовые превращения силикатов в мантии Земли в сопоставлении с геофизическими данными (Оганов, 2018)

(Минерал бриджманит $(Mg,Fe)SiO_3$ с кристаллической структурой перовскита был найден в виде микроскопических включений с метеоритах (2014 г.) Искусственный аналог был получен в 1987 г.)

Сейсмические разрывы на глубинах 900 км, 1200 км, 1700 км, 2300 км - загадка

Природа границ в строении мантии Земли

Оболочка, зона	Глубина, км	Фазовая ассоциация	Природа нижней границы
Нижняя кора	до 40	Оливин - пироксен - плагиоклаз	Химическая
Верхняя мантия	до 410	Оливин - пироксен - гранат (мейджорит)	Полиморфизм
Переходная зона	до 670	Вадслеит - пироксен - гранат (мейджорит) Рингвудит - гранат (мейджорит)	Полиморфизм
Нижняя мантия	до 2900	Бриджманит - ферропериклаз - Са-перовскит	Химическая
Внешнее ядро		Никелистое железо (расплав)	

Оливин – $(Mg,Fe)_2SiO_4$ (ромб.)

Пироксен – $(Mg,Fe)_2Si_2O_6$

Плагиоклаз – $(Ca,Na)(Al,Si)AlSi_2O_8$

Гранат (мейджорит) – $Mg_3(Mg,Si)(SiO_4)_3$

Вадслеит - $(Mg,Fe)_2SiO_4$ (ромб.)

Рингвудит – $(Mg,Fe)_2SiO_4$ (куб., стр-ра шпинели)

Ферропериклаз/магнезиовюстит – $(Mg,Fe)O$

Бриджманит (Mg-перовскит) – $(Mg,Fe)SiO_3$ (куб., стр-ра перовскита)

Са-перовскит – $CaSiO_3$



Традиционная модель строения Земли (а) и новая модель с выделением средней мантии (б)
(Пущаровский Д.Ю., 2016)

Дифференциация верхней мантии
и образование Земной коры.

Основополагающая идея процессов
дифференциация мантии – принцип
частичного плавления.

Пиролитовая модель верхней мантии (Рингвуд, Грин, 1962): «пиролит» = 3 ч. дунита + 1 ч. базальта

Достоинства:

1. Экспериментально воспроизводит образование двух типов базальтовых расплавов – толеитового при $P < 5$ кбар (аналог MORB) и оливинового при больших P (аналог OIB).
2. Имеет плотность, соответствующую наблюдаемой в верхней мантии.
3. Близок по составу к обыкновенным хондритам.

Недостатки:

1. Не имеет природного эквивалента в глубинных ксенолитах.
2. Содержит недостаточно летучих компонентов и микроэлементов.

Лерцолитовая модель (Дмитриев, 1969) лерцолит – ультраосновная порода (Ol + Орх + Срх + Нbl).

Достоинства:

1. Имеет природный эквивалент в глубинных ксенолитах OIB.
2. Содержит летучие и редкие микроэлементы (в роговой обманке).

Степень частичного плавления может быть определена по компонентам, существенно переходящим в расплав (например, калию).

Проблема: как объяснить образование высоко-К базальтов OIB с расчетной степенью плавления $<1\%$ - отделение малого количества расплава от матрицы.

Выход: перейти к рассмотрению динамического процесса – движению очага плавления в мантии вверх.
Фундаментальная аналогия с процессом «зонной плавки» (zone refining)

Причина плавления мантийного вещества – декомпрессия при движении вверх

⇒ конвекция вещества мантии

⇒ связь с тектоникой литосферных плит.



Латеральная неоднородность верхней мантии, связанная с ее дифференциацией:

Примитивная мантия
(никогда не плавилась)



Деплетированная мантия
(след от очага плавления)

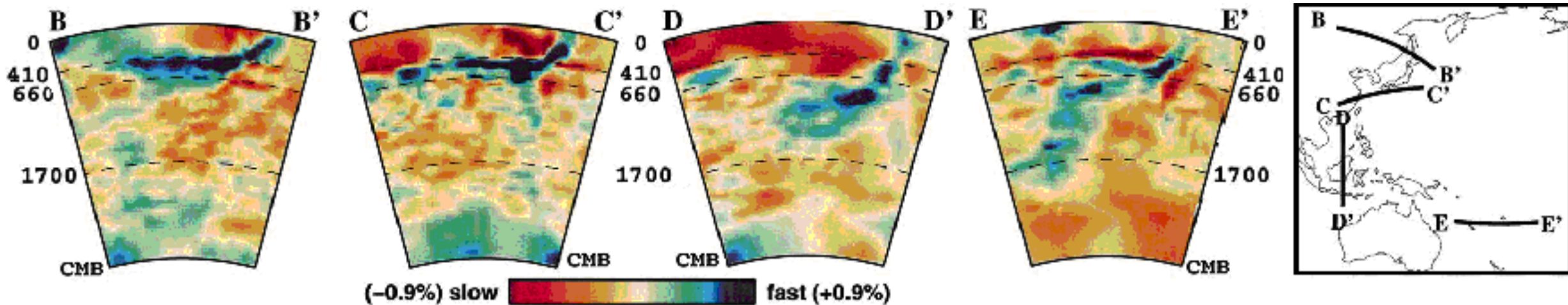
Обогащенная мантия
(замерший очаг плавления)

Деплетированная мантия (от англ. Depleted mantle, буквально – истощенная) – часть верхней мантии, обедненная электроположительными элементами с большими и/или высокозарядными ионами (U, Th, K, Rb, Cs, Sr, Ba, Be и др.) – **некогерентными элементами**, а также - легкой половиной РЗЭ (La, Ce, Pr, Nd, Sm). Деплетированная мантия характеризуется пониженными значениями изотопных отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, и повышенными – $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Из вещества деплетированной мантии сейчас выплавляются нормальные толеитовые базальты (N-MORB).

Некогерентные элементы – при магматическом процессе (плавление/кристаллизация) плохо входят в структуру породообразующих минералов (оливин, пироксены). Поэтому они накапливаются в расплаве и при дифференциации мантии лучше уходят земную кору.

Земная кора обогащается **легкоплавкими** элементами (но не легкими – примеры – U, Th, Pb).

Латеральная неоднородность мантии, связанная с субдукцией:



Результаты сейсмической томографии. Субдуцированные плиты в верхней и нижней мантии прослеживаются зонами повышенных скоростей. (Субдуцированная плита более холодная и более плотная, чем окружающая мантия.)

Предполагается, что древняя субдукция проявляется в изотопных аномалиях вещества мантии (например, в южной части Индийского океана).

Поведение летучих компонентов при дифференциации мантии.

Летучие компоненты вещества мантии при плавлении практически полностью переходят в расплав. В составе магматических расплавов они переходят из мантии в земную кору. При затвердевании расплавов они отделяются в виде легкой флюидной фазы и питают внешние подвижные оболочки Земли – **гидросферу** и **атмосферу**. К настоящему времени верхняя мантия потеряла большую доля запаса летучих (по оценкам – до 95 %).

По результатам исследований хадейских «детритных» цирконов, Земля имела гидросферу уже по крайней мере 4,2 млрд. лет назад.

Энергетика геологических процессов

Геологические процессы питаются за счет взаимных превращений разных форм энергии: механической, тепловой и химической.

При геологических процессах энергия в конечном итоге рассеивается (диссипирует), и для протекания геологических процессов нужно ее пополнение из какого-то источника.

Два типа источников – внешние (по отношению к Земле) и внутренние.

Внешние источники:

- солнечное излучение
- приливное торможение.

Внутренние источники

- остаточное тепло аккреции
- распад радиоактивных изотопов в недрах Земли
- гравитационная энергия плотностной дифференциации вещества Земли.

Эндогенные процессы питаются внутренними источниками энергии.

Вклад **энергии аккреции** убывает со временем, он был важен для ранних эпох развития Земли.

Суммарная оценка **радиогенного тепла** сильно зависит от оценки содержания радиоактивных изотопов (^{40}K , ^{232}Th , ^{238}U , ^{235}U) в ядре и мантии, где их очень мало. В пределах ошибки она перекрывает современный измеренный тепловой поток Земли. Этот источник также слабеет со временем.

Гравитационная энергия дифференциации мантии выделяется при переходе вещества (железа) из мантии в ядро и при выплавлении из ультраосновной мантии более легких базальтовых магм, питающих кору Земли.

В сумме эти источники обеспечивают весь наблюдаемый тепловой поток из недр Земли

Из внешних источников для Земли главное значение имеет **солнечное излучение** – на поверхности Земли оно дает в 1000 раз больше энергии, чем тепловой поток из недр. Однако большая часть поступающей энергии переизлучается поверхностью Земли обратно в космос.

В геологических процессах солнечная энергия проявляется в преобразованном виде – через движение вещества в атмосфере и гидросфере, фотосинтез и захоронение органического вещества, образование метастабильных гипергенных минералов и др.

Роль солнечного тепла резко убывает с погружением от поверхности. Годовые колебания температуры прослеживаются на глубину 10-15 м. Даже «вековые» колебания (оледенения) дали мощность многолетней мерзлоты до 1,5 км.

Энергия приливов для Земли дает малый вклад. За счет деформации коры она переходит в тепло. [Такой источник, вероятно, важен для процессов в недрах спутников Юпитера – Ио и др.]

Таким образом, **внешний источник доминирует в экзогенных процессах.**

