

## Строение и состав геосфер Земли.

См. В.П.Гаврилов. Геотектоника стр. 30-66

Ниже рассмотрим подробнее строение и состав геосфер Земли, ориентируясь главным образом на модель Ю.М.Пушаровского.

### Земная кора.

Первые представления о существовании земной коры были высказаны английским физиком У.Гильбертом в 1600 г. Им было предложено делить недра Земли на две неравные части: кору или скорлупу и твёрдое ядро. Развитие этих идей содержится в трудах Л.Декарта, Г.Лейбница, Ж.Бюффона, М.В.Ломоносова и многих других, зарубежных и отечественных учёных. В начале исследование земной коры было ориентировано на изучение земной коры континентов. Поэтому первые модели коры отражали особенности строения коры континентального типа.

В первой половине XX века изучение строения недр стало проводиться с использованием сейсмологии и сейсмики. Анализируя характер сейсмических волн от землетрясения в Хорватии в 1909 г., сейсмолог А.Мохоровичич, как уже указывалось, выделил чётко прослеживающуюся сейсмическую границу на глубине порядка 50 км, которую он определил как подошву земной коры (поверхность Мохоровичича, Мохо, или М).

В 1925 г. В.Конрад зафиксировал выше границы Мохоровичича ещё одну поверхность раздела внутри коры, которая также получила его имя - поверхность Конрада, или поверхность К. Учёным было предложено верхний слой коры мощностью порядка 12 км называть **г р а н и т н ы м** слоем, а нижний мощностью 25 км - **б а з а л ь т о в ы м**. Появилась первая двуслойная модель строения земной коры. Дальнейшие исследования позволили измерить мощность коры в разных областях континентов. Было установлено, что в низменных районах она составляет  $35 \div 45$  км, а в горных возрастает до  $50 \div 60$  км (максимальная мощность коры - 75 км зафиксирована на Памире). Такое утолщение земной коры Б.Гутенбергом было названо «*корнями гор*». Установлено было также, что гранитный слой имеет скорость  $5 \div 6$  км/с, свойственную для гранитов, а нижний -  $6 \div 7$  км/с, характерную для базальтов. Земную кору, состоящую из гранитного и базальтового слоёв, назвали **к о н с о л и д и р о в а н н о й к о р о й**, на которой располагается ещё один, верхний, осадочный слой. Его мощность варьировала в пределах  $0 \div 5-6$  км (максимальная мощность осадочного слоя достигает  $20 \div 25$  км).

Новый шаг в изучении строения земной коры континентов сделан в результате внедрения мощных взрывных источников сейсмических волн. В 1954 г. Г.А.Гамбурцевым был разработан метод **г л у б о к о г о с е й с м и ч е с к о г о з о н д и р о в а н и я (ГСЗ)**, позволивший «просветить» недра Земли до глубины в 100 км. Сейсмические исследования

стали проводить по специальным профилям, что позволило получать учёным непрерывную информацию о строении земной коры. Сейсморазведка проводилась в прибрежных зонах морей и океанов, а в начале 60<sup>ых</sup> годов начались глобальные исследования этим методом дна Мирового океана. Было научно обосновано представление о существовании двух принципиально различных типов коры: континентальной и океанической.

Материалы ГСЗ позволили советским геофизикам (Ю.Н.Годин, Н.И.Павлинкова, Н.К.Булин и др.) опровергнуть представления о существовании повсеместно выдержанной поверхности Конрада. Это было подтверждено и бурением Кольской сверхглубокой скважины, которая не вскрыла подошву гранитного слоя на глубине, указанной геофизиками. Стали развиваться представления о существовании нескольких поверхностей раздела типа поверхности Конрада, положения которых определялись не столько сменой состава кристаллических пород, сколько различной степенью их метаморфизма. Высказывались мысли о том, что в составе гранитного и базальтового слоёв земной коры существенную роль играют метаморфические породы (Ю.Н.Годин, И.А.Резанов, В.В.Белоусов и др.). Увеличение скорости сейсмических волн объяснялось возрастанием основности пород и большой степенью их метаморфизма. Таким образом, в составе гранитного слоя должны находиться не только гранитоиды, но и метаморфические породы (типа гнейсов, слюдястых сланцев и т.д.), возникшие из первично осадочных отложений. Слой стали называть *гранито-метаморфическим*, или *гранито-гнейсовым*. Под ним понималась совокупность магматических и осадочно-метаморфических пород, состав и фазовое состояние которых обуславливают физические параметры, близкие к таковым у неизмененных гранитов или гранитоидов, т.е. плотность порядка  $2,58 \div 2,64 \text{ г/см}^3$  и пластовая скорость  $5,5 \div 6,3 \text{ км/с}$ .

В составе базальтового слоя допускалось наличие пород глубокой (гранулитовой) стадии метаморфизма. Его стали именовать *гранулитобазальтовым*, *гранулито-эклогитовым*, и понимать под ним совокупность магматических и метаморфизованных пород среднего, основного или близкого к ним состава, имеющих физические параметры: плотность  $2,8 \div 3,1 \text{ г/см}^3$ , пластовую скорость  $6,6 \div 7,4 \text{ км/с}$ . Судя по экспериментальным данным, обломкам (ксенолитам) глубинных пород из трубок взрыва, этот слой может быть сложен гранулитами, габброидами, основными гнейсами и эклогитоподобными породами.

Термины гранитный и базальтовый слой остались в обращении, но их брали в кавычки, подчеркивая тем самым условность их состава и названия.

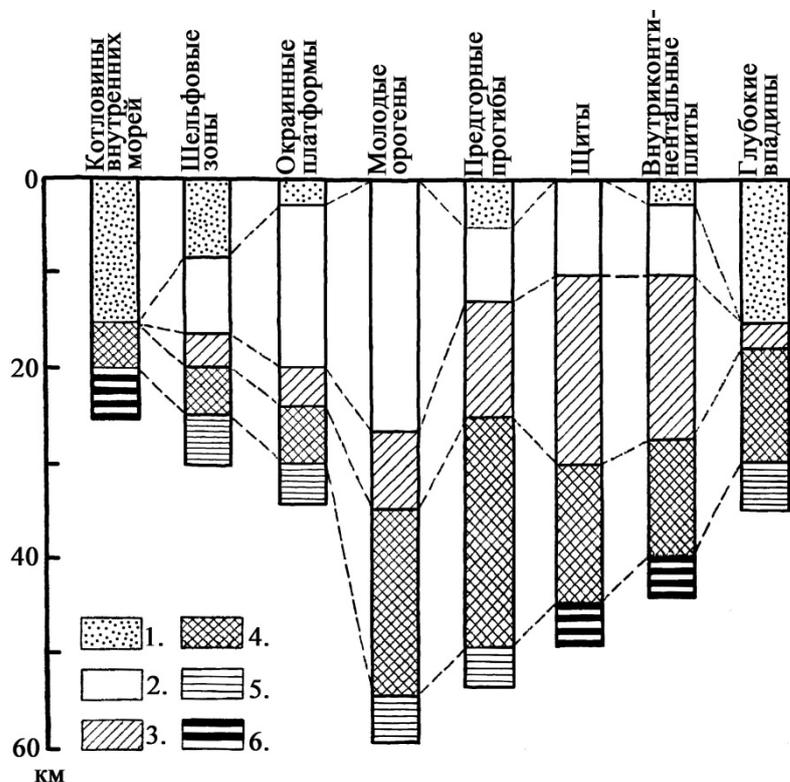
Современный этап развития представлений о строении земной коры континентов начался в 80<sup>ые</sup> годы прошлого столетия и характеризуется созданием трехслойной модели консолидированной коры.

Исследования ряда отечественных (Н.И.Павленкова, И.П.Косминская) и зарубежных (С.Мюеллер) учёных доказали, что в строении земной коры

континентов кроме осадочного слоя, необходимо выделить, по крайней мере, три, а не два, слоя: верхний, средний и нижний (рис. 1).

Верхний слой, мощностью  $8 \div 15$  км, отмечается нарастанием скорости сейсмических волн с глубиной, блоковостью строения, наличием сравнительно многочисленных трещин и разломов. Подошва слоя со скоростями  $6,1 \div 6,5$  км/с определяется как граница  $K_1$ . По мнению ряда учёных, верхний слой консолидированной коры соответствует гранитно-метаморфическому слою в двуслойной модели коры.

Второй (средний) слой до глубин  $20 \div 25$  км (иногда до 30 км) характеризуется некоторым снижением скорости упругих волн (порядка  $6,4$  км/с), отсутствием градиентов скоростей. Его подошва выделяется как граница  $K_2$ . Считается, что второй слой сложен породами типа базальтов, поэтому его можно отождествлять с «базальтовым» слоем коры.



**Рис.1** Скоростные колонки для основных структурных элементов материков (по Н.И.Павленковой).

1 - осадочный слой; 2-4 - слои консолидированной коры (2 - верхний, 3 - средний, 4 - нижний); 5 и 6 - мантия.

Третий (нижний) слой, прослеживающийся до подошвы коры, высокоскоростной ( $6,8 \div 7,7$  км/с). Для него присуща тонкая расслоенность и увеличение с глубиной градиента скорости. Он представлен ультраосновными породами, поэтому его нельзя относить к «базальтовому» слою коры. Есть предположения, что нижний слой коры является продуктом преобразования вещества верхней мантии, своеобразной зоной выветривания мантии (Н.И.Павленкова). В классической модели строения коры средний и

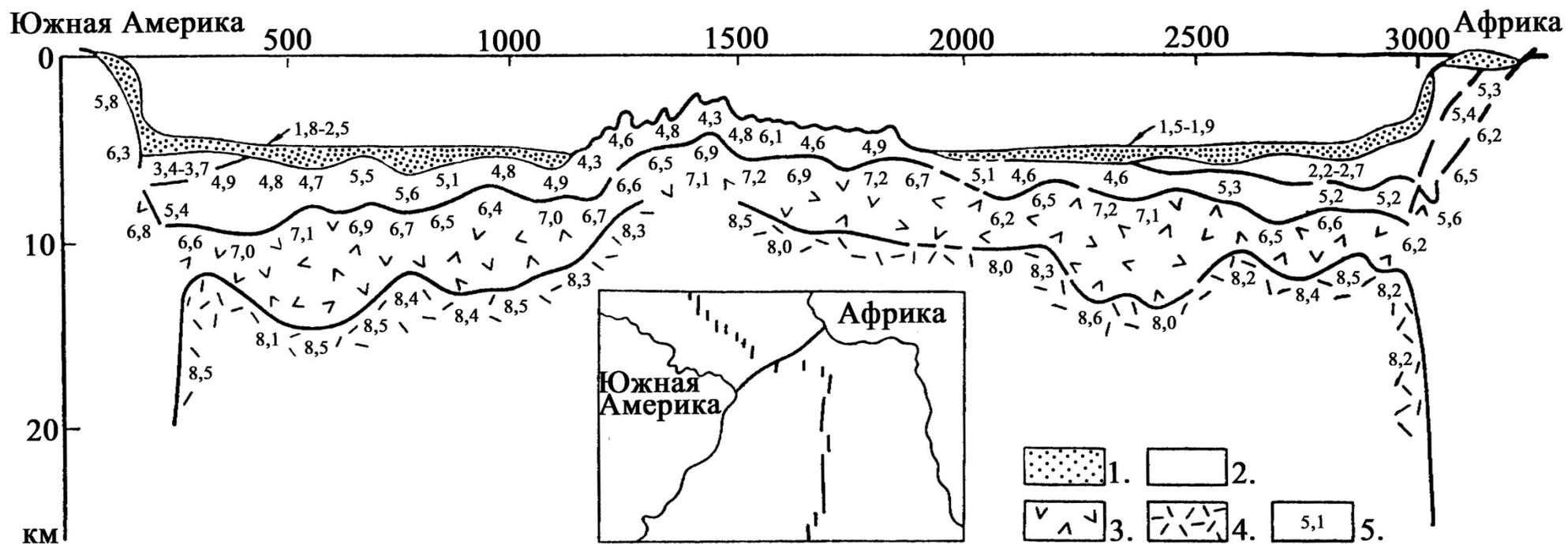
нижний слой составляют гранулитобазитовый слой.

Строение и мощности земной коры в пределах различных областей континентов несколько варьируют. Так, для земной коры глубоких платформенных впадин и передовых прогибов характерны следующие особенности строения: большая мощность осадочного слоя (до половины мощности всей коры); более тонкая и более высокоскоростная, чем на других участках платформ, консолидированная кора; приподнятое положение поверхности М. Часто в их пределах выклинивается или резко утоняется верхний («гранитный») слой консолидированной коры, существенно сокращается мощность и среднего слоя.

Характерной особенностью строения узких грабенообразных континентальных прогибов (рифтов) является сравнительно малая скорость распространения упругих колебаний в верхах мантии:  $7,6 \div 7,8$  км/с. Это связывают с частичным плавлением вещества мантии под рифтами, что в свою очередь указывает на подъём к подошве коры горячих масс из верхней мантии (астеносферный апвеллинг). Обращает на себя внимание утонение земной коры в зонах рифтов до  $30 \div 35$  км, причём уменьшение мощности происходит преимущественно за счёт «гранитного» слоя. Так, по данным В.Б.Соллогуба и А.В.Чекунова, мощность коры Украинского щита достигает 60 км, на долю «гранитного» слоя приходится  $25 \div 30$  км. Расположенный рядом Днепровско-Донецкий грабенообразный прогиб, который отождествляют с рифтом, имеет земную кору мощностью не более 35 км, из которых  $10 \div 15$  км составляет «гранитный» слой. Такое строение коры существует несмотря на то, что Украинский щит испытывал длительное поднятие и интенсивный размыв, а Днепровско-Донецкий рифт - устойчивое прогибание, начиная с рифея.

Горноскладчатые области континентов (орогены) характеризуются «раздутием» мощности коры. В их пределах наблюдается, с одной стороны, воздымание рельефа, с другой, - углубление поверхности М, т.е. существование корней гор. Впоследствии было доказано, что это понятие справедливо для горноскладчатых областей в целом, внутри же их наблюдаются как корни, так и антикорни.

Особенностью орогенов является также присутствие в низах коры - верхах мантии областей понижения скоростей упругих колебаний (менее 8 км/с). По своим параметрам эти области схожи с телами разогретой мантии в осевых частях рифтов. Нормальные мантийные скорости в орогенах наблюдаются на глубинах  $50 \div 60$  км и более. Следующей особенностью строения коры орогенов является увеличение мощности верхнего слоя со скоростями  $5,8 \div 6,3$  км/с. Сложен он метаморфическим комплексом, претерпевшим инверсию. В ряде случаев в его составе обнаруживаются слои пониженных скоростей. Так, в Альпах выявлено два слоя пониженных скоростей, залегающих на глубинах  $10 \div 20$  км и  $25 \div 50$  км. Скорости продольных волн в их пределах равны соответственно:  $5,5 \div 5,8$  км/с и 6 км/с. Такие низкие скорости (в особенности у верхнего слоя) позволяют



**Рис.2** Сейсмический разрез через экваториальную Атлантику (по Р.Лейдену, Р.Шеридану, М.Эвингу).

1 – 3 - слои океанической коры (1 – осадочный, 2 – базальтовый, 3 – габбро-серпентинитовый); 4 – мантия; 5 – скорости сейсмических волн, км/с

предположить существование жидкой фазы в твёрдом остове земной коры Альп.

Таким образом, комплекс геофизических данных свидетельствует о повсеместном утолщении коры под континентальными горноскладчатыми сооружениями, существовании латеральной неоднородности внутри них, наличии в коре орогенов особых тел с промежуточными между корой и мантией скоростями сейсмических волн.

Параллельно с развитием представлений о строении коры континентов в последние 40 лет существенно прояснилось строение и состав океанической коры. Это стало возможным благодаря целенаправленным исследованиям Мирового океана, включая глубоководное бурение. Установлено, что океаническая кора по своему строению принципиально отличается от континентальной. Она состоит из трёх слоев: первого - осадочного, второго - базальтового, и третьего - габбро-серпентинитового (рис. 2).

*Первый (осадочный) слой* с поверхности покрывает дно морей и океанов. Плотность осадков составляет около  $2 \text{ г/см}^3$ . Скорость распространения сейсмических волн варьирует от 1,5 до 2,5 км/с. Образование осадочного слоя океанов происходит, главным образом, за счёт выноса осадочных веществ реками с континентов (19,5 млрд. т в год), собственного океанического осадконакопления (1,8 млрд. т в год) и вулканической деятельности (1,7 млрд. т в год). В меньшем масштабе осадочный материал поставляется в Мировой океан ледниками, морской абразией, деятельностью ветра.

Стратиграфический диапазон осадочного слоя океанической коры находится в интервале от позднеюрского (самые древние осадочные породы, вскрытые в океанах скважинами) до голоценового возраста. Распределение разновозрастных осадков на дне Мирового океана носит закономерный характер: в центральных районах располагаются наиболее молодые (современные) образования, а по мере приближения к континентам появляются всё более и более древние породы. Мощности слоя сильно варьируют. На участках крутого уклона дна (уступы материкового склона, склоны подводных поднятий и гор) осадки под действием силы тяжести соскальзывают, обнажая породы второго и третьего слоев. Однако на большей части океанического дна осадочный слой присутствует. Наименьшая мощность его наблюдается в пределах срединно-океанических хребтов. Обычно осадки (не более 100 м) заполняют карманы между горными пиками. На самих вершинах они, как правило, отсутствуют, иногда располагаясь на них в виде своеобразных шапок. Дно рифтовой долины, сложенное базальтовыми породами, покрыто тонким слоем преимущественно органогенных осадков. В пределах океанического ложа мощность осадочного слоя не превышает 500 м. Осадки распределены равномерно, возрастая до нескольких километров по направлению к континентам и в глубоководных желобах.

Аномально высокие мощности осадочного слоя установлены по

перифериям океанов. Так, в пределах материковой окраины Атлантического океана выявлены мощные осадочные тела (линзы), вытянутые вдоль подножия континентального склона субпараллельно береговой линии. Мощность осадков превышает 10 км, их строение осложнено солянокупольной тектоникой. Столь же внушительные мощности осадочного слоя отмечаются и в котловинах окраинных морей Переходной зоны (Охотское, Японское и другие моря). В состав слоя входят глинистые, кремнистые и карбонатные глубоководные пелагические осадки. Ближе к континентам появляются примеси обломочного материала, сносимого с суши (гемипелагические осадки).

Степень деформированности осадочного слоя океанов изучена пока недостаточно. Обычно осадки выполняют неровности рельефа дна, залегая субгоризонтально. Однако во многих местах Мирового океана обнаружены складки, соляные и глинистые диапиры, разломы. Всё это свидетельствует о напряженной динамической обстановке в пределах осадочной толщи океанов.

*Второй (базальтовый) слой* сложен чередованием базальтовых лавовых потоков, брекчий, вулканических пеплов и долеритовых даек. Такая разнородность слоя определяет и резкие колебания скоростей продольных сейсмических волн от 2,2 до 5,5 км /с. Формирование верхней части слоя происходило в условиях подводного вулканизма, о чём свидетельствуют шаровые поверхности базальтовых потоков, напоминающих гигантские колбасы или причудливо переплетающиеся слоновьи хоботы. Потоки лав иногда перекрывали донные осадки, и образовывался своеобразный «слоёный пирог». С глубиной количество и мощность базальтовых пластов увеличиваются, а слои осадочных пород исчезают. Базальты имеют толеитовый состав, а на вулканических островах распространены щелочные базальтоиды с меньшим содержанием кремнезема, оксидов кальция и магния. В нижней части базальтового слоя располагаются долеритовые дайки - система субвертикальных трещин, которые в свое время служили подводными каналами для базальтовых лав, изливавшихся на океаническое дно. Базальтовый слой является акустической границей с вышележащими осадками. Поэтому его рассматривают как акустический фундамент осадочной толщи океанов. Мощность слоя варьирует от 1,5 ÷ 2 км в районах подводных поднятий, до 0 ÷ 500 м в наиболее глубоководных впадинах.

*Третий (габбро-серпентинитовый) слой* представляет фундамент океанической коры. Он прослеживается стабильно во всех частях океанов. Слой характеризуется постоянством мощности (5 ÷ 6 км) и скоростью распространения сейсмических волн в пределах 6,4 ÷ 7,2 км/с. Данные драгирования океанического дна в узких и глубоких расселинах показывают, что верхняя часть третьего слоя представлена габбро, которые образовались при медленной кристаллизации толеитовых базальтовых\* расплавов в магматическом очаге, питающем рифтовые зоны океанов. Нижняя часть

---

\* Толеитовые базальты (толеиты) - морские базальты, обогащенные кремнезёмом. Название дано по местности Толей на Земле Саар, Германия.

состоит из серпентинитов, возникших при гидратации ультраосновных пород мантии океаническими водами, проникающими вглубь по трещинам литосферы.

Трехслойное строение океанической коры, состоящей из осадочного, базальтового и габбро-серпентинитового слоёв, характерно лишь для ложа океанов. Иное строение имеет океаническая кора в пределах срединно-океанических хребтов. Здесь практически отсутствует первый слой, не имеет чёткого распространения и третий, он как бы выклинивается к центральной части срединно-океанических хребтов (см. рис. 8). Это дало основания некоторым учёным говорить о своеобразной смеси «мантия - кора» в пределах центральных частей срединно-океанических хребтов. Коромантийная смесь залегает в виде гигантских линз (осевых тел), вытянутых практически на всю длину хребтов при мощности до 80 км.

Промежуточная кора выделяется по предложению И.Л.Косминской. Для этого типа коры характерны признаки как континентальной, так и океанической коры, в связи с чем различают два подтипа: субконтинентальный и субокеанический.

*Субконтинентальная кора* характерна для некоторых островных дуг. В её строении присутствуют осадочный, «гранитный» и «базальтовый» слои. «Гранитный» слой, в отличие от континентов, существенно сокращён в своей мощности. Более того, он не имеет резкой границы с нижерасположенным «базальтовым» слоем. Общая мощность субконтинентальной коры  $30 \div 35$  км.

Субокеаническая кора присуща окраинным и некоторым внутриконтинентальным морям. По своему строению она тождественна океанической коре, но отличается значительно увеличенной мощностью осадочного слоя (до 20 км). «Гранитный» слой практически отсутствует и происходит как бы постепенное уплотнение осадочных пород с глубиной. Мощность субокеанической коры  $30 \div 35$  км.

В химическом отношении состав земной коры определяется в первую очередь кислородом (49,13%), кремнием (26%) и алюминием (7,45%). Значительную роль играют также железо (4,2%), кальций (3,25%), натрий (2,40%), калий (2,35%) и магний (2,35%). Самый распространённый элемент - кислород - находится в коре в виде окислов:  $\text{SiO}_2$  (58%),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (15%),  $\text{FeO}$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (8%),  $\text{CaO}$  (6%),  $\text{MgO}$  (4%),  $\text{N}_2\text{O}$  (4%),  $\text{K}_2\text{O}$  ( $2 \div 2,5\%$ ) и т.д. Кора характеризуется относительно высоким содержанием долгоживущих радиоактивных изотопов урана, тория и калия. Максимальная их концентрация отмечается в кислых породах ( $3,5 \cdot 10^{-4}$  % в гранитах), минимальная - в ультраосновных ( $3 \cdot 10^{-7}$  % в дунитах). В минералогическом отношении земная кора состоит из легкоплавких силикатов с преобладанием алюмосиликатов.

Химический состав земной коры отличается от состава нижележащих оболочек и метеоритного вещества повышенной концентрацией кислорода, кремнезема, щелочных металлов, большинства редких элементов и пониженным содержанием магния и элементов группы железа (Fe, Co, Ni,

Cr). Считают, что вещество земной коры образовалось из мантии за счёт выплавления и дегазации. По данным А.Б.Ронова и А.А.Ярошевского, общая масса вещества, вынесенного из мантии в материковую кору, составляет  $22,37 \cdot 10^{24}$  г, а в океаническую -  $6,09 \cdot 10^{24}$  г.

П о в е р х н о с т и р а з д е л а земной коры. Наиболее хорошо изучена в структурном отношении земная кора континентов, где она характеризуется расслоенностью (свойство деламинации). По сейсмическим данным в её пределах выделяется две основные поверхности раздела: кровля консолидированной коры - поверхность фундамента, и её подошва - поверхность Мохоровичича. Кроме того, внутри континентальной коры выделяются поверхности  $K_1$  и  $K_2$  и ряд зон пониженных сейсмических скоростей (волноводы).

Поверхность фундамента особенно чётко выделяется в пределах континентальных платформ, занимающих  $85 \div 90\%$  площади континентов. Она проводится по смене осадочных пород гранитно-метаморфическим комплексом. Граница чётко фиксируется по сейсмическим данным. Если в осадочном слое продольные волны имеют скорость  $2,0 \div 5,0$  км/с, то в первом слое консолидированной коры они возрастают до  $6,0 \div 6,5$  км/с. Исследования последних лет (М.Г.Леонов и др., 2000) показали, что эта граница не постоянна во времени, а способна мигрировать вверх, поглощая и включая в состав фундамента новые комплексы за счёт переработки отложений низов осадочного слоя. Это явление получило название в е р т и к а л ь н о й а к к р е ц и и . М.Г.Леонов и его соавторы понимают это как прогрессивное наращивание гранитно-метаморфического слоя консолидированной коры континентов под влиянием гранитизации нижних секций осадочного чехла платформ. Преобразующим фактором выступает метасоматический метаморфизм, возникающий под действием глубинных эманаций (флюидных потоков, газов). Происходит привнос в первично-осадочные породы соединений, типичных для гранитов (прежде всего  $K_2O$ ,  $Na_2O$ ,  $Al_2O_3$  и т.д.). При этом фоновый температурный режим не достигает точки плавления пород, а гранитизация ограничивается метасоматическими преобразованиями среды, основной объём которой находится в субсолидусном состоянии. Преобразованная (гранитизированная) среда приобретает сравнительно повышенную проницаемость, расслоенность, способность к пластическому течению (рейдная деформация).

В результате гранитизации происходит наращивание первого (гранито-метаморфического) слоя консолидированной коры континентов за счёт нижних секций осадочного чехла. Процесс вертикальной аккреции повторяется неоднократно и граница «чехол-фундамент» перемещается вверх по разрезу. По мнению М.Г.Леонova, это приводит к возникновению «псевдослоистой» структуры фундамента (гранито-метаморфического слоя) с некими «поверхностями-фантомами».

Изложенная трактовка фундамента платформенных областей континентов позволяет его рассматривать как новый резервуарный слой

коры, способный вмещать и отдавать жидкий и газообразный флюид, подобно осадочному слою.

Поверхность Мохо чётко отбивается скачком скоростей продольных волн от  $7,5 \div 7,7$  км/с до  $7,9 \div 8,2$  км/с. В океане она отвечает переходу от габбро-серпентинитового (полосчатого) слоя, с преобладанием габброидов, к перидотитам. Сейсмические материалы, собранные к концу 70<sup>ых</sup> годов прошлого столетия, позволили геофизикам обосновать представления о том, что поверхность Мохо является неким переходным слоем от коры к мантии. Обычно в его пределах отбивается два и даже более сейсмически адекватных раздела М, располагающихся друг над другом с разницей по глубине иногда до  $8 \div 10$  км. В.Б.Соллогубом была высказана идея о разновозрастности этих «дубликатов» поверхности М. Так, в Карпатах им выделяется три раздела М на глубинах:  $40 \div 45$  км (мезозойско-кайнозойского возраста),  $55 \div 60$  км (рифей-раннепалеозойского возраста) и  $60 \div 65$  км (раннепротерозойского возраста). По его мнению, в переходной зоне происходит перемешивание мантийного и корового материала с нарастанием мантийной компоненты с глубиной. К этой мысли пришли и европейские геофизики в конце 90<sup>ых</sup> годов прошлого столетия, утверждая, что граница Мохо должна рассматриваться как зона тонкого переслаивания пород с мантийными и коровыми свойствами, и что по этой зоне происходит дифференциальное перемещение коры относительно мантии глобального масштаба. Наиболее вероятны такие срывы в обстановке коллизионных горноскладчатых областей, континентальных рифтов и трансформных разломов.

Внутри континентальной коры выделяется несколько внутренних поверхностей раздела. Большинство из них не имеют непрерывного распространения, а развиты лишь в пределах отдельных регионов. Наиболее устойчивы две поверхности:  $K_1$  и  $K_2$ . Граница  $K_1$ , как уже указывалось, является подошвой верхнего слоя консолидированной коры платформ с характерными скоростями  $6,1 \div 6,5$  км/с. Граница  $K_2$  делит второй и третий слои коры континентов. Она выражена менее чётко, чем поверхность  $K_1$ .

Наряду с этим в пределах коры выделяется несколько слоёв с пониженной скоростью сейсмических волн. Впервые идею о возможности существования в земной коре слоёв с пониженной скоростью сейсмических волн высказал Б.Гутенберг в 1951 г. Последующие сейсмические исследования это подтвердили. Наиболее распространены «волноводы» в «гранитном» слое коры на глубине от  $8 \div 10$  до  $15 \div 20$  км. В ряде районов (Закарпатский прогиб, Богемский массив, Карпаты, Рейнский грабен и др.) волновод установлен в нижней части «базальтового» слоя.

На древних платформах ослабленные слои (волноводы) устанавливаются чаще в основании верхнего слоя коры; на молодых - преимущественно в среднем слое. В горно-складчатых областях мощности волноводов увеличиваются, и положение их смещается к подошве коры.

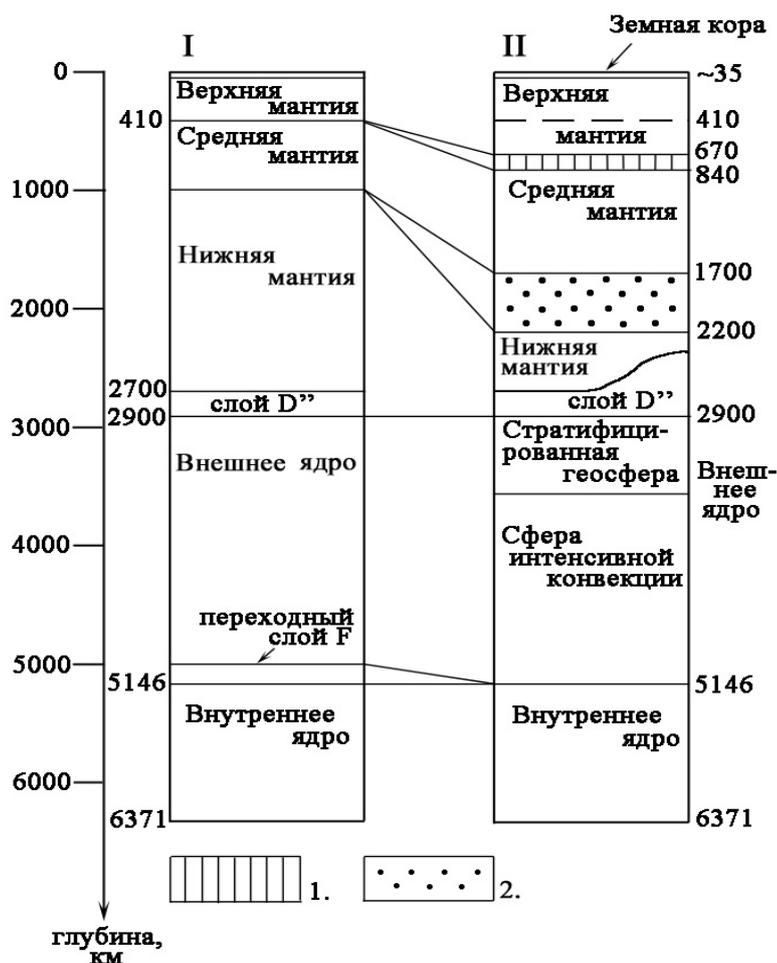
## Мантия.

Мантия заключена между поверхностями Мохоровичича и Вихерта – Гуттенберга. На её долю приходится 83% объема Земли и почти 67% массы. Традиционно сейсмологические данные позволяли выделять в её пределах верхнюю мантию (слой В), среднюю мантию (слой С) и нижнюю мантию (слои D' и D'').

В традиционной модели строения мантии Земли верхняя мантия отделена от средней границей раздела на глубине около 410 км, при переходе через которую скорость сейсмических волн возрастает (продольных от 7,9 ÷ 9,0 до 9,0 ÷ 11,4 км/с; поперечных от 4,5 ÷ 5,0 до 5,0 ÷ 6,4 км/с).

Средняя мантия (слой Голицына) отделяется от нижней на глубине 950 ÷ 1000 км. Ниже этой поверхности раздела скорость сейсмических волн нарастает плавно и меняется для продольных волн от 9,0 ÷ 11,4 до 11,4 ÷ 13,6 км/с; для поперечных - от 5,0 ÷ 6,4 до 6,4 ÷ 7,3 км/с. Иногда среднюю мантию рассматривают в составе верхней в качестве нижнего слоя.

Нижняя мантия (слои D' и D'') прослеживается до глубины 2900 км. Граница раздела чёткая, так как здесь происходит резкое падение скорости распространения упругих колебаний до 8,1 км/с, а поперечные колебания не



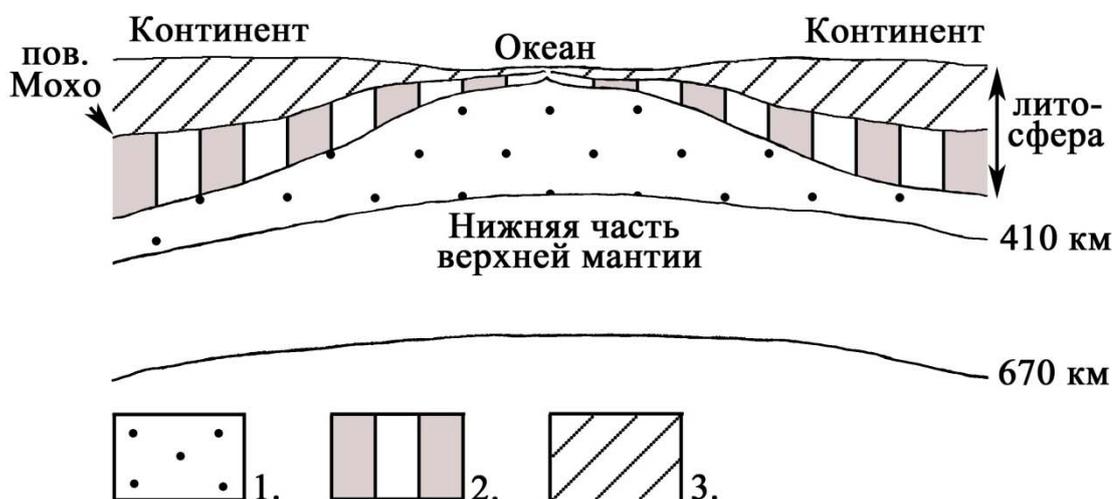
**Рис.3** Сопоставление моделей внутреннего строения Земли традиционной (I) и новой (II) (по Ю.М.Пуцаровскому).

1 – зона раздела I; 2 – зона раздела II.

прослеживаются. В основании нижней мантии, по снижению скорости продольных волн до 12,6 км/с, выделяют переходную оболочку (слой D''), которая располагается в интервале глубин 2700 ÷ 2900.

В соответствии с моделью строения мантии, предложенной Ю.М.Пушаровским, в ней, как уже указывалось, выделяется не три, а шесть подразделений: верхняя мантия, состоящая из верхней и нижней частей, зона раздела I, средняя мантия, зона раздела II и нижняя мантия. Меняются и границы, определяющие кровлю и подошву выделенных оболочек (рис. 3). Дальнейшее рассмотрение строения и состава мантии будет проводиться в соответствии с моделью Ю.М.Пушаровского.

Верхняя мантия расположена между подошвой земной коры (поверхность М) и границей раздела на глубине 670 км. На глубине 410 км верхняя мантия, согласно представлениям Ю.М.Пушаровского, разделена на верхнюю и нижнюю части. Верхняя часть в традиционных моделях мантии соответствует всему объёму верхней мантии. В свою очередь она состоит из двух основных слоёв. Верхний слой (*субстрат* по Е.Люстиху) совместно с земной корой образует литосферу. Эта жёсткая оболочка, характеризующаяся высокой прочностью и упругими свойствами, залегает на ослабленном, пластичном астеносферном слое. Надастеносферный слой мантии имеет преимущественно перидотит-эклогитовый состав, плотность до 3,3 г/м<sup>3</sup> и скорости распространения сейсмических волн 7,9 ÷ 8,4 км/с. В



**Рис.4** Принципиальная схема строения верхней мантии Земли.  
1 - астеносфера; 2 - субстрат (перидотитовый слой); 3 - земная кора.

связи с этим его иногда называют *перидотитовым слоем* (рис. 4).

Подошва литосферы определяется положением температурной поверхности солидуса мантийного вещества (порядка 1300<sup>0</sup>С). Под материками подошва литосферы залегает на глубинах от 150 ÷ 200 км под молодыми платформами до 250 ÷ 350 км под щитами древних платформ, тогда как под океанами от 7 ÷ 10 км под гребнями срединно-океанических хребтов до 30 ÷ 90 км под абиссальными участками дна.

Такое существенное различие в мощностях континентальной и

океанической литосферы объясняется более древним возрастом первой. Согласно представлениям О.Г.Сорохтина, подкоровые части литосферы образуются за счёт охлаждения и полной кристаллизации горячего мантийного вещества. Как результат этого процесса происходит увеличение мощности литосферы по корневой зависимости от возраста плиты. По данным А.М.Городницкого и О.Г.Сорохтина, мощность океанической литосферы аппроксимируется как:

$$H_1 \approx 7,5 + 6,6\sqrt{t},$$

где  $H_1$  - толщина океанической литосферы, км;  $t$  - возраст океанического дна, млн. лет. Из этого следует, что минимальная мощность литосферных плит океанов будет под молодыми рифтовыми долинами срединно-океанических хребтов, а максимальная - под более древними абиссальными котловинами.

При определении мощности литосферы для континентов авторы учитывают влияние дополнительного разогрева коры за счёт распада радиоактивных элементов. В этом случае зависимость между мощностью литосферы ( $H_1$ ) и её возрастом определяется как:

$$H_1 \approx 5,6\sqrt{t}$$

Следовательно, самая мощная литосфера (до 350 км) будет наблюдаться под щитами древних платформ с возрастом коры 2 млрд. лет и более. В этих районах практически вся верхняя часть верхней мантии будет входить в состав литосферной оболочки.

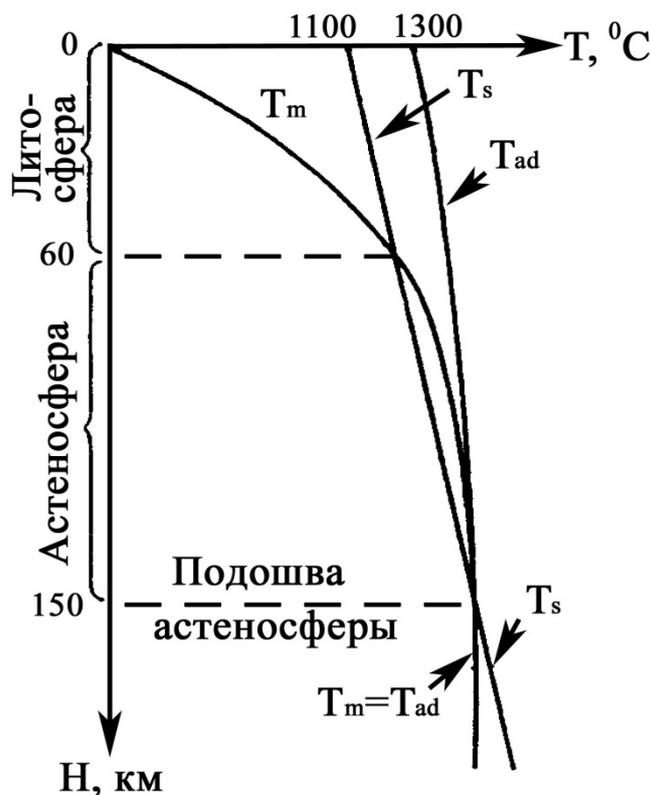
Важной особенностью строения литосферы, как и земной коры, является её тектоническая расслоенность. Наиболее явно проявляется это свойство в активных горноскладчатых областях, где наблюдается иногда несколько поверхностей дисгармонии слоёв литосферы. На Памире и в прилегающей Таджикской депрессии, например, установлены признаки новейшего дисгармоничного смятия и срыва мезозойско-кайнозойского осадочного комплекса относительно жёстких палеозойских образований. В пределах консолидированной коры этих регионов отмечаются коровые волноводы, а сейсмоактивные наклонные разломы на глубине 30 ÷ 40 км срезаны субгоризонтальной зоной концентрации гипоцентров землетрясений. Устанавливается также пространственное несовпадение зон концентрации коровой сейсмичности и Гиндукушской мантийной сейсмофокальной зоны. Явления дисгармонии охватывают всю литосферу и верхнюю мантию Памиро-Таджикского региона на глубину до 250 км.

На существование сравнительно пластичного слоя на границе «гранитного» и «базальтового» слоёв коры древних платформ указывалось выше. В нижней части литосферы (ниже подошвы коры) в ряде регионов также устанавливается горизонтальная неоднородность. Глубинное

сейсмическое зондирование Восточно-Европейской платформы показало, что на глубине 30 км от поверхности М находится слой мощностью около 10 км с относительно пониженными скоростями распространения упругих волн (до  $8,1 \div 8,2$  км/с). Ниже его выделяется ещё один слой мощностью около 15 км со скоростью продольных волн порядка 8,5 км/с. Это доказывает расслоенность мантийной части литосферы (субстрата), а, следовательно, литосферы в целом, и в пределах платформ. По данным Ю.П.Непрочнова, структурно-динамическая расслоенность выявляется и для океанической литосферы. Ряд учёных полагают, что тонкая структура нижней литосферы установлена надёжно.

Всё это позволяет говорить о тектонической расслоенности (деламинации) литосферы в целом, допускать возможность горизонтального перемещения масс в самой литосфере по различным уровням, рассматривать её как сочетание подвижных зон пониженной вязкости и прочности (астенослои и астенолинзы) с более вязкими и прочными литопластинами и литоблоками.

В латеральном отношении литосфера Земли также не является сплошной оболочкой, а состоит из нескольких крупных плит, границами которых являются зоны повышенной сейсмичности и вулканизма. Следовательно, литосферу можно представить себе как слоисто-блоковое



**Рис.5** Схема, иллюстрирующая температурные режимы существования литосферы и астеносферы.

$T_m$  - температура мантии;  $T_{ad}$  - адиабатическая температура мантии;  $T_s$  - температура солидуса мантийного вещества.

образование. Литосфера расположена на астеносфере - важнейшей оболочке верхней мантии. На существование последней было указано американским геологом Дж.Баррелом ещё в 1914 г. В 1926 г. Б.Гутенберг отметил первые её геофизические признаки в виде снижения скорости распространения упругих волн. Судя по скорости восстановления изостатического равновесия Скандинавского полуострова, нарушенного образованием покровного ледника в четвертичный ледниковый период, вязкость вещества астеносферы составляет порядка  $10^{20} \div 5 \cdot 10^{20}$  П (пуаз), что на 2 - 3 порядка ниже, чем в выше- и нижележащих областях мантии (для

сравнения, вязкость воды составляет  $10^{-2}$  П, асфальта -  $10^{10} \div 10^{12}$  П, стекла -  $10^{13}$  П, стали -  $10^{18} \div 10^{20}$  П).

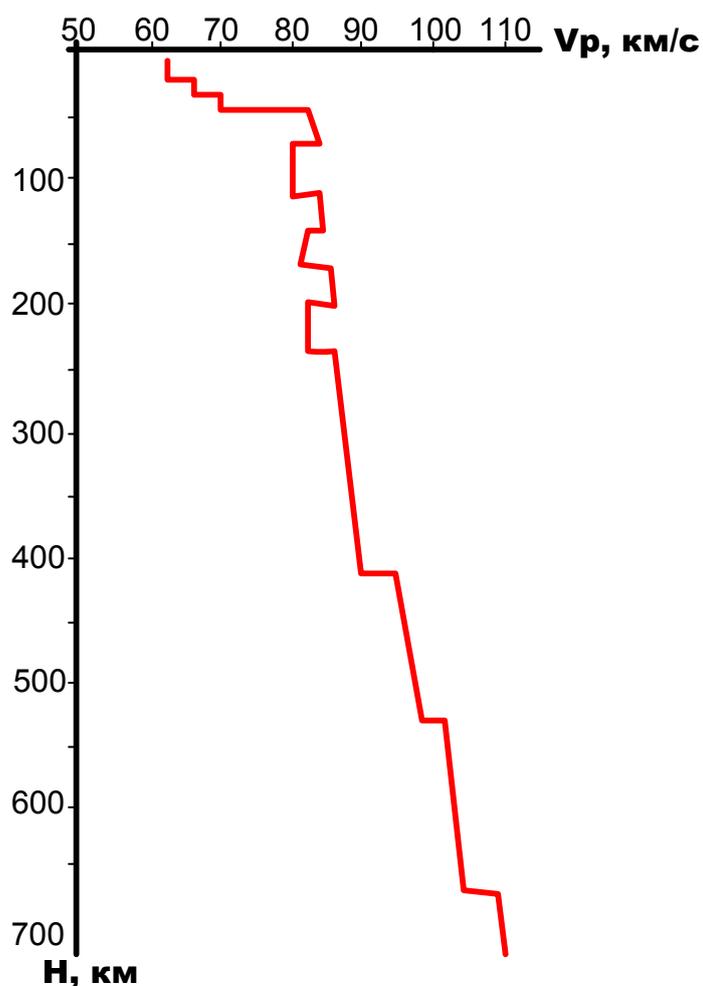
Положение кровли и подошвы астеносферы будет определяться пересечением кривой изменений температуры мантии с кривой изменения температуры солидуса мантийного вещества (рис. 5). В пределах астеносферы происходит частичное (от 1 до 10%, по А.Рингвуду) расплавление базальтовых составляющих. Базальтовые жидкости заполняют межгранулярные пространства между более тугоплавкими кристаллами перидотита, образующими упругий каркас ослабленного слоя. О частичном расплавлении вещества астеносферы свидетельствует также резкое возрастание в её пределах электропроводности, получаемое по данным магнитотеллурического зондирования.

Экспериментальные исследования показывают, что при частичном плавлении ультраосновных пород при давлении  $10^3$  МПа\* первые порции базальтового расплава возникают в местах тройных сочленений зерен породы и образуют взаимосвязанную систему каналов при сохранении скелета (матрицы) породы. На этом основании А.В.Каракин и Л.И.Лобковский выдвигают и расчётами обосновывают положение о слоистой структуре астеносферы. По их данным, мощность двухфазового слоя с сообщающимися порами не может превышать некоторой предельной величины, при достижении которой у кровли слоя происходит гидроразрыв скелета породы поровым давлением каверн, заполненных расплавом. Выше поверхности гидроразрыва могут существовать лишь изолированные магматические камеры в однофазной среде. Ещё выше может вновь появиться слой двухфазной среды с сообщающимися порами и т.д. Таким образом, астеносфера может иметь слоистое строение с чередованием двухфазных и квазиоднофазных слоёв. В двухфазных слоях может происходить вертикальная фильтрация магмы. В кровле слоёв расплав локализуется в каверны, соединяющиеся в систему горизонтальных каналов. Допускается существенно горизонтальная миграция магмы. При этом она может скапливаться в зонах глубинных разломов, в случае если они проникают в астеносферу и создают в её пределах области пониженного давления. Таким механизмом можно объяснить, в частности, образование вулканических очагов, питающихся из астеносферы.

Идея слоистого строения астеносферы находит подтверждение в сейсмических материалах. Так, в переходной зоне Азиатского материка к Тихому океану, по данным Р.З.Тараканова и Н.В.Левого, выделяются четыре обособленных астеносферных слоя на глубинах  $65 \div 90$ ,  $120 \div 160$ ,  $230 \div 300$  и  $370 \div 430$  км.

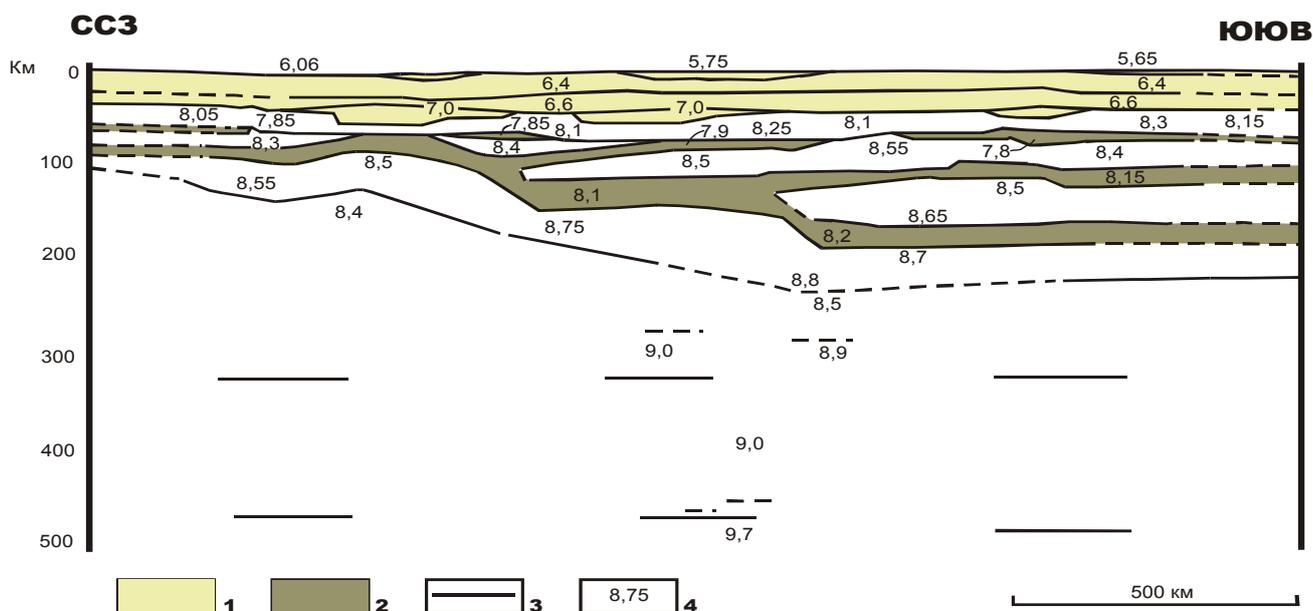
---

\* 1кбар =  $10^3$  бар =  $10^2$  МПа



**Рис.5** Скорости продольных волн в верхней мантии для районов Западной и Центральной Сибири (Егоркин, 2002).

В последние годы были получены дополнительные доказательства слоистого строения астеносферы. Изучение сейсмических явлений при подземных ядерных взрывах, проведённых в российском Центре ГЕОН, показало, что в верхней мантии территории России (районы Западной и Центральной Сибири) фиксируется, по крайней мере, три слоя с пониженной скоростью сейсмических волн на глубинах 75 ÷ 115 км, 140 ÷ 170 км и 200 ÷ 260 км (рис. 5). Учёные Центра (А.В.Егоркин и др.) объясняют это явление химической зональностью верхней мантии. По их мнению, слои с пониженной скоростью сложены пиролитом (т.е. исходным веществом мантии), а слои с повышенной скоростью - тугоплавкими компонентами (дунит, перидотит), которые выделялись в результате частичного плавления пиролита. В первом случае  $V_p = 8,02 \div 8,23$  км/с, во втором -  $8,34 \div 8,60$  км/с.



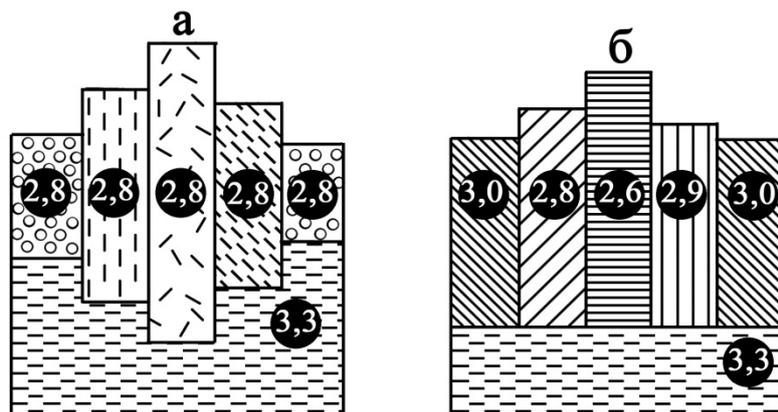
**Рис. 6** Скоростная структура верхней мантии в пределах Балтийского щита и каледонид Норвегии по данным ГСЗ на сверхдлинном профиле FENNOLORA.

1 – земная кора, 2 – мантийные астенослои, 3 – глубинные границы, 4 – скорости продольных волн.

Доказательная картина наличия латеральных неоднородностей и внутренней расслоенности верхней мантии была получена глубинным сейсмическим зондированием на сверхдлинных геотраверсах через Северную Европу (рис. 6). На приводимом рисунке чётко выделяются три астеносферных слоя с пониженной скоростью сейсмических волн. Принципиально сходная картина установлена также в верхних 150 км мантии на северо-западе Тихого океана.

Приведённые факты позволяют считать реальностью идею слоистого строения астеносферы, хотя причины этого явления окончательно ещё не понятны.

Наиболее отчётливо астеносферный слой выделяется в горно-складчатых областях и в районах островных дуг; на платформах, в особенности под щитами, он выделяется нечётко. По мнению И.П.Косминской, чёткость сейсмического проявления астеносферы определяется ее насыщенностью областями пониженных скоростей, которые не представляют собой непрерывных слоев, а образуют линзовидные прерывистые тела. С существованием астеносферы связывают явление и з о с т а з и и, которое выражается в стремлении литосферы к равновесному состоянию. Существует два способа осуществления изостазии (рис. 7). Первый состоит в том, что горы обладают корнями, погружёнными в мантию, и изостазия обеспечивается вариациями мощности земной коры (модель Дж.Эри). В этом случае нижняя поверхность коры обладает обратным рельефом по отношению к земной поверхности. Возникают так называемые «корни гор».



**Рис.7** Схемы изостатического равновесия земной коры (а - по Дж.Эри, б - по Дж.Пратту). Цифрами указана плотность

Модель Дж.Пратта даёт другое объяснение изостазии: участки повышенного рельефа должны быть сложены менее плотными породами, а районы с пониженным рельефом - более плотными. Подошва земной коры должна иметь горизонтальный характер.

На самом деле, уравнивание континентов и океанов достигается сочетанием обоих механизмов. Гравиметрические исследования показывают, что в целом поверхность нашей планеты находится в состоянии, близком к равновесному. Астеносфера и является тем пластичным слоем, который выравнивает давления разновысотных и разноплотностных блоков литосферы. Примерно на глубине 100 км давление литосферы оказывается одинаковым вне зависимости от рельефа местности. Однако, по данным М.Е.Артемьева, имеется отклонение от этого правила. В частности, существенными изостатическими аномалиями обладают подвижные пояса земного шара, прежде всего, островные дуги и сопряжённые с ними глубоководные желоба.

Таким образом, астеносфера, с одной стороны, служит генератором тектонической активности литосферы, поскольку в её пределах происходит движение магматических масс, с другой стороны, - это область затухания движений литосферы, своеобразный амортизатор, «смягчающий» проявление в литосфере активности глубинных недр Земли. Учитывая высокую тектоническую активность астеносферы, иницирующую роль в возникновении тектонических движений, землетрясений, магматизма, её, совместно с литосферой объединили в **тектоносферу**. Поскольку астеносфера с субстратом заполняли практически всю верхнюю мантию, то в традиционных моделях строения Земли под тектоносферой понимали земную кору с верхней мантией до глубины 410 км. Ю.М.Пушаровский считает, что понятие «тектоносфера» должно быть расширено. Оно должно относиться не только к земной коре и верхней мантии, но включать в себя мантию полностью, поскольку тектонические, структурообразующие

движения присущи всем подразделениям мантии. Таким образом, тектоносфера в современном понимании - это земная кора и вся мантия в целом.

Нижняя часть верхней мантии в интервале глубин 410 ÷ 670 км проходит под тремя наименованиями: слой Голицына, средняя мантия, переходная зона между верхней и нижней мантией. Согласно представлениям Ю.М.Пущаровского, эту оболочку мощностью порядка 260 км следует рассматривать как нижнюю составную часть верхней мантии.

В составе верхней мантии, согласно современным воззрениям, преобладают следующие химические элементы: Si, Mg, Fe, Al, Ca и O. В соответствии с химическим и минеральным составом **петрологические модели верхней мантии** получили название пиролитовой, лерцолитовой, пиклогитовой и эклогитовой.

Наиболее традиционна **пиролитовая** модель мантии. Она была предложена А.Э.Рингвудом в 1962 г. Он предположил, что первичное мантийное вещество было представлено пиролитом - условной пироксеново-оливиновая породой, состоящая из трёх частей перидотита и одной части гавайских базальтов. Состав пиролита определяется тем, что при фракционном плавлении он дает базальтовую магму. В пиролите отношение базальт/перидотит принято равным примерно 1/3. Комбинируя различные базальты с дополнительными ультрабазитами, получают несколько различающиеся составы пиролита. Однако определенные разными способами пиролитовые составы находятся в хорошем согласии друг с другом. Некоторый средний состав мантийного пиролита приведен в таблице:

**Таблица 1**

Состав среднего мантийного пиролита, мас.% (по А.Э.Рингвуду)

SiO <sub>2</sub>	MgO	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	Na <sub>2</sub> O	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	NiO	MnO	K <sub>2</sub> O
45.1	38.1	7.6	0.3	4.6	3.1	0.4	0.3	0.2	0.2	0.1	0.02

А.Э.Рингвуд замечает, что, видимо, в нем несколько завышено содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Петрохимические исследования при высоких давлениях и температурах показали, что в верхней мантии до глубин 350–400 км, вещество пиролитового состава должно кристаллизоваться в форме минеральной ассоциации, содержащей оливин, пироксены и гранат. В интервале глубин ~150–400 км устойчивая минеральная ассоциация пиролитового состава состоит из следующих минералов (вес. %):

Оливин	(Mg,Fe) <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub>	57
Ортопироксен	(Mg,Fe)SiO <sub>3</sub>	17
Омфацитовый клинопироксен	(Ca,Mg,Fe) <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>6</sub> ·NaAlSi <sub>2</sub> O <sub>6</sub> (твёрдый раствор)	12
Пироп	(Mg,Fe,Ca) <sub>3</sub> ·(Al,Cr) <sub>2</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>12</sub>	14

**Лерцолитовая** модель предложена Л.В.Дмитриевым в 1969 г. В отличие от пиролитовой, она является эмпирической и основана на анализе большого количества каменного материала, собранного в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов Мирового океана. Лерцолит верхней мантии состоит из смеси пяти частей перидотита-гарсбургита и одной части толеитового базальта океанических рифтовых долин. Рассчитанная плотность вещества мантии по лерцолитовой модели более точно соответствует сейсмическим данным, чем другие модели.

Пиролитовая и лерцолитовая модели принципиально между собой не расходятся и подразумевают, что петрологический состав верхней мантии близок к таковому во всей более глубокой мантии.

**Пиклогитовая** модель предполагает доминирование пироксен-гранатовой ассоциации и имеет более чётко выраженный химический контраст с остальной мантией.

Более частная **эклогитовая** модель допускает присутствие в верхней мантии эклогитовых линз и блоков.

Все рассмотренные петрологические модели верхней мантии весьма обобщённые и гипотетические. Наиболее простой и распространённой является пиролитовая модель.

Граница раздела внутри верхней мантии на глубине 410 км объясняется структурной перестройкой оливина  $\alpha$  -  $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$  в вадслеит,  $\beta$  -  $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$ , что сопровождается возникновением более плотной фазы с большими коэффициентами упругости (таблица 2). В этом случае скорость сейсмических волн должна возрасти на 13%. На самом же деле, на глубине 410 км она увеличивается всего на 3 ÷ 5%. Чтобы избежать противоречий между петрологической моделью верхней мантии и сейсмологическими данными, допускается вхождение дополнительных атомов железа и водорода в структуру вадслеита, что приводит к уменьшению жёсткости вещества мантии, и, соответственно, к снижению скорости распространения сейсмических волн. Как предполагает Ю.М.Пуцаровский, обогащение вадслеита железом должно вовлечь в реакцию большое количество оливина мантии. В свою очередь это должно сопровождаться изменением химического состава пород вблизи границы раздела «410».

В нижней части верхней мантии (410 ÷ 670 км), вероятно, преобладают фазы со структурными типами граната и шпинели. Их образование связано с трансформацией пироксена  $(\text{Mg,Fe})\text{SiO}_3$  в гранат  $\text{Mg}(\text{Fe,Al,Si})_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$  и вадслеита  $\beta$  -  $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$  в рингвудит  $\gamma$ -модификацию  $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$  со структурой шпинели. Современные модели состава мантийных пород допускают присутствие в них алюминия в количестве до 4 вес.%. В верхней мантии он может быть сосредоточен в таких минералах как корунд  $\text{Al}_2\text{O}_3$  или кианит  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$ .

Важным компонентом нижней части верхней мантии (интервал 410 ÷ 670 км), по мнению американского ученого А.Томпсона, является вода, содержание которой составляет примерно 0,1 вес.%. Она находится в связи с Mg-силикатами. Количество запаянной в этой оболочке воды было бы

достаточно, чтобы покрыть поверхность Земли слоем мощностью до 800 м.

В последние годы получили распространение представления о более существенной роли флюидов в составе мантии. По данным японских исследователей даже в нижней мантии может содержаться до 0,2 ÷ 0,4 валовых процентов H<sub>2</sub>O. Присутствие флюидов (H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, CO, N<sub>2</sub>, возможно CH<sub>4</sub> и H<sub>2</sub>) существенно влияет на вязкость, температуру плавления и другие параметры мантии.

**Таблица 2**

Фазовые переходы оливина.

		Давление, ГПа	Глубина, км
(Mg, Fe) <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub> оливин	⇒	(Mg, Fe) <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub> вадслеит	13-14 410
(Mg, Fe) <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub> вадслеит	⇒	(Mg, Fe) <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub> рингвудит	18 520
(Mg, Fe) <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub> рингвудит	⇒	(Mg, Fe)SiO <sub>3</sub> + (Mg, Fe)O перовскит магнезиовюстит	23 660

З о н а р а з д е л а I (670 ÷ 840 км) характеризуется сложными полиморфными переходами минералов. Проведённые лабораторные исследования с использованием камер с алмазными наковальнями, позволили смоделировать некоторые особенности структуры и состава этой оболочки. Наиболее вероятным является то, что здесь происходит трансформация оливина в перовскит (Mg,Fe)SiO<sub>3</sub> и магнезиовюстит (Mg,Fe)O. Нижняя граница зоны раздела I определяется переходом представителя семейства граната пирропа Mg<sub>3</sub>Al<sub>2</sub>Si<sub>3</sub>O<sub>12</sub> в ромбический перовскит (Mg,Fe)SiO<sub>3</sub> и твердый раствор корунд-ильменит (Mg,Fe)SiO<sub>3</sub> - Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

С р е д н я я м а н т и я (840 ÷ 1700 км). Её строение и возможный петрологический состав существенно менее изучен по сравнению с верхней мантией. Допускается, что здесь отношение оксидов двухвалентных элементов (MO) к кремнезёму (MO/SiO<sub>2</sub>) равно примерно двум, что оказывается ближе к оливину, чем к пироксену, а среди минералов преобладают перовскитовые фазы (Mg,Fe)SiO<sub>3</sub> и магнезиовюстит (Mg,Fe)O со структурой типа NaCl. На долю первых приходится порядка 70% от объёма, а на долю вторых - 20%. Оставшиеся 10% занимают стишовит (плотностью 4,28 г/см<sup>3</sup>) и оксидные фазы, содержащие Ca, Na, K, Al, Fe. Их кристаллизация допускается в структурных типах ильменита-корунда, кубического перовскита (CaSiO<sub>3</sub>) и Ca-феррита (NaAlSiO<sub>4</sub>).

З о н а р а з д е л а II (1700 ÷ 2200 км). Петрологический состав

этой зоны вытекает в основном из экспериментальных данных, полученных в условиях близких к давлению и температуре, характерным для глубин 1700 ÷ 2200 км. Так, при давлениях в 70 ГПа (глубина порядка 1700 км) отмечена металлизация вюстита ( $\text{FeO}$ ). При ещё больших давлениях зафиксировано появление у вюстита политипии, связанное с образованием структурных фрагментов типа никелина ( $\text{NiAs}$ ). Здесь же отмечена перестройка кремнезёма в стишовит с ромбической структурой типа рутила ( $\text{TiO}_2$ ). На глубине 2000 ÷ 2200 км происходит дальнейшая перестройка стишовита в структуру, занимающую промежуточное положение между  $\text{PbO}_2$  и  $\text{ZrO}_2$  с более плотной упаковкой кремний-кислородных октаэдров. На этих же глубинах при давлении порядка 90 ГПа допускается распад перовскито-подобного  $\text{MgSiO}_3$  на периклаз ( $\text{MgO}$ ) и свободный кремнезём ( $\text{SiO}_2$ ).

В этом интервале глубин также установлено начало перехода из высокоспинного в низкоспинное состояние атомов железа в структуре магнезиовюстита ( $\text{Mg,FeO}$ ).

Полиморфные переходы вещества мантии в зоне раздела II приводят к существенному увеличению плотности пород и скачку скорости упругих колебаний.

Н и ж н я я м а н т и я (2200 ÷ 2900 км) характеризуется дальнейшим увеличением плотности пород и плавным нарастанием скорости сейсмических волн. Предполагается, что вещество нижней мантии состоит преимущественно из перовскита ( $\text{Mg,FeSiO}_3$ ) и магнезиовюстита ( $\text{Mg,FeO}$ ). Молярное отношение между этими минералами варьирует от 2:1 до 3:1. Причём объёмная доля магнезиовюстита не превышает 19%. Она уменьшается с увеличением содержания железа в вюстите. Указанные минералы нижней мантии характеризуются исключительной стабильностью. В частности, образцы магний-перовскита  $\text{MgSiO}_3$  в лабораторных условиях с помощью алмазных наковален подвергались давлению в 1,3 млн. раз превышающему атмосферное при температуре около  $2000^\circ\text{K}$  (P-T условия, характерные для низов мантии). Ни во время эксперимента, на после его, минерал не изменил свою структуру и состав. Исходя из этого, авторы эксперимента пришли к выводу о том, что магний-перовскит следует рассматривать как наиболее распространённый минерал на Земле, на долю которого приходится почти половина её массы.

Таким же устойчивым минералом оказался и вюстит  $\text{Fe}_x\text{O}$ . В условиях нижней мантии «x» не превышает 0,98 и в минерале присутствуют одновременно двух- и трёхвалентное железо. Вюстит и магнезиовюстит являются основными «переносчиками» железа в нижней мантии, да и в мантии вообще. Под действием высоких давлений двухвалентное железо переходит в трёхвалентное, которое остаётся в структуре минерала. Одновременно при этом выделяется нейтральное железо, которое переходит в ядро. Вероятно, эти процессы дифференциации мантийного вещества наиболее активно протекают в слое D" (2700 ÷ 2900 км). Объясняется это тем, что вюстит и магнезиовюстит в условиях высоких давлений характеризуются нестехиометрией состава, дефектами атомных решеток,

политипией, изменением магнитного упорядочения, связанного с изменением электронной структуры атомов железа. Снижение прочности вещества слоя D" приводит к снижению скорости упругих волн, проходящих через эту оболочку.

По сравнению с верхней мантией нижняя характеризуется относительной обогащённостью железом, т.е. она в значительной степени сохранила свой примитивный (изначальный) состав, тогда как верхняя мантия уже истощена (деплетизирована).

Распад железосодержащих минералов в слое D" с отжатию части железа в ядро приводит к возникновению тепломассопотоков (плюмов), поднимающихся с границы ядро-мантия вверх. При этом наблюдается «размыв» верхней границы нижней мантии. В меньшей степени это присуще и другим поверхностям раздела внутри мантийной геосферы Земли.

Явления, происходящие в слое D", чрезвычайно важны для понимания и объяснения процессов образования и эволюции земного ядра. Учитывая ту важную роль, которую играет этот слой в строении нижней мантии, исследователи (В.Н.Жарков, В.М.Любимов, Л.Н.Дорофеева, В.М.Дорофеев) предложили рассматривать его в качестве *второй астеносферы* Земли.

В самом основании нижней мантии в начале 70<sup>ых</sup> годов прошлого столетия И.С.Берзон выделил тонкий переходный слой между мантией и ядром мощностью порядка 20 км. *Слой Берзона* характеризуется снижением скорости продольных волн, а скорость поперечных волн убывает с 7,3 км/с практически до нуля, что говорит о существенном снижении коэффициента эффективной вязкости, т.е. о том, что вещество этого слоя находится частично в расплавленном состоянии.

## **Ядро.**

Ядро занимает центральную часть Земли (2900-6371 км), составляя около 17% от ее объема и 33% массы. В его составе выделяют внешнее ядро, переходную оболочку и внутреннее ядро.

**Внешнее ядро** (слой E) заключено в пределах от 2900 до 5000 км. Его объём 15,16%, масса - 29,8 %. Внешнее ядро состоит из вещества, находящегося, как уже отмечалось, в расплавленно-жидком состоянии. Его вязкость оценивается в 0,4 П, что близко к вязкости воды. Кроме сейсмических данных, об этом свидетельствуют приливные деформации внутри Земли. Если бы весь земной шар был бы твёрдым, то приливные колебания на поверхности Земли были бы слабее наблюдаемых. Кроме того, нутационные отклонения оси вращения нашей планеты, чандлеровские колебания полюсов (флуктуации Земли в целом относительно оси её вращения) без допущения идеи о жидком внешнем ядре были бы невозможны.

Внешнее жидкое ядро – наиболее однородная зона земных недр. Какие-то аномалии и отклонения от однородности если и существуют, то расположены в граничных зонах: с одной стороны – с мантией, с другой – с

внутренним ядром. Во внешнем ядре генерируется геомагнитное поле Земли.

В последние годы на основании термодинамического моделирования с использованием механики жидких сред, делаются попытки стратифицировать внешнее ядро на две оболочки: верхнюю и нижнюю. Как уже указывалось, верхняя оболочка внешнего ядра рассматривается как некая слоистая зона, а нижняя - как зона интенсивной конвекции.

В основании внешнего ядра, в интервале глубин  $5000 \div 5200$  км, располагается переходная оболочка (слой F) мощностью около 140 км. Слой характеризуется некоторым увеличением скорости продольных упругих колебаний до 10,4 км/с, однако поперечные волны в её пределах не прослеживаются.

Внутреннее ядро (слой G, или субъядро) занимает самую сердцевину нашей планеты. Впервые на его существование было указано в 1936 г. европейским учёным И.Леманом.

Его радиус - 1250 км, объём - около 0,7%, а масса - около 1,8% от массы всей Земли. В пределах внутреннего ядра скорость продольных волн возрастает до 11,4 км/с, а поперечных до  $3,4 \div 3,6$  км/с, что свидетельствует о том, что вещество субъядра находится в твёрдом состоянии. Форма внутреннего ядра близка к эллипсоидальной с отклонениями, не превышающими несколько километров, а ширина граничной области меньше 5 км. По данным о прохождении волн через границу внутреннего ядра в разных его зонах скачок скорости колеблется от 0.5 до 0.8 км/с, что может служить указанием на латеральные вариации в его структуре вблизи поверхности.

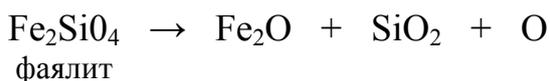
В последнее время была установлена анизотропия внутреннего ядра и большая скорость его вращения по сравнению с Землей в целом на  $1,3 \pm 0,5$  град/год. Есть мнение, что эта величина не превышает  $\sim 0.16$  град/год (Vidale J.E., Earle P.S., 2000). В настоящее время данный вопрос остаётся дискуссионным. Требуются более убедительные доказательства в пользу реальности дифференциального вращения ядра Земли.

В отношении химического и минерального состава ядра Земли существуют две основные точки зрения: ядро - железо-никелевое или силикатное (т.е. тождественно составу мантии). Экспериментальные данные по ударному сжатию силикатов, металлов и их окислов, квантохимические расчёты и теоретические построения отвергают идею о каменном составе ядра. Более того, эти опыты показали, что в ядре должно содержаться не менее  $80 \div 90\%$  железа. В то же время было доказано, что при давлениях, которые господствуют в ядре Земли, железо-никелевое ядро должно на  $8 \div 15\%$  превышать плотность внешнего ядра в существующих моделях. Поэтому предполагается, что внешнее ядро состоит из сплавов или соединений железа с более лёгкими элементами, например, Si, O, S, H, C. Считается также весьма возможным соединение железа с серой ( $\text{Fe}_3\text{S}$ ).

По мнению О.Г.Сорохтина, наиболее вероятной добавкой к железу во внешнем ядре служит кислород, а основным соединением, определяющим состав ядра, является оксид одновалентного железа ( $\text{Fe}_2\text{O}$ ). В обычных

условиях при низких давлениях такого рода соединения неизвестны. Однако при высоких давлениях химические свойства железа могут меняться. Объясняется это тем, что железо относится к переходной группе элементов с незаполненными промежуточными электронными уровнями. Поэтому при высоких давлениях в железе могут возникать электронно-фазовые переходы, меняющие конфигурацию внешних электронных оболочек этого элемента.

Образование этого вещества может происходить при распаде железистых силикатов в условиях высоких давлений с появлением оксида одновалентной фазы железа и выделением свободного кислорода:



При дальнейшем увеличении давления может произойти распад самого оксида с образованием чистого железа:



Расчёты О.Г.Сорохтина показывают, что такой переход с выделением чистого железа возможен при давлениях  $(2,5 \div 3) \cdot 10^5$  МПа, что близко к давлению на поверхности внутреннего ядра Земли ( $3,28 \cdot 10^5$  МПа). Всё это позволяет высказаться за то, что внешнее ядро состоит из оксида одновалентной фазы железа. Скорее всего, это эвтектический сплав железа (Fe) с вюститом (FeO), что и образует «ядерное» вещество FeFeO (Fe<sub>2</sub>O). Внутреннее ядро состоит из сплава железа с никелем в пропорции Fe<sub>0,9</sub>Ni<sub>0,1</sub>. Наиболее активно процессы кристаллизации железа, вероятно, происходят в переходной оболочке (слой F). В результате этого процесса идёт осаждение свободного железа и приращение внутреннего ядра. Допускается, что ежегодно за счёт этого субъядро планеты прибавляет в радиусе несколько миллиметров.

Сейсмические данные указывают на сложное строение внутреннего ядра Земли. Оно состоит из ряда концентрических оболочек с различающимся составом. Такое строение субъядра можно объяснить, допустив, что образование его происходило за счёт кристаллизации из многокомпонентной жидкости при постепенно понижающейся температуре. Процесс этот протекает, вероятно, до сих пор.

Существуют и несколько иные взгляды на **химический состав ядра и Земли в целом**. Из них наиболее интересны кислородно-водородная модель Н.П.Семеновко и изначально гидридной Земли В.Н.Ларина.

Согласно кислородно-водородной модели в центре Земли находится твёрдое внутреннее ядро космического происхождения, сложенное гидридами и карбидами металлов. Во внешнем ядре происходит частичное распадение их с выделением водорода и углерода, что приводит к разуплотнению ядра. Выделяющиеся продукты поступают в нижнюю мантию и вызывают её металлизацию. Образуется смесь силикатов железа и магния, металлов, воды и угольной кислоты. Допускается также возможность

нахождения здесь самородного железа, сульфидов, алмазов, летучих компонентов -  $H_2$ ,  $CO_2$ ,  $CH_4$ . В верхней мантии, состоящей из силикатов железа и магния, горячие  $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $H_2$  и  $CH_4$  приводят к выплавлению и образованию потоков флюидов, устремляющихся в земную кору. Согласно модели Н.П.Семеновича, ведущая роль в развитии Земли отводится водороду, который участвует в образовании минералов, способствует миграции элементов, влияет на термодинамику и направленность геохимических процессов мантии и земной коры.

С изложенными представлениями до некоторой степени перекликаются взгляды В.Н.Ларина, известные как концепция изначально *гидридной* Земли. В этом случае также практически все особенности развития нашей планеты объясняются выделением водорода из её недр. По В.Н.Ларину, концентрация кислорода в теле Земли не должна превышать первых процентов её массы, а изначальный состав земного вещества должен быть преимущественно гидридным (металлы, кремний и водород). Дегазация водорода в конечном итоге привела к следующему современному химическому строению недр. Внутреннее ядро сложено гидридами металлов. Высокая плотность его объясняется уплотнением вещества за счёт деформации гидрид-ионов. Внешнее ядро образовано металлами с растворённым в них водородом. Процесс растворения происходил, по мнению В.Н.Ларина, благодаря проникновению водорода в решетки металлов (в виде протона) и в оболочки атомов. Внедрение протонов привело к появлению способности атомов металлов к значительным деформациям и уменьшению диффузии. В результате при достаточно высоких температурах и насыщении водородом подвижность атомов так возросла, что агрегатное состояние системы стало больше соответствовать вязкой жидкости, чем твердому телу. Нижняя и средняя мантия сложены различными сплавами на основе кремния, магния и железа. Верхняя мантия и земная кора образованы силикатами и оксидами.