

Часть 1. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ

В. Н. Анфилогов

*Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
anfilogov@mineralogy.ru*

Тепловая эволюция Земли

Энергетический баланс Земли складывается из двух компонентов: энергии, накопленной в процессе ее формирования, и энергии, которая выделяется в процессе ее остывания. Объем энергии, накопленный в процессе формирования Земли, зависит от температуры, состава протопланетного облака и механизма формирования Земли. Принципиально возможны два варианта: 1) равномерно перемешанное холодное облако, состоящее из газа и пылевых частиц; 2) газообразное облако с температурой выше 1700 К, из которого при охлаждении конденсируются твердые частицы, чей состав меняется с изменением температуры. Первый вариант приводит к образованию холодной гомогенной Земли, в которой накопленной энергии недостаточно даже для ее разделения на ядро и мантию. Предложенный нами второй вариант позволяет создать горячую Землю, разделенную на ядро и мантию [Anfilogov, Khachay, 2015].

Формирование горячей Земли, разделенной на оболочки, происходит в две стадии. На первой стадии образуется железное ядро, нагретое до температуры более 2000 К [Anfilogov, Khachay, 2015]. Силикатный материал, образованный путем конденсации из протопланетного облака, отлагается на поверхности ядра, температура которого выше температуры плавления силикатов. В результате на поверхности ядра образуется слой силикатного расплава. Мощность слоя расплава увеличивается до тех пор, пока температура в его основании не становится ниже температуры ликвидуса. Расчеты показывают, что мощность этого слоя может достигать 800 км [Anfilogov, Khachay, 2015]. С этого момента на границе ядро-мантия начинает формироваться кристаллическая мантия.

В процессе роста Земли слой расплава перемещается вверх, и его мощность постепенно уменьшается. На завершающем этапе формирования Земли мощность уменьшается до 400 км [Анфилогов, Хачай, 2012]. На начальном этапе состав вещества, из которого формируется мантия, близок к составу обычных хондритов. В процессе роста Земли состав вещества меняется и на завершающем этапе приближается к составу углистых хондритов. С завершением процесса аккумуляции Земли заканчивается первый этап ее тепловой эволюции, который можно определить как **этап накопления тепловой энергии**.

По мере охлаждения слоя расплава, расположенного у поверхности Земли под твердой оболочкой, сложенной материалом углистых хондритов, его кристаллизация будет происходить не только в основании слоя, но и на контакте с перекрывающей его твердой оболочкой. При понижении температуры до 1200–1250 °С на этом контакте начнет кристаллизоваться плагиоклаз, и у поверхности слоя расплава будет накапливаться «анортозитовая магматическая каша», состоящая из кристаллов пла-

гиоклаза и остаточного расплава. В виде диапиров она будет выдавливаться через перекрывающий расплав слой углистого хондрита на поверхность Земли, образуя крупные скопления анортозита, аналогичного таковым, слагающим наиболее древнюю кору Луны. Одновременно из твердой оболочки будет происходить выделение воды и углекислоты и формирование океана. В результате удаления воды увеличится плотность породы, слагающей твердую оболочку, и блоки обезвоженной породы будут погружаться в расплав, формируя неоднородную по составу верхнюю мантию.

Изложенное выше позволяет наметить следующую схему геологической эволюции катархейской коры Земли в интервале от 4.4 до 3.5 млрд лет.

1) 4400 млн лет – образование первичной анортозитовой коры и первичного горячего океана существенно хлоридного состава. Глубокое химическое разложение вещества первичной коры. Отложение хемогенных кремнистых и высокоглиноземистых осадков. Излияние лав основного состава.

2) 4000–3750 млн лет – денудация древних пород. Локальное отложение карбонатных и железисто-кремнистых осадков. Излияние основных и кислых лав. Появление обломочных осадков.

3) 3750–3500 млн лет – саамский диастрофизм, интенсивная складчатость, ранние тектонические интрузии основного и ультраосновного состава, синтетектонические интрузии больших масс гранитоидного состава (гранодиориты, кварцевые диориты), метаморфизм гранулитовой и амфиболитовой фаций. Начиная с 3700 млн лет в катархейской литосфере резко увеличивается объем гранитного материала.

После завершения процесса кристаллизации слоя расплава начинается последний этап тепловой эволюции Земли. На этом этапе происходит постепенное охлаждение Земли, и единственным источником энергии, питающей магматические процессы, становится кристаллизация внутреннего ядра.

Рассмотрим механизм выделения этой энергии и способ ее перемещения к поверхности Земли на примере трапповых формаций. Важнейшая особенность проявления траппов и платобазальтов заключается в том, что эти формации развиваются на платформах – территориях, где до их появления длительное время отсутствовали активные тектонические и магматические процессы, и на предполагаемом уровне генерации траппового расплава не было источника энергии, необходимого для развития столь масштабного магматического процесса. На Сибирской платформе – крупнейшей трапповой провинции Земли – магматическая деятельность отсутствовала в течение всего палеозоя [Кузнецов, 1984], и до появления траппов на этой территории длительное время существовал стационарный тепловой поток. В качестве реперного значения температуры, которая реально существует под платформами, следует принять температуру $\alpha \rightarrow \beta$ перехода Mg_2SiO_4 (1600 ± 50 °C), который происходит на глубине 420 км. Расчеты и оценка температур по геотермометрам показывают, что на платформах до начала формирования трапповой провинции температура на глубине 100 км не превышает 1000 °C [Гордиенко, 1990]. В связи с этим возникает вопрос о возможном способе повышения температуры до величины, необходимой для выплавления базальтового расплава.

В условиях верхней мантии могут быть реализованы только два способа переноса тепла: кондуктивный перенос и перенос тепла движущимся потоком вещества. Время τ , в течение которого кондуктивный перенос тепла осуществляется на расстояние l , определяется соотношением:

$$\ell^2 = \chi/\tau,$$

где χ – температуропроводность мантии. При значении $\chi \sim 5 \cdot 10^{-3}$ см²/с и $\tau \sim 10^6$ лет получаем $\ell \sim 10$ км. При $\ell \sim 100$ км для этого потребуется 10^8 лет. Из этой оценки следует, что кондуктивный перенос в геологических масштабах времени и расстояний не может обеспечить необходимое повышение температуры, и его можно во внимание не принимать. Второй способ предполагает, что тепло поступает в область частичного плавления вместе с веществом, например, при подъеме мантийного диапира, нагретого до температуры плавления базальта. Если исходить из условия, что частичное плавление должно происходить на глубине 80–100 км при температуре 1450 °С, то нагретое до этой температуры мантийное вещество должно подняться на этот уровень с глубины более 300 км. В связи с необходимостью подъема нагретого вещества с большой глубины возникает два вопроса: 1) где образуется энергия, необходимая для подъема вещества, и 2) как эта энергия передается поднимающемуся веществу мантии.

По мере охлаждения Земли происходит постепенное затвердевание внутреннего ядра. Объем ядра в произвольно выбранный момент времени t^0 равен:

$$V_{\text{ядр}}^0 = V_{\text{тв}}^0 + V_{\text{ж}}^0,$$

где $V_{\text{тв}}^0$ и $V_{\text{ж}}^0$ – объемы твердой и жидкой частей ядра в момент t^0 . В момент $t^1 > t^0$ часть жидкого ядра кристаллизуется, и общий объем ядра будет равен:

$$V_{\text{ядр}}^1 = V_{\text{ядр}}^0 + \Delta V_{\text{тв}} - \Delta V_{\text{ж}},$$

где $\Delta V_{\text{тв}}$ и $\Delta V_{\text{ж}}$ – изменения объемов твердого и жидкого ядра в результате кристаллизации. При этом возможны два варианта:

1. $\Delta V_{\text{тв}} - \Delta V_{\text{ж}} > 0$
2. $\Delta V_{\text{тв}} - \Delta V_{\text{ж}} < 0$

Первый, нетривиальный вариант соответствует увеличению общего объема ядра в результате кристаллизации. Это возможно, если, кроме Fe и Ni, основным компонентом ядра Земли является FeO [Anfilogov, Khachay, 2015]. Объем ядра будет увеличиваться, если в процессе кристаллизации FeO будет переходить из расплавленной части ядра в кристаллическую, а Fe и Ni будут накапливаться в расплавленной части. Слой повышенной плотности мощностью 250 км на границе внешней и внутренней ядер, появление которого можно объяснить увеличением концентрации Fe и Ni в приконтактной части жидкого ядра, фиксируется по скорости прохождения сейсмических волн [Бурмин, 2004].

Увеличение объема приведет к повышению внутреннего давления в ядре, величина которого окажется больше литостатического давления, и поскольку жидкое ядро Земли заключено в оболочку из твердой мантии, то на границе ядро-мантия возникнут напряжения, аналогичные напряжениям, возникающим в толстостенных сосудах высокого давления, работающих при высоких температурах. Вещество мантии на границе с ядром будет подвергаться пластической деформации, а внешняя часть мантии находится в состоянии упругой деформации. При высоком давлении и

температуре пластичность горных пород резко возрастает [Carter, Ave'Lallement, 1970], поэтому мощность зоны пластической деформации мантии на границе с ядром может достигать 10 и более процентов от мощности силикатной оболочки Земли. Можно предположить, что размер области пластической деформации соответствует мощности слоя D'', который фиксируется на границе ядро-мантия.

Возможны два варианта распределения мощности зоны пластической деформации на границе ядро-мантия: равномерное, при котором мощность зоны одинакова по всей границе, и неравномерное, при котором на отдельных участках границы происходит локальное увеличение мощности зоны (рис.). Второй вариант согласуется с неравномерным распределением плотности в слое D''. Методами сейсмотомографии установлено, что амплитуда отклонения верхней границы слоя D'' по вертикали может достигать от нескольких до десятков километров [Hill et al., 1992]. Нами предполагается, что горизонтальный размер неоднородностей может достигать 2000–3000 км. Эта величина согласуется с размерами неоднородностей, которые установлены под центральной и южной областями Тихого океана и под южными областями Атлантического и Индийского океанов [Hill et al., 1992]. При таком размере неоднородностей восстановление литостатического равновесия будет осуществляться путем приподнимания вверх колонны мантийного вещества над областью неоднородности, которое приведет к образованию на поверхности Земли куполовидного поднятия высотой до 10 км (см. рис.). Естественно, что никаких сквозных струй мантийного вещества, поднимающихся от границы ядро-мантия к поверхности, при этом не возникнет.

Как отмечено выше, для того, чтобы на глубине около 100 км возникла область выплавления базальтового расплава, необходимо поднять на этот уровень мантийный материал, нагретый до температуры 1450 °С, с глубин 350–400 км. Для этого необходимо, чтобы на глубине около 400 км появился источник энергии, способный обеспечить подъем мантийного материала на расстояние около 300 км. Объяснить появление такого источника можно следующим образом. Согласно сейсмическим данным и предложенной нами модели гетерогенной аккумуляции Земли, мантия на глубине около 400 км сложена β -модификацией оливина [Anfilogov, Khachay, 2015]. На этой глубине наблюдается резкий скачок плотности. При восстановлении литостатического равновесия путем подъема колонны мантийного вещества граница $\alpha \rightarrow \beta$ перехода оливина, расположенная на глубине 420 км, переместится вверх – в область меньшего литостатического давления. В результате уменьшения давления плотная β -модификация будет переходить в менее плотную α -форму. Молекулярный объем оливина при этом переходе изменяется на 8 %.

Литостатическое давление на глубине 420 км равно 14 ГПа. При изменении объема вещества мантии в результате фазового перехода на 1 % на этой границе возникнет избыточное давление, равное 140 МПа. Появление избыточного давления на глубине 420 км приведет к развитию в вышележащей мантии нескольких процессов. Там, где плотность пород, лежащих выше верхней сейсмической границы переходного слоя, меньше среднего значения, мантийное вещество путем пластического течения будет выдавливаться вверх, в направлении меньшего литостатического давления, образуя мантийные диапиры. Для того, чтобы в области избыточного давления, расположенной над верхней сейсмической границей переходного слоя, вещество начало выдавливаться вверх, необходимо, чтобы в верхней мантии над этой областью существовало локальное отклонение от изостазии, величина которого определяется соотношением $\Delta P > \Delta \sigma_n$, где ΔP – отклонение литостатического давления от изостатического,

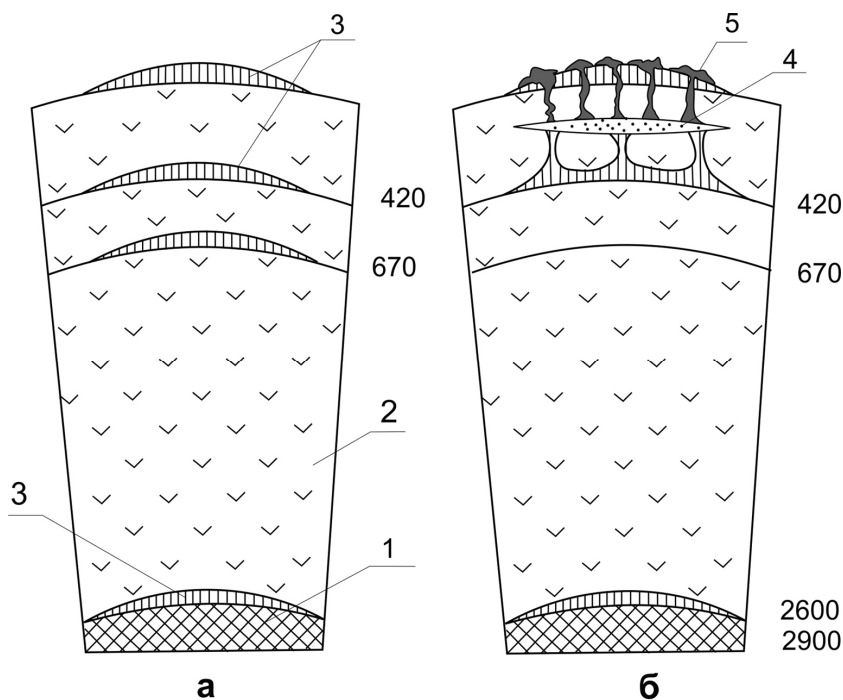


Рис. Схема трансляционного механизма передачи энергии от ядра Земли на уровень формирования мантийных плюмов: приподнимание колонны мантии избыточным давлением (а) и область формирования мантийных диапиров (б).

1 – область пластической деформации мантии; 2 – область упругой деформации мантии; 3 – куполовидные поднятия внутренних и внешней границ; 4 – астенолинза; 5 – область подъема траппового расплава. Цифрами указано положение внутренних границ в мантии (км).

$\Delta\sigma_n$ – дифференциальное напряжение, при котором начинается пластическое течение вещества. Для перцолита при температуре 1400–1500 °С величина $\Delta\sigma_n$ не превышает 0.5 кбар [Анфилогов, Хачай, 2006], что составляет всего 0.4 % от литостатического давления на глубине 420 км. Отклонения от изостатического равновесия, необходимые для инициирования подъема диапиров, будут возникать при денудации поднятия, образованного при подъеме колонны от границы ядро-мантия. Предсказать поперечные размеры диапиров трудно, но вряд ли они будут превышать первые десятки километров.

При подъеме до глубины 100 км вещество диапиров начнет плавиться, и на этом уровне будет формироваться крупная астенолинза, которая будет подпитываться системой диапиров (см. рис.). Процесс частичного плавления вещества диапира сопровождается значительным увеличением объема вещества в области плавления и резким снижением его вязкости и, следовательно, величины дифференциального напряжения, при котором частично расплавленное вещество верхней мантии приобретает способность к пластическому течению. При плавлении базальта его удельный объем возрастает на 16 % [Иодер, 1979]. Если доля расплава в астенолинзе достигает 20 %, то ее объем должен увеличиться более чем на 3 %. В результате этого частично расплавленное вещество приобретает способность подниматься к поверхности и рас-

текаться в горизонтальном направлении, формируя астенولينзу регионального масштаба. Образование крупной астенولينзы, в которой вещество находится в частично расплавленном состоянии, является необходимым условием регионального проявления траппового магматизма. Размеры мантийных диапиров несоизмеримо малы по сравнению с размерами трапповых провинций, поэтому должен существовать механизм, обеспечивающий распространение траппового магматизма на большую территорию. С момента образования астенولينзы начинается интенсивное излияние на поверхность огромных объемов трапповых расплавов, после чего плюм прекратит свое существование.

Литература

- Анфилогов В. Н., Хачай Ю. В.* Гидроэкструзия – возможный механизм движения диапиров куполов и мантийных плюмов // *Геохимия*. 2006. № 8. С. 873–878.
- Анфилогов В. Н., Хачай Ю. В.* Дифференциация вещества мантии в процессе аккумуляции Земли и формирование первичной земной коры // *Литосфера*. 2012. № 6. С. 3–13.
- Бурмин В. Ю.* Скорость распространения сейсмических волн в земном ядре // *Физика Земли*. 2004. № 6. С. 26–41.
- Гордиенко В. В.* Тепловые модели тектоносферы и геотермометры // *Доклады АН СССР*. 1990. Т. 310. № 2. С. 313–316.
- Иодер Х.* Образование базальтовой магмы. М.: Мир, 1979. 238 с.
- Кузнецов Ю. А.* Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1984. 387 с.
- Anfilogov V. N., Khachay Yu. V.* Some aspects of the formation of the Solar system. Springer, 2015. 75 p.
- Carter N. L., Ave'Lallement H. G.* High temperature flow of dunite and peridotite // *Bulletin of Geological Society of America*. 1970. Vol. 81. P. 2181–2202.

**В. В. Масленников¹, С. П. Масленникова¹, Н. Р. Аюпова¹,
А. С. Целуйко¹, В. А. Симонов²**

¹ – *Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс*

² – *Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск
mas@mineralogy.ru*

Черные курильщики вулканогенно-черносланцевых ассоциаций

В последнее время еще актуальна проблема противостояния двух концепций гидротермально-осадочного колчеданообразования – модели «красноморских рассолов» и модели «черных курильщиков». Отложение рудных илов сторонниками «красноморской модели» представлялось в виде выпадения сульфидного «снега» на дно аноксического бассейна [Solomon, Walshe, 1979]. Эти исследователи ссылаются на пластообразную форму большинства рудных тел, наличие тонкой слоистости, залегание среди черных сланцев – индикаторов бескислородных бассейнов, а также указывают на обнаружение высококонцентрированных рассолов во флюидных включениях гидротермальных минералов [Solomon et al., 2002]. Сторонники модели «черных курильщиков» обращают внимание на холмообразную форму некоторых