

## ВОСПОМИНАНИЕ О КОНТРАКЦИИ (ЭВОЛЮЦИЯ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ)

В.А. Ермаков

Институт физики Земли РАН, Москва, e-mail: ermak@ifz.ru

Геохронологические и геохимические результаты цирконометрии свидетельствуют об образовании древнейших пород коры в первые 500 млн. л. [Mojzsis, Cates, 2007]. Хотя породы с возрастом более 4 млрд. л. на поверхности отсутствуют, об их составе можно судить по широкому развитию детритовых цирконов и их протолитов с характеристиками, близкими к таковым гранитоидов<sup>1</sup> (табл. 1). Содержание (Y, Hf, U, Th, Yb, Lu), изучение изотопии гафния (<sup>176</sup>Hf/ <sup>177</sup>Hf) в цирконах указывает на состав расплава, из которого он кристаллизовался; позволяет определить их связь с расплавами мантийного, либо корового происхождения [Белоусова и др., 2007]. Еще один косвенный признак ранних сиалических пород – находки эндербитов с протолитами цирконов около 4 млрд. л. (см. табл. 1). Повсеместно фиксируется налегание пород зеленокаменных поясов на комплексы сиалической коры, часто с конгломератами. Породы протосиалия по-видимому близки к серым гнейсам или тоналит-трондьемит-гранодиоритовым (ТТГ) комплексам с отношением <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr (0,699-0,701), свидетельствующим об их автономной мантийной природе. Предположения о связи сиалия с эволюцией более ранней коматиит-базальтовой или базальт-габбро-анортозитовой коры пока априорны. Нами предложен механизм образования протосиалия в условиях частичного плавления водонасыщенной хондритовой мантии в ячейках Бенара [Гарагаш, Ермаков, 2004].

Породы основного и ультраосновного состава, которые мы обнаруживаем на поверхности, в подавляющем большинстве случаев имеют более молодой возраст, чем комплексы ТТГ или серые гнейсы. Наиболее древние офиолиты имеют возраст <2,7 млрд. л. Именно магматизм архея – протерозоя представлен породами существенно основного, базальт-ультрабазитового состава; доля вулканитов среднего состава (магнезиальных андезитов, бонинитов) в этом комплексе не более 15%. Некоторые из наблюдаемых разрезов пород формировались практически весь архей и протерозой, до рифея; суммарная мощность пород достигает 15-20 км и более. Специфика вулканизма этого периода состоит в образовании коматиитов, доля которых в отдельных разрезах достигает 10-15%. В это время формировались и гигантские интрузивные массивы типа Бушвельда, массивы автономных анортозитов, стратиформные интрузии и др. Масштабы проявления этого симатического магматизма огромны, возможно, что он охватывал всю земную оболочку. Осадочные породы этого времени представлены мелководными образованиями с участием джеспилитов; их мощности невелики. Недавние обобщения магматизма этого времени выполнены О.А. Богатиковым, Е.В. Шарковым, Н.А. Божко, А.Ф. Грачевым и В.С. Федоровским, А.А. Щипанским, Е.В. Беляевым и многими другими геологами.

В течение архея-протерозоя фактически сформировался «базальтовый» слой земной коры. Парадокс, однако, заключается в том, что на поверхности щитов, там, где основные метаспороиды реконструируются в слой, они проявлены эпизодически и обычно в ассоциации с гранитоидами (гранит-зеленокаменных областей - ГЗО) по типу «окаймленных куполов». Гранитоиды этой ассоциации составляют до 75-85% всей площади щитов. Бимодальность ГЗО является следствием их парагенетической, а не генетической связности. Парадокс разрешается при допущении, что базальт-ультрабазитовый слой по мере его накопления обменивался местом с протосиалием. Этому способствовала не только инверсия плотности между протосиалием и симой, которая оказалась наверху, над сиалием, но и высокие температуры внедряющейся основной магмы, вызвавшей разогрев и реомобилизацию протосиалия. Механизмы подобного рода известны (В.В. Эз, Л.Л. Перчук, М.Г. Леонов, Х. Рамберг, А.Е. Рингвуд, М.А. Гончаров и др.). Высокая роль плагиогранитов-тоналитов во втором периоде утрачивается, они замещаются нормальными и щелочными гранитами. Еще один вероятный механизм формирования нижнего базальтового слоя в тот же период – магматическое

<sup>1</sup> В древнейшем зональном цирконе (4,4 млрд. л.) присутствуют микровключения из сростаний кварца и калиевого полевого шпата, альбита, магнетита, пирита, указывающие на его связь с гранитоидным расплавом. Зоны этого циркона имеют  $\delta^{18}\text{O}\text{‰}=5,0$  и  $7,4$  при мантийном значении  $\leq 5,3$  (6,5?). В других цирконах гадея и архея  $\delta^{18}\text{O}$  варьирует от  $+4,5$  до  $+8,1$ , редко до  $+9$  и  $+15$  (Ю.А. Балашов, 2001-2006 гг.)

подслаивание или андерплейтинг. Формирование слоя симы многие исследователи связывают с экспансией плюмов из нижней мантии (А.Ф. Грачев). Тектоника этого времени стимулировалась преимущественно эндогенной активностью.

**Таблица 1.** Таблица вероятных событий и состава ранней коры в гаде – раннем архее.

Временные интервалы (в млн. лет)	Реконструированный состав пород; районы их распространения	Авторы работ
4404, 4364, 4355, 4341 (в одном зерне детритового циркона). 4404, 4350, 4276, 4185, 4150, 4005, 3978 3945, 3874.	Детритовые цирконы кварцитов Маунт-Харриер, в гранитах Джек-Хиллс 3.Австралии.	Блюман (2007) со ссылкой на [Wilde et al., 2001; Valley et al., 2002; Nelson, 2002; Harrison et al., 2003]
I. 4325-4275, 4200-4175, 4125-4100, 4025 - 4000, 3925 - 900. II. 3700-3300-внешние зоны протолитов	Западная Австралия. Гранитная кора.	Cavosie et al., 2003, Dunn et al., 2000 Белоусова и др, 2007
4510 - 3600(?)	Гранулиты, серые гнейсы (ТТГ) <sup>2</sup> .	Перчук, 2006
4560 - 4000 4000-1900	Панмагматическая стадия образования континентальной коры.	Шкодзинский, 2006
4,4 - 4,27 млрд. л.  >3920, 3620-3140, 2880-2600	1) щелочнобазальтовая кора? 2) мафитовая кора? Австралия в целом по данным Sm-Nd	Балашов, 2007; Балашов, Глазнев 2006
4320 - 4170 3960– 3770	Континент «Циркония». Гнейсы Акасты (4,01), Западной Гренландии, Лабрадора, Сэнд Ривер, трондьемиты Бонаи, Каапваальского кратона, граниты СВ Китая, Антарктиды (ок.4,0млрд).	Н.А.Божко, 2007
3,8; 3,6-3,5 и 3,3-3,0 млрд. л.  3,95-3,97 - 3,604 млрд.л.	Анабарский массив: Эндербиты 2х поколений: низкокальциевые и нормальнощелочности – более молодые. Эндербиты - 3,6 млрд.л. при возрасте протолитов 3,95-3,97 млрд.л. Наложены гранулиты - 2850–3050 млн.л.	Глуховский, 2006, 2008  Родионов и др., 2007
3,65 – 3,60 млрд.л.	Украинский щит. Ортогнейсы (тоналиты эндербиты) Цирконы замещают еще более древние протолиты.	Чугаев и др, 2007

Таким образом, молодая планета в гаде претерпела разогрев с экстракцией сиала и формированием деплетированной верхней мантии, а в дальнейшем, в период плюмтектоники, - второй разогрев, связанный с локализацией земного ядра (по А.Е. Рингвуду, 1981). Двухслойная земная кора магматического происхождения, сформированная к середине протерозоя, – наглядное свидетельство огромной потери тепла, легколетучих и легкоплавких компонентов протомантией. Охлаждение, перемешивание материалов, их структурное упорядочение и явилось причиной консолидации земной коры; мантия при этом стала расслоенной. К концу периода (4,4-1,5 млрд. л.) было образовано 85-95% континентальной коры; максимальную оценку приводит R. Armstrong [1981]. Раннее образование протосиала предопределило весь комплекс тектонических событий в архее-протерозое: инверсии и подъем сиала и опускание симы, формирование купольных структур ГЗО или ЗП, парадоксы метаморфизма и доминанту гранитоидных тел на поверхности щитов. Главные объемы воды и атмосферы сформированы одновременно с сиалической корой уже в гаде, не позднее раннего архея, однако первые водоемы были весьма далеки от современных океанов [Салоп, 1982]. Главное, что на поверхности не было контрастных тектонических форм и поэтому океаны не были структурированы. Отсутствие или малая мощность морских осадков не дают оснований выделять в это время структуры геосинклиналей или протяженных прогибов, островных дуг, подвижных поясов. Основные особенности развития Земли показаны в табл.2.

<sup>2</sup> Первая дата отвечает периоду гигантских импактов на поверхности Земли, вторая – формированию древнейших зеленокаменных поясов (Исса в Гренландии).

Рифей-фанерозой, или неогей, третий представительный период развития Земли, характеризуется господством осадочного процесса и разнообразием тектоники. В это время, по данным А.Б. Ронова и др. [1980, 1990], осадочные процессы резко преобладают над процессами магматической аккумуляции. В настоящее время лишь 6% континентальной суши не имеет осадочного чехла. Если к этому прибавить, что 2/3 поверхности Земли занято океанами, которые являются гигантскими бассейнами аккумуляции воды и осадков, то основные тенденции тектонического прогибания и уплотнения поверхности Земли кажутся очевидными. Главная масса пород осадочной оболочки (ок.70%) сосредоточена на материках; из этих пород более 2/3 приходится на подвижные (геосинклинальные) области и менее трети на платформы.

**Таблица 2.** Главные тектономагматические события в развитии Земли.

Главные события	Возраст	Особенности пород	Характер тепловых процессов	Примечания
<b>I. Период магма-тектоники.</b> Расплавленный океан. Образование протосиалия.	Гадей (доархей) 4,4 - 3,8-3,9млрд.л.	Тоналиты, трондьемиты, грано-диориты. Наземный магматизм типа игнимбриобразования. Высокая роль эолового переноса в образовании осадков. Редкие месторождения. Первая вода и атмосфера.	Магматический океан. Диссипация верхнего слоя протомантии до глубины 400км. Флюидная конвекция в ячейках Бенара.	Синхронное формирование протосиалия и деплетированной верхней мантии. 8-кратный рециклинг (?)
<b>II. Период плюмтектоники</b> Экспансия плюмов из нижнемантийных источников. Формирование симы, ЗП, ГЗО. Массовая гранитизация. Мелководное осадконакопление	Архей - ранний протерозой 3,8 - 1,5млрд.л.	Ультрабазит-базальтовый магматизм. Коматииты, базальты, автономные и стратиформные интрузивы, анортозиты. Эндербит-чарнокитовая формация. Реоморфные и анатектоидные гранитоиды в ядрах ГЗО. Главная масса месторождений сидерофильных элементов.	Локализация ядра Земли. Сопутствующий прогрев мантии. Главный теплоноситель - поднимающиеся плюмы (магмы). Конвективный и кондуктивный вынос тепла.	Коматииты - индикатор обогащенной, недеплетированной нижней мантии. Формирование симы за счет магматизма и андерплейтинга. Инверсии протосиалия; окаймленные купола.
<b>III. Период блоковой и плитной тектоники</b> Ранняя кора консолидирована Формирование плит (платформ) и ПП. Высоко-контрастные тектонические процессы. Преобладание процессов преобразования и разрушения коры.	Рифей - фанерозой <1,5 млрд. л.	Накопление главной массы осадочных пород при небольшом значении мантийного магматизма. Реоморфизм, анатексис гранитоидов. Широкое развитие щелочных пород. Разнообразие тектонических структур, состава магматических пород. Главная масса месторождений литофильных элементов	Преимущественно кондуктивный вынос тепла. Подвижные пояса (ПП) как структуры локального стока тепла на границах плит. Циклические пульсации нагревания и охлаждения коры. Охлаждение литосферы платформ (возникновение дефицита тепла).	Расколы консолидированной коры; ее разделение на платформы и подвижные пояса. Три цикла регрессии вод с углублением океанских впадин.

Несмотря на огромные площади океанов, они вмещают всего 17% всех мировых осадков. Ранее, в соответствии с геосинклинальной теорией, предполагалось, что относительная масса осадочных пород должна уменьшаться в течение геологического времени. Однако, уже А.Б. Ронов [1980] показал, что возрастание интенсивности осадконакопления от рифея к кайнозою имеет экспотенциальный характер с увеличением в 7 раз. В несколько раз, до половины порядка, увеличивается мощность верхних моласс. Подавляющая часть кислых магм этого периода имеет коровое происхождение, связанное с анатексисом, реоморфизмом и рециклированием ранее образованных магматических и метаосадочных пород.. Базальтовый

(габброидный) магматизм, имеющий ювенильную природу, в объемном отношении даже в океанах уступает свою роль водно-осадочному слою (в соотношении 16-25 : 75-84). Отдельные рецидивы плюмтектоники (при образовании траппов, не более 8% в названной доле) не вносят определяющего вклада в корообразование. Наконец, по нашим данным, островные дуги – структуры океанизации, а не образования континентальной коры [Ермаков, 2005, 2006]. Отсюда следует, что третий период отражает действие процессов деструкции, разрушения и избирательного прогибания поверхности Земли.

Особенности тектономагматических процессов в палеозое рассмотрены [Хаин, Сеславинский, 1990]. В позднем рифее и особенно после 900-850 млн.л. произошли расколы консолидированной к тому времени коры (палеоконтинента Пангея I) с образованием структур подвижных поясов. Примерами являются пояса по периферии Тихого океана, Уральский, Альпийско-Средиземноморский. Выделены фазы (1-2 млн.л.), эпохи (15-20 млн.л.), эры (до 250 млн.л.) периодических тектономагматических событий с общими закономерностями однотипного увеличения скоростей осадконакопления, интенсивности складкообразования, масштабов метаморфизма и гранитообразования как в коротких циклах, так и в целом, от начала к концу палеозоя. В палеозое выделено три периода усиления тектонической активности, которые имели глобальный характер; они отождествляются со сжатиями ПП и разделяются периодами относительного господства растяжений и осадконакопления. Чередование растяжений и сжатий свойственно как большим, так и малым интервалам тектонических событий, фазам и эрам. Явления разномасштабной цикличности связаны с изменением теплового потока: длительные периоды накопления тепла чередуются с кратковременными периодами интенсивного сброса тепла и сжатия. Метаморфизм и гранитообразование соответствуют максимальному прогибанию, а подъем магм к поверхности приурочен к складчатости и условиям относительного сжатия. Полученные данные свидетельствуют об общей тенденции последовательного охлаждения и сброса тепла в ПП в течение всего палеозоя. ПП в рифее-фанерозое становятся главными проводниками потоков тепла. Литосфера платформ охлаждается, что указывает либо на переток тепла, либо на появление дефицита тепла в первоисточниках.

В третий период, в мезокайнозой, возникают замкнутые бассейны с феноменальной глубиной прогибания и накоплением осадков до 15-20 км. Причины интенсивных прогибаний либо растяжения, возникающие при разогреве и разрыве коры, либо сжатия, связанные фазовыми переходами типа габбро/эклогит. Вероятно действие обоих этих причин в зависимости от тектонических и РТ-условий реализации тепловых потоков. В условиях ПП, при сильном прогибании и при высоком тепловом потоке более вероятны растяжения с излиянием базальтов. Процесс эклогитизации - важный фактор структурообразования и преобразования земной коры в условиях холодной литосферы (платформ), относительного сжатия и уплотнения субстрата. Регулярные мозаичные прогибания поверхности Земли, выраженные накоплением воды и осадков, в период неогена свидетельствуют о последовательном понижении поверхности геоида и сокращении радиуса Земли, о ее сжатии. По отношению к первым двум периодам развития Земли, третий – период регрессивного и деструктивного процесса разрушения и преобразования ранней коры. В третий период не происходит такого масштабного тепловыделения, как в два предыдущих, возникает дефицит тепла, преобладают кондуктивные формы теплопереноса (см. табл. 2).

В течение геологического времени происходит одновременная тепловая и плотностная дифференциация вещества Земли, - легкоплавающие и летучие части транспортируются в кору и в атмосферу. Флуктуации разуплотнения выражаются в локальном или общем, но временном растяжении, однако, в целом, после схлопывания и вследствие остывания происходит уплотнение мантии и ядра Земли, следовательно, и некоторое сокращение ее радиуса. Уплотнение первичной хондритовой Земли скомпенсировано формированием малоплотной континентальной коры, так что мощность коры вероятно и есть критерий сокращения ее первичного радиуса (35-40 км). Степень открытости Земли как термодинамической системы с течением времени меняется в сторону большего термодинамического равновесия.

### Список литературы

**Балашов Ю.А.** Магматизм хадейского этапа дифференциации Земли // Докл. РАН. 2006. № 5. С. 639-642.

**Белоусова Е. А., Griffin W.L., O'Reille S.Y.** Метод «Terranechron TM»: анализ детритовых цирконов для исследования процессов эволюции земной коры // XVIII симпозиум по геохимии изотопов. М.: 2007. С.48-49.

**Гарагаш И.А., Ермаков В.А.** Вероятная геодинамическая модель ранней Земли. Доклады АН, Т. 394. № 2. 2004. С. 247-251.

**Ермаков В.А.** Островные дуги и их роль в эволюции континентальной окраины. // Вулканология и сейсмология, 2005. № 5. С. 3-18.

**Ермаков В.А.** Тектоника островных дуг и образование континентальной коры. // Бюллетень МОИП, 2006. Т. 81. Вып. 5. С. 21-34.

**Ронов А.Б.** Осадочная оболочка Земли. Наука, 1980. 80 с.

**Ронов А.Б., Ярошевский А.А., Мигдисов А.А.** Химическое строение земной коры и геохимический баланс главных элементов. М.: Наука, 1990. 183 с.

**Салоп Л.И.** Геологическое развитие Земли в докембрии. Ленинград. Недра, 1982. 343 с.

**Хаин В.Е., Сеславинский К.Б.** Глобальные изменения эндогенной активности Земли в палеозое // Вестн. Моск. ун-та, сер.4. Геология, 1990. № 6. С. 3-26.

**Armstrong R.L.** Radiogenic isotopes: the case for crustal recycling on a near-state no continental-growth earth // Phil. Trans. R. Soc. Lond. 1981. V. A-301. P. 443-472

**Mojzsis S.J., Cates N.L.** Geochemical evolution the atmosphere and ocean at Hadean-Archean transition // XVIII симпозиум по геохимии изотопов. 14-16 ноября 2007 г. Москва. Ин-т геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского. 2007. С. 19-20.