

УДК 551.1; 551.2.05; 551.24.05

ТЕКТОНОМАГМАТИЧЕСКИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА ПУЛЬСАЦИОННОЙ КОНТРАКЦИИ ЗЕМЛИ. Часть I¹

© 2011 г. В.А. Ермаков

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

Рассмотрена геологическая история и ряд парадоксов тектономагматического развития Земли. Показано, что в течение ранних периодов (от гадея до рифея) резко преобладали эндогенные процессы, связанные сначала с формированием протосиала, а затем с образованием ультрабазит-базальтовой оболочки (симы). Протомантия потеряла при этом огромное количество тепла, что привело к ее расслоенности. Недра мантии уплотнились, отдавая мало плотное и легкоплавкое вещество в земную кору. Консолидация коры в палеопротерозое связана с явлениями инверсии сиала, опусканием симы, перемешиванием и последующим охлаждением тектоносферы. Начиная с рифея, в условиях относительно холодной литосферы формировалась водно-осадочная оболочка. Общее господство прогибания в неогее указывает на последовательное снижение поверхности геоида и продолжающееся действие сил уплотнения и пульсационной контракции Земли. Средняя мощность коры платформ, не искаженная ее последующим преобразованием, вероятно, и является критерием величины сокращения радиуса Земли (≈ 40 км).

Ключевые слова: эволюция Земли, тектономагматические процессы, протосиаль, базальтовый слой, осадочная оболочка, вода океанов, гипотеза пульсационной контракции.

Введение

Геодинамика процессов, создающих континентальную кору или приводящих к ее разрушению, – одна из наиболее важных и актуальных проблем в современных науках о Земле. В настоящее время такие процессы, как региональный метаморфизм, гранитообразование, деформации, приводящие к возрастанию мощности континентальной коры, чаще всего находят свое объяснение в рамках концепции тектоники литосферных плит. Однако многие аспекты названных процессов остаются невыясненными. Ряд геохронологических данных, полученных при изучении цирконов, свидетельствуют, что древнейшие породы коры образовались 4–4.4 млрд. лет назад [Zircon. Reviews ..., 2003]. Поскольку циркон – типичный минерал пород кислого и среднего состава, его образование можно связывать с формированием группы тоналитов-трондьемитов-гранодиоритов (пород ТТГ-комплекса), которые являются наиболее древними среди известных пород.

Данные изотопных исследований указывают на то, что первая деплетированная мантия появилась уже через 100 млн. лет после периода аккреции – 4.46 ± 0.115 млрд. лет назад [Caro et al., 2003]; к периоду 4.45 ± 0.02 млрд. лет относится стабилизация земной атмосферы [Zhang, 1998]. Следовательно, к этому времени появилась континентальная кора. Неясен вопрос, почему эта кора исчезла? Или где она захоронена, будучи укрытой другими породами?

¹ Часть I посвящена вопросам эволюции Земли до начала рифея. Часть II, которая будет опубликована в одном из следующих номеров журнала, содержит анализ эволюции от начала рифея до современного периода и общие выводы. Представленная аннотация относится к обеим частям; библиография приводится отдельно.

Изучение распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) и изотопов Nd в гнейсах Акасты [Bowring, Williams, Compston, 1989; Kerr, 1993] заложили представления о рисайклинге – переработке уже существовавшей континентальной коры, образованной более четырех миллиардов лет назад. Предположение о существовании ранней гранитной коры сильно меняет наше представление о начале геологической истории планеты.

Исключительно широкое развитие магматизма в докембрии определяет важнейшую роль этого процесса в образовании как базальтовой, так и гранитной коры. Роль осадконакопления в ранней докембрийской истории Земли ограничена, следовательно, нельзя говорить и о существенном вкладе анатексиса в формирование ранних гранитоидов, в связи с чем вновь становятся востребованными идеи о первичном эндогенном происхождении протосиала [Salon, 1973, 1982]. С учетом изложенного нами была выдвинута гипотеза образования ТТГ-комплексов при частичном плавлении первичного хондритового вещества Земли в условиях его полного водонасыщения [Гарагаи, Ермаков, 2004]. Предполагается, что частичный расплав имел кондицию флюидорасплава, преимущественно выводимого на поверхность путем конвекции (в ячейках Бенара). Этот механизм проще объясняет образование протосиала, чем механизм многократного фракционирования основных или ультрабазитовых магм. Нельзя также принять идею о щелочнобазальтовом составе первичной коры, которую предлагают Ю.А. Балашов [2006] и ряд других геологов, поскольку наиболее древние щелочные породы на Земле появились не ранее, чем 2.7–2.8 млрд. лет назад [Козарко, 2002].

В поисках ответа на вопрос об образовании протосиала ряд петрологов возвращается к модели его формирования в процессе зонной плавки, когда легкоплавкий материал мог быть перемещен к краевой части хондритовой мантии в процессе ее специфической температурной обработки; при этом в остаточной породе формировался дунит. Такой механизм был предложен А.П. Виноградовым [1959] для объяснения образования базальтовой оболочки Земли. Эта модель вряд ли применима к образованию гранитной оболочки, особенно при ее пониженной щелочности. Низкая калиевоность пород ТТГ-комплекса требует плавления при избытке воды, что коренным образом меняет весь ход плавления. Кроме того, эта модель предполагает одно важное условие – продвижение тепловой волны (расплава) снизу вверх – от нижней мантии к поверхности, что отличает ее от современных моделей, предлагаемых для ранней истории Земли, в которых акцент делается на обратном процессе, когда значительная роль отводится метеоритной бомбардировке. Наконец, по современным представлениям, породы деплетированной мантии представлены не дунитом, а перидотитом.

Интересна экспериментальная модель образования первичной коры в результате ударно-испарительной дифференциации на стадии ранней аккреции Земли, представленная в работе [Яковлев, Диков, Герасимов, 2000]. Авторы показали, что в результате метеоритной бомбардировки может происходить резкое локальное повышение температуры и сопровождаемое конденсацией селективное испарение расплавов как из первичных хондритов, так и из вторичных образований – базальтов. При увеличении радиуса тела аккреции почти в два раза (от 3400 до 6400 км) содержание SiO₂ в поверхностной пленке хондрита может увеличиться на 6–9%, соответствуя содержанию SiO₂ в щелочном базальте. Таким образом, гранитное вещество может образовываться при повторном испарении и конденсации базальтов. Применимость этой модели к формированию ранней гранитной коры остается неясной. На существующие возражения указывают сами авторы: во-первых, большинство космогонистов отвергают модель одностадийного селективного испарения из-за интенсивного перемешивания материалов в процессе ударного плавления; во-вторых, при подобном процессе нарастающая внешняя оболочка среднего (по содержанию SiO₂) состава имела бы мощность около 200 км при массе,

превышающей в шесть раз массу современной коры и в пятнадцать массу ее гранитной части. К сказанному следует добавить уже упомянутый выше аргумент, связанный с малой вероятностью существования щелочных базальтов.

Многие геологи полагают, что природа корообразующих процессов на протяжении всей истории Земли оставалась неизменной, с самого начала будучи всецело связанной с развитием островных дуг¹. Автором данной статьи было показано, что в типоморфных островных дугах процессы деструкции преобладают над корообразующими; в ряде его работ приводятся новые данные в поддержку идеи океанизации коры (см., например, [Ермаков, 1993, 2005, 2006]). Известны и другие исследователи, которые также высказываются против какой-либо роли островных дуг в ранней истории Земли, но с иных позиций [Hamilton, 1998, 2003; Грачев, 2005; Шарков, Богатилов, 2008].

В данной статье рассмотрены геологические ситуации как конструктивных (созидательных), так и деструктивных примеров эволюции континентальной коры; сделана попытка обобщения тех и других процессов. Хотя эти исследования выполнены схематично и с большими пробелами, тем не менее, по мнению автора, удалось без противоречий согласовать ряд новых данных геохронологии, петрологии и геотектоники с неповторяющимися фактами архей–протерозойской и новейшей геологической истории. Синтез данных позволяет обсудить тектоническое развитие Земли в связи с ее неравномерным (пульсационным) глобальным охлаждением.

Свидетельства образования первичной гранитной коры

Данные цирконометрии свидетельствуют об образовании древнейших пород коры, начиная с гадея (4.4–3.8 млрд. лет назад). Анализ изотопии гафния ($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$) в цирконах позволяет установить их связь с расплавами мантийного (при $\epsilon\text{Hf} > 0$) либо корового (при $\epsilon\text{Hf} < 0$) происхождения. На состав расплава, из которого кристаллизовался циркон, указывает содержание Y, Hf, U, Th, Yb, Lu в нем [Zircon. Reviews ..., 2003; Белоусова и др., 2007]. По данным 70 тысяч измерений методом $\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{206}$, выполненных на образцах цирконов района Джек-Хиллс, доля цирконов с возрастом 4–4.2 млрд. лет составляет 2.8%, а с возрастом более 4.2 млрд. лет – 0.3% [Harrison, Mojzes, 2003]. В древнейшем многозональном цирконе (4.404 млрд. лет) присутствуют микровключения из сростаний кварца и калиевого полевого шпата, альбита, магнетита, пирита. Как свидетельствуют данные Ю.А. Балашова [2006], по сравнению с цирконами зеленокаменных поясов гадейские цирконы в среднем отличаются более высоким содержанием Th и более высокими значениями отношения Th/U. В значительной части древнейших цирконов содержание Th и значение Th/U даже выше, чем в гранитоидах, мигматитах и других более поздних породах среднекислого состава.

Цирконы гадея с возрастом более 4 млрд. лет имеют низкие (около 680°C) температуры кристаллизации. Они обогащены радиоактивными элементами, REE, Sr и Nb, рядом других элементов; в них обнаружены варьрующие высокие значения $\delta^{18}\text{O}\%$. Перечисленные свойства указывают на кристаллизацию цирконов из расплавов гранитного состава [Amelin et al., 1999; Bowring, Williams, Compston, 1989; England, Bickle, 1984; Mojzsis et al., 2001; Mojzsis, Cates, 2007; Nelson et al., 2000; Peck et al., 2001; Wilde et al., 2001; Cavosie et al., 2003; Valley et al., 2002]. Обобщение некоторых других данных приведено в одной из работ А.Д. Блюмана [2007], высказывающегося в пользу связи цирконов с сиалической корой.

Особенности морфологии, кристаллизации, происхождения цирконов, а также возможности их применения для датирования древнейших пород проанализированы

¹ До появления теории тектоники плит образование земной коры связывалось исключительно с геосинклинальным процессом.

автором в работе [Ермаков, 2010]. Показано, что циркон – это минерал, входящий преимущественно в породы среднекислого, щелочно-кислого состава; его находки среди минералов габбрового или ультраосновного состава весьма часто оказываются ксеногенными.

В табл. 1 приведены сведения о древнейших породных комплексах ранней истории Земли, обобщенные автором с использованием датирования по цирконам.

Таблица 1. Сведения о наиболее древних цирконах Земли

Временные интервалы кристаллизации цирконов, млрд. лет	Реконструированный состав пород (Районы распространения)	Источники
4.404, 4.364, 4.355, 4.341 (в одном зерне зонального детритового циркона) 4.404, 4.350, 4.276, 4.185, 4.150, 4.005, 3.978, 3.945, 3.874	Детритовые цирконы в кварцитах Маунт-Нарриер и в гранитах Джек-Хиллс (Западная Австралия)	<i>Nelson, Robinson, Myers, 2000;</i> <i>Wilde et al., 2001;</i> <i>Valley et al., 2002;</i> <i>Harrison, Moijzes, 2003;</i> <i>Harrison et al., 2005</i>
I. 4.325–4.275, 4.200–4.175, 4.125–4.100, 4.025–4.000*, 3.925–3.900* II. 3.700–3.300 – внешние зоны протолитов	Гранитная кора (?) (Западная Австралия)	<i>Cavosie et al., 2003;</i> <i>Dunn et al., 2005;</i> <i>Belousova et al., 2002;</i> <i>Белоусова и др., 2007</i>
Первые 500 млн. лет от начала аккреции	Континентальная (гранитная) кора	<i>Moizsis, Cates, 2007;</i> <i>Trail et al., 2007</i>
4.510–3.600** (?)	Гранулиты, серые гнейсы (ТТГ?)	<i>Перчук, 2006</i>
4.456–4.469 4.4–4.27 >3.920, 3.620–3.140, 2.880–2.600	Мафитовая или щелочнобазальтовая кора (Австралия в целом, по данным Sm-Nd)	<i>Балашов, Глазнев, 2006;</i> <i>Балашов, 2007</i>
4.320–4.170 3.960–3.770	Континент «Циркония». Гнейсы Акасты (Канада) –4.01 млрд. лет; гнейсы Западной Гренландии, Лабрадора, Сэнд Ривер, трондьемиты Бонаи, Каапваальского кратона, граниты северо-восточного Китая, Антарктиды (около. 4.0 млрд. лет)	<i>Божко, 2006, 2007</i>
3.8, 3.6–3.5 и 3.3–3.0 3.604 2.85–3.05	Эндербиты двух генераций: низкокальциевые и более молодые, нормальной щелочности (Анабарский массив). Эндербиты (при возрасте протолитов 3.95–3.97 млрд. лет). Наложенные гранулиты более молодого возраста	<i>Глуховский, 2006</i> <i>Родионов и др., 2007</i>
3.65–3.60 млрд. лет	Ортогнейсы (тоналиты, эндербиты). Цирконы содержат еще более древние протолиты (Украинский щит)	<i>Чугаев и др., 2007</i>

* Интервалы с количеством определений ≥ 5 .

** Первая дата соответствует периоду гигантских импактов на поверхности Земли, вторая – времени формирования древнейших зеленокаменных поясов (Исуа в Гренландии).

Хотя дискуссия о составе пород, с которыми могут быть связаны группы древнейших цирконов, не прекращается, чаще высказывается мнение об их гранитоидной природе. По данным С. Вильде и А. Каувазы [Wilde et al., 2001; Cavosie et al., 2003], для гадея могут быть выделены следующие эпизоды роста континентальной (ювенильной) коры: 4.404; 4.364; 4.355; 4.341; 4.325–4.275; 4.200–4.175; 4.125–4.100; 4.025–4.000;

3.925–3.900 млрд. лет. Выше было отмечено, что модельный возраст наиболее ранней дифференциации протомантии изотопии (^{146}Sm – ^{142}Nd) древнейших метаосадочных пород (3.8 млрд. лет, Исуа, Гренландия) оценивается в 4.460 ± 0.115 млрд. лет [Caro et al., 2003]. Ниже будут рассмотрены косвенные данные такого рода.

Результаты геологических исследований свидетельствуют, что почти на всех древнейших консолидированных массивах породы ТТГ-комплекса подстилают зелено-каменные пояса [Магматические ..., 1980; Салон, 1982; Щербак, 1991; Грачев, 2005], так что гранитоиды оказываются наиболее древними наблюдаемыми породами континентальной коры. Обстоятельный обзор мировых данных по глубокому докембрию, выполненный Л.И. Салопом [1973], показал, что "... еще до начала отложения супракрустальных пород архея была уже сформирована довольно значительная гранитная кора, за счет разрушения которой образовались древнейшие кварциты" (с. 263). В качестве возражения иногда используются находки базит-ультрабазитовых и иных включений в древнейших гранитах, рассматриваемые как ксенолиты или реликты областей магмогенерации. Однако это возражение снимается, если принять названные включения за скиалиты, т.е. за обломки пород, залегающих гипсометрически и стратиграфически выше гранитоидов, которые при своем реоморфизме и продвижении к поверхности захватывали их с собой. Ниже этот вопрос будет рассмотрен подробнее, здесь же отметим, что ксенолиты чаще всего оказываются более молодыми, чем гранитоиды, и, кроме того, обычно они ассоциируют с метаосадочными или амфиболитовыми породами низких степеней метаморфизма. Пласты и блоки скиалитов основных пород достигают размеров многих сотен метров и даже километров.

Возраст реоморфизованных эндербитов на некоторых щитах составляет 3.6–3.8 млрд. лет, а их протолитов – 4 млрд. лет и более [Глуховский, 2006; Чугаев и др., 2007; Родионов и др., 2007], из чего следует, что первичные породы протосиалия начали формироваться еще раньше, по-видимому, в гадее. По мнению В.М. Шемякина и К.А. Шуркина [Магматические ..., 1980], контрастность составов и многократность формирования гранит-зеленокаменных областей свидетельствуют о вторичном происхождении архей–протерозойских гранитных куполов и овалов, которые не могли быть свойственны первичным формам развития гранитоидов.

Таким образом, значительный объем геологических данных позволяет считать, что древнейшие цирконы – это реликты невоскрытых (либо преобразованных) кристаллических пород кислого состава. В пользу первичной сиалической коры, сформированной на самой ранней стадии эволюции планеты (гадей–ранний архей), высказались в своих работах Е.В. Шарков и О.А. Богатиков [2008, 2009]; некоторые аргументы автора настоящей статьи опубликованы им ранее [Ермаков, 2002, 2008, 2009а–в].

Возможный способ формирования протосиалия

Если принять, что сиалическая кора в своей значительной части сформировалась в гадее, то необходимо объяснить, каким образом мог образоваться протосиалий из вещества первичной хондритовой мантии. Проблема состоит в том, что образование протосиалической коры не может быть объяснено процессом магматического фракционирования ультраосновной или базальтовой магмы, поскольку кислые породы могут быть лишь конечным продуктом этого многократно проявленного процесса. Комплементарные кислым породам основные породы типа габбро, габбро-перидотиты или перидотиты при подобном процессе должны превосходить их по объему почти на порядок и быть более древними. Ничего подобного в геологических разрезах мы не наблюдаем. Данные изотопных исследований при любой модели формирования первичной коры требуют соблюдения следующих условий [Азбель, Толстихин, 1988; Балашов и др., 1991; Толстихин, 1991; Yokochi, Marty, 2005].

1. Деpletedированная мантия должна формироваться одновременно с сиалом во всем своем объеме, составляя с ним комплементарную пару; при этом в процессе должна участвовать вся верхняя мантия. Процесс разделения протомантии должен быть относительно стабильным, хотя при этом возможна и его повторяемость.

2. По данным [Zahnle, 2003], в гадее (4.5–3.8 млрд. лет назад) интенсивность мантийной конвекции и дегазации была на порядок выше, чем в последующее время. В течение первых 600 млн. лет мантия рециклировала восемь раз¹. В противоположность этому интенсивному процессу на следующие 4 млрд. лет приходится лишь одно рециклирование [Yokochi, Marty, 2005].

3. Степень плавления субстрата не может быть сколько-нибудь значительной, хотя этот процесс разделения должен обеспечивать удаление из мантии всей массы протосиала и большей части некогерентных элементов при почти неизменном ее составе.

4. Синхронно с названным процессом разделения мантии из нее выделяются компоненты атмосферы и гидросферы. Расчетные данные показывают, что содержание воды в протомантии в этом случае составляло ~0.35% по весу.

Две возможных модели формирования протосиала представлены в табл. 2.

Таблица 2. Возможные модели формирования протосиала

Тип модели и условия формирования	Возражения
<p>Модель I Выделение магм состава ТТГ-комплекса из хондрита при конвекции в ячейках Бенара [Гарагаи, Ермаков, 2004]:</p> <ul style="list-style-type: none"> – плавление водосодержащей мантии с содержанием воды 0.35% по весу, – глубокий прогрев мантии (в слое 400 км), – небольшая доля плавления (3–5%), – температура на поверхности до 1000°C; наличие критического градиента температуры между поверхностью и подошвой слоя конвекции 	<ol style="list-style-type: none"> 1. Высокие расчетные значения температуры поверхности (до 1700 °C) и небольшая глубина прогрева в период “магматического океана”. 2. Неполное соответствие состава экспериментальных плавней составу ТТГ-пород. 3. Отсутствие данных о водном плавлении гипербазитов при высоких <i>PT</i>-параметрах (при давлении более 50 кб).
<p>Модель II Плавление базальтов при высоком давлении с разделением на ТТГ-расплав и эклогитовый рестит [Блюман, 2005, 2007]:</p> <ul style="list-style-type: none"> – сухое плавление при $P=16\text{--}32$ кб (50–100 км) и $T=1050\text{--}1100^\circ\text{C}$, – высокая доля плавления, достигающая 46% начального объема, – протолиты представлены разными типами базальтов (O1-толеитовые, Ow-толеитовые, щелочные) 	<ol style="list-style-type: none"> 1. Неизвестны эклогиты и алмазы с возрастом от 3.5 до 4.4 млрд. лет. 2. Неустойчивость эклогитов при высоких давлениях воды. 3. Необходимость предварительного образования базальтов с их последующим погружением в хондритовую мантию. 4. Отсутствие щелочных базальтов среди пород гадея и архея до 2.7 млрд. лет. 5. Высокая доля плавления не обеспечивает соответствия с геохимией и изотопией благородных газов.

На наш взгляд, модель II маловероятна, поскольку имеется ряд серьезных возражений. Модель I, предлагаемая нами и рассмотренная ранее в работе [Гарагаи, Ермаков, 2004], на самом общем качественном уровне основана на экспериментах Б. Майсона и А. Бетчера [1979] по плавлению водосодержащей мантии, соответствующей веществу хондритов. Мы исходили из установленного факта, что вода гидросферы вместе с растворенными в ней легколетучими компонентами (углекислоты серы, хлора, фтора и др.) выделилась непосредственно из мантии в процессе ее дегазации [Ронов, Ярошев-

¹ По данным презентации В. Marty et al. “Noble gas sources and fluxes in the Hadean”, представленной на IX Международном геологическом конгрессе в 2007 г.

ский, Мигдисов, 1990]. При доле расплава $\leq 5\%$ его состав близок к гранодиоритам (тоналитам) и, что особенно важно, расплав отличается низким содержанием калия (табл. 3).

Таблица 3. Состав частичных расплавов, полученных при плавлении перидотитов в избытке воды при разных *PT*-условиях [Майсон, Беттчер, 1979]

<i>T</i> , °C <i>P</i> , кбар	1080 17	1150 15	1050 15	1050 15	950 15	1050 22	
Тип пород	<i>C</i>	<i>B</i>	<i>B</i>	<i>B</i>	<i>B</i>	<i>B</i>	Тоналит*
SiO ₂	64.4	61.4	61.9	63.1	62.2	65.9	64–68
TiO ₂	0.1	0.6	0.2	0.5	0.8	0.4	0.2–1.0
Al ₂ O ₃	20.6	16.2	20.4	22.1	20.1	19.9	13–18
FeO _{общ}	0.8	5.9	1.5	0.6	1.72	0.8	1–5
MgO	3.2	3.7	2.9	0.8	2.1	0.7	1–3.5
CaO	9.4	9.4	9.8	9.6	10.1	9.5	2–6
Na ₂ O	1.4	2.5	2.9	2.9	2.1	2.5	2.5–5
K ₂ O	0.1	0.1	0.2	0.2	0.2	0.2	0.8–2

* Состав природного тоналита приводится по данным Петрографического кодекса. Породы типов *C* и *B* близки между собой и относятся к шпинелевым лерцолитам; в породе типа *B* преобладает нормативный клинопироксен, в породе *C* – гиперстен.

В условиях проводимого эксперимента при давлении до 22 кб были изучены расплавы, имевшие, по нашему мнению, заметное сходство с природными тоналитами, но несколько более глиноземистые и известковистые и менее калиевые. В опытах Б. Майсона и А. Беттчера с увеличением давления до 20 кб содержание SiO₂ увеличилось. Это означает, что расплавы фиксируют тенденцию изменения состава от тоналитов к трондjemитам. Растворимость силикатных фаз (кремнезема) во флюиде при взаимодействии с мантийным перидотитом при более высоких значениях *PT*-параметров (давление более 10–30 кб, температура 1000–1300°C) резко возрастает; выше солидуса при формировании расплава тенденция растворения кремнезема усиливается.

При высокой концентрации воды в верхней мантии растворы будут преобразовываться в богатые водой силикатные флюидорасплавы, в которых кремнезем может составлять более 70 мас.% (при $P \geq 135$ кб и $T \approx 1200$ °C [Жариков, 1987; Рябчиков, 1988]. В.А. Жариков специально отмечает, что при давлении более 15–20 кб в мантии может возникать концентрированный флюид, обогащенный редкоземельными и литофильными элементами. Он подчеркивает, что подобный щелочно-кремнистый флюид вообще является источником гранитизации и гранитообразования на разных этапах эволюции коры. Однако возможно, что подобная ситуация уникальна и существовала только в гаее, будучи связанной с особенностями водосодержания и соотношения H₂O и CO₂ в веществе первичной мантии.

В случае содержания в названной доле легкоплавких компонентов всего возможного количества воды и летучих мы получаем состав флюидорасплава (гранита или гранодиорита), который экстрагируется из хондрита. При этом при мощности возбужденной протомантии в 400 км на поверхность будет выброшен слой мощностью 12–20 км с соответствующими объемами воды и атмосферы.

Уникальные петрографические особенности пород древнейших архейских “гранулитогнейсовых комплексов”, включающих не наблюдаемые в более поздних образованиях серогнейсовые и ТТГ-комплексы, в свое время были описаны Б.Я. Хоревой [1985]. В контексте данной статьи наиболее интересными представляются следующие из них:

1) с одной стороны, рассматриваемые породы по составу и структуре напоминают интрузивные образования, хотя в них нет признаков былого присутствия расплава;

с другой стороны, в них отсутствуют признаки супракристалльного происхождения, т.е. участия в них осадочных или вулканогенно-осадочных пород;

2) преобладание безводных и маловодных парагенезисов, образованных при высоких температурах и дефиците кислорода в неравновесных условиях (неупорядоченность структуры ортоклаза);

3) характерная изометричная форма минералов с шарообразными и овальными стяжениями, в которых наблюдается гомодромная последовательность выделения минералов.

Перечисленные особенности имеют глобальный характер и свойственны всем соответствующим породам на континентах.

Подобные образования протосиала, возможно, формировались в условиях магматического океана при наземных излияниях кипящего флюидорасплава (по типу игнибритовых извержений) после отделения летучих. Солидус мокрых хондритов составляет от 765–915°C при $P=15-32$ кб до 1000°C при $P \geq 5$ кб [Майсен, Беттчер, 1979], что близко к ликвидусу гранитоидов. Температура флюидорасплава быстро падала от ликвидусной до субсолидусной; движущиеся капли обособлялись по типу ликвации, хотя материал продолжал двигаться и перемешиваться. Минимальная температура расплава не опускалась ниже 700°C, уровня, близкого к солидусу мокрых пород ТТГ-комплекса. Метаморфизм этих толщ впоследствии сводился лишь к их текстурной оптимизации.

Предлагаемый процесс происходит при температурах магматического океана в интервале 700–1000°C, когда хондритовая мантия при определенных условиях распадается на ячейки Бенара с параметрами, близкими к размерам щитов или платформ. Ячейки Бенара обеспечивают наиболее эффективную конвекцию в пределах отдельных ячеек и максимальную скорость теплового потока. Этот конвективный процесс сходен с кипением, при том, что “кипит” интерстиционная, межкристалльная жидкость. При конвекции в ячейках Бенара флюидорасплав экстрагирует весь объем твердого вещества, каждую его элементарную ячейку, например кристалл, что позволяет легкоплавкому веществу выделяться сразу во всем объеме плавящегося субстрата. Легкая “пена” на поверхности сгоняется конвективными движениями к нисходящей ветви, где благодаря своей высокой плавучести исключается из обращения и накапливается. Отдельные скопления легкого вещества в силу случайных причин стягиваются в более крупные. Как было отмечено, распад ячеек и их новое образование могли повторяться восемь раз. К концу процесса мы имеем дело с полностью разделенным первичным веществом мантии, которое в принципе может соответствовать деплетированной мантии и протосиалу.

Уже отмечалось, что образование протосиала из обводненного хондрита может привести к появлению на поверхности слоя мощностью 12–20 км. Низкая калиевоность пород ТТГ-комплекса является его важной петрохимической меткой. Используя этот признак, по экспериментальным данным [Майсон, Беттчер, 1979; Кадик, Луканин, Лапин, 1990] можно реконструировать соотношение главных летучих частей “в магматическом океане” – отношение H_2O/CO_2 , составляет приблизительно 3/2 [Гарагаш, Ермаков, 2004].

Таким образом, имеются косвенные свидетельства того, что породы ТТГ-комплекса (протосиаль) или их аналоги покрывали поверхность деплетированных хондритов. Процесс корообразования в гадее повторялся не менее восьми раз, являясь следствием тепловых пульсаций. Начиная с раннего архея, происходили процессы переработки и рециклинга протосиала. Магматический процесс в это время определял всю поверхностную морфоструктуру планеты. Период образования протосиала можно было бы характеризовать как период магмотектоники и сильнейшей диссипации тепла и легколетучих компонентов протомантии, что и определило формирование слоя деплетированной верхней мантии.

Формирование континентальной коры в архее и палеопротерозое

Исследования магматизма в архее и палеопротерозое выполнялись многими геологами, в том числе О.А. Богатиковым, Е.В. Беляевым, Е.В. Шарковым, Н.А. Божко, М.З. Глуховским, А.Ф. Грачевым и В.С. Федоровским, Ф.П. Митрофановым, Ю.А. Морозовым, И.А. Резановым, А.А. Щипанским. Особо отметим специализированную работу Л.И. Салопа [1982] и коллективную монографию под редакцией К.А. Шуркина [Магматические..., 1980]. В архее–протерозое продолжалось формирование гранитоидов, хотя главные объемы протосиала уже были образованы. Континентальная кора этого времени представлена разнообразными по составу гранитоидами, гранито-гнейсами, мигматитами, кристаллическими сланцами и гнейсами, заключенными в матрицу метасланцев существенно основного ультрабазит-базальтового состава. В такой комбинации, часто выделяемой как гранит-зеленокаменная область, гранитоиды занимают до 75% всей площади, а метабазиты оказываются породами перемычек. Однако есть и заметные площади самостоятельного распространения зеленокаменных пород, относимые обычно к структурам палеорифтов. Породы этих площадей также рассматриваются как гранулитовые пояса, что не всегда подтверждается. Соотношение гранитоидов и базитов (преимущественно метабазитов) представляет главную и сложную проблему геологии щитов и консолидированных фундаментов платформ. Остановимся кратко на главных особенностях этих образований.

Представление о типах пород, сформированных в архее–палеопротерозое, дает хорошо документированный разрез Кольской скважины, имеющий мощность 12060 м [Наливкина, 2004]. В разрезе сверху вниз представлены породы палеопротерозоя, затем архея. До глубины 6842 м залегает верхний архейский существенно мафический комплекс, до 12060 м – нижний архейский преимущественно салический. Верхний комплекс представлен двумя включающими рудоносные интрузии свитами, каждая из которых имеет двучленное строение: сверху залегают пикритобазальты или трахиандезит-базальты, а снизу – соответственно граувакковая или терригенно-кварцит-карбонатная формации. Породы верхнего комплекса метаморфизованы от прениит-пумпеллитовой стадии до амфиболитовой. Нижний комплекс архея сложен аналогами кольской серии: биотит-плагиоклазовыми гнейсами, в том числе серыми гнейсами, и амфиболитами, сформированных по андезито-дацитам(?), высокоглиноземистым осадочным породам и базальтам, которые в этом разрезе довольно редки. Под выходами кольской серии вскрыты амфиболовые диориты, гранодиориты, биотитовые плагиограниты (ТТГ-комплекс). Для нижней части пород верхнего комплекса характерны сланцеватые текстуры, а для нижнего (архейского) комплекса более типичны гнейсовые текстуры.

Как видим, в Кольской скважине наблюдается типичное чередование с положением внизу не базальтоидов, как ожидалось при проектировании бурения (предполагалось встретить на забое “базальтовый слой” коры), а набора салических пород. Реликт “базальтового слоя” мощностью около 7 км в данном разрезе залегает вверху, на сиале, что типично для всех разрезов, сохранивших первичное соотношение сиала и симы. Эта ситуация парадоксальна, ее тектонические последствия будут обсуждаться в следующем разделе.

В Западной Австралии наиболее ранние эндогенные процессы, датированные по цирконам и валовому составу пород, относятся к временным интервалам >3.920, 3.620–3.140, 2.880–2.600 млрд. лет; для Австралии в целом по данным Sm-Nd метода (по пикам на гистограмме) – ≥3.820, 3.500, 2.720 млрд. лет [Балашов, Глазнев, 2006]. По данным [Hawkesworth et al., 2006; Kemp et al., 2006], континентальная кора формируется в результате быстрого пульсационного роста.

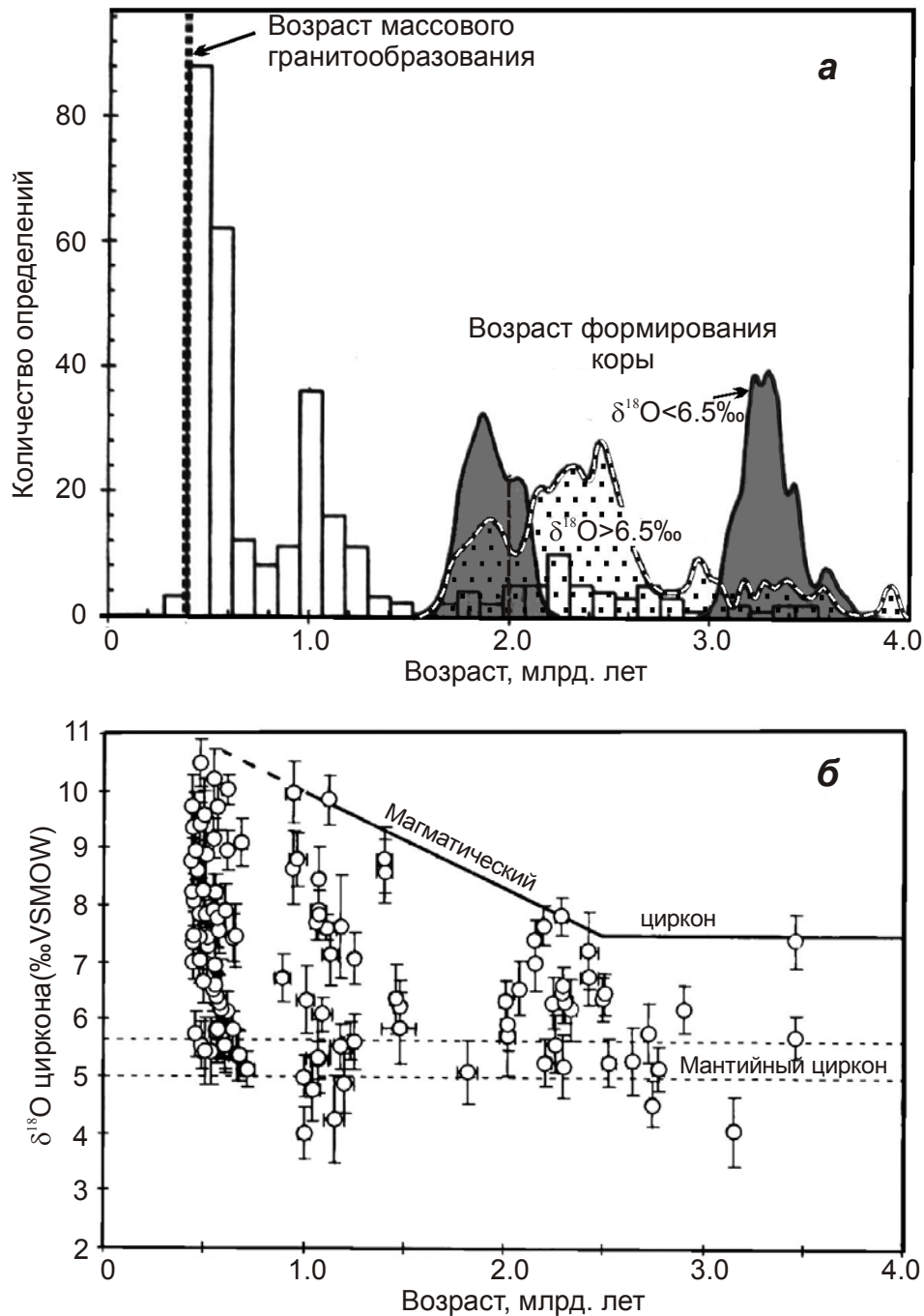


Рис. 1. Распределение возраста и значений отношения $\delta^{18}\text{O}$ детритовых и наследованных цирконов в породах юго-восточной Австралии (по [Hawkesworth, Kemp, 2006; Kemp et al., 2006]): *a* – гистограмма отражает возраст цирконов по данным U-Pb метода, а огибающие кривые – возраст тех же цирконов, полученный по изотопам гафния. Последние образуют две совокупности: значения $\delta^{18}\text{O} < 6.5\text{‰}$ рассматриваются как мантийные (темные пики); цирконы с $\delta^{18}\text{O} > 6.5\text{‰}$ испытали влияние коры (воды), их огибающая показана двойной линией, поле отмечено точками. Прерывистая вертикальная линия на гистограмме – возраст масштабного формирования гранитоидов по различным данным (примерно 0.400 млрд. лет); этот пик близок к пикам массового проявления обломочных цирконов; *б* – зависимость между возрастом и значениями $\delta^{18}\text{O}$ в тех же детритовых и наследованных цирконах [Kemp et al., 2006]. Полоса между двумя штриховыми линиями – условная граница между мантийными и коровыми значениями $\delta^{18}\text{O}$ [Hawkesworth, Kemp, 2006]. Черная ломаная линия, ограничивающая поле значений сверху, соответствует изменениям $\delta^{18}\text{O}$, установленным для магматических цирконов 1200 интрузивных гранитов. Другие пояснения см. в тексте

На рис. 1, *a* приведена гистограмма распределения возраста детритовых и наследованных цирконов юго-востока Австралии (по U-Pb), совмещенная с распределением возрастов, полученных для тех же цирконов по изотопам гафния. Цирконы разделены по показателю $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ на мантийные, ювенильные и коровые (или гибридные). В архее–палеопротерозое выделены следующие пики формирования ювенильной коры: 3.8, 3.3, 2.7, 1.9 и 1.2 млрд. лет (последний проявлен слабо). Вторая группа пород с высоким $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ соответствует времени образования вторичной (гибридной) коры – пики 1.9 и 2.4 млрд. лет. Пик 1.9 млрд. лет соответствует совместному проявлению мантийных и коровых гранитоидов. Цирконы с возрастом менее 1.5 млрд. лет характеризуют гранитоиды преимущественно “вторичные”, анатектоидные или гибридные. Авторы названных выше работ не обсуждают цирконы, имеющие “запредельный” возраст (от 4.0 до 4.408 млрд. лет), среди которых также установлены разные типы.

График, приведенный на рис. 1, *б* показывает рост тяжелого изотопа кислорода ($\delta^{18}\text{O}^1$) с уменьшением возраста, что свидетельствует о возрастающем вовлечении материала коры в формировании кислых магм. Главные магматические события юго-востока Австралии (гранитообразование) в фанерозое по геологическим данным и цирконометрии приблизительно совпадают в диапазоне 400–500 млн. лет; в это время влияние мантийного компонента сказывается в малой степени.

Ряд разновозрастных Sm-Nd-изотопных провинций был выделен А.Б. Котовым с соавторами [2006] на Алданском щите и в зоне его сочленения с Джунгаро-Становой областью. Эти провинции были разделены по значению ϵNd на первичные и вторичные; последние сложены уже преобразованной континентальной корой. Эпизоды первичного процесса, имевшие место 3.8–3.5, 3.3–3.2, 3.0–2.9, 2.2–2.0 млрд. лет назад, проявлены формированием как гранулитогнейсовых комплексов, так и зеленокаменных поясов существенно основного состава. Первые два интервала близки к австралийским событиям корообразования (см. выше). Породы вторичной коры (с отрицательным ϵNd) охватывают значительные области от раннего архея до конца палеопротерозоя (не менее 25% всех площадей).

Изучение изотопного состава Nd в мезо- и неоархейских гранитоидах и некоторых базальтах Прилаждья также показывает, что уже в это время расплавы были заметно контаминированы материалом первичной континентальной коры [Богатиков и др., 2006].

В работе [Condie et al., 2009] по U-Pb-изотопии магматических и детритовых цирконов для докембрия определен возраст главных эпизодов (пиков) гранитоидного магматизма в различных кратонах, представляющих все континенты. Всего было использовано 7000 определений магматических цирконов и 18000 детритовых. Выделены следующие связанные со становлением континентальной коры в докембрии эпизоды гранитообразования: 2.700, 2.550, 2.120, 1.900, 1.700, 1.650, 0.800, 0.570, 0.450 млрд. лет (две последние цифры относятся к фанерозою). Кроме перечисленных, выявлены еще два небольших эпизода – 3.780 и 3.300 млрд. лет, – относимые к раннему архею. Большая часть названных эпизодов характеризует гранитоидный магматизм пяти и более кратонов. Эпизоды 2.700, 2.500 и 1.900 млрд. лет выделены как по магматическим, так и по детритовым цирконам.

Определения $\epsilon\text{Nd} \sim 2$ (и/или ϵHf) позволяют отнести гранитоиды к мантийным образованиям, контаминированным материалом коры. Последняя оговорка очень важна, поскольку предполагает существование некоторых иных – первичных – гранитоидов.

¹ Принятое на рис. 1, *б* для мантийных цирконов значение $\delta^{18}\text{O}$, равное $5.3 \pm 0.3\text{‰}$, соответствует базальтам срединных океанических хребтов; впоследствии авторы по неясным причинам приняли за мантийную метку значение $\delta^{18}\text{O} < 6.5\text{‰}$ [Hawkesworth, Kemp, 2006].

Авторы названной выше работы пишут о существовании мантийных плюмов специфического гранитоидного состава, наиболее масштабные из которых приходится на периоды 2.700 и 1.900 млрд. лет. Известно, что первый из этих периодов соответствует эпохе особенно мощной гранитизации, а второй относится к магматизму акиткания с его уникальным составом и особенно высокой интенсивностью магм кислого состава. В разных районах земного шара гранитоиды обоих периодов несут множественные признаки анатектоидного или смешанного корово-мантийного происхождения (см. ниже).

Заметим также, что в названной работе не обсуждаются действительно широко развитые в архее и протерозое базальтовые плюмы, объемы которых были очень велики. Идея авторов о мантийных плюмах гранитоидного состава в своей генетической части близка к нашей гипотезе о гадейском протосиале, однако названный ими возрастным диапазоном проявления этих процессов в период массового формирования базит-ультрабазитовых магматитов вряд ли может быть принят.

Гранулитовые пояса представлены кристаллическими сланцами, гиперстеневыми плагиогнейсами (эндербитами), гранатовыми гнейсами и гранулитами с прослоями карбонатных пород. Средний состав названных пород отвечает андезитобазальтам, отчего они и были выделены в соответствующую андезито-базальтовую формацию [Магматические ..., 1980]. Гранулитовые пояса (или комплексы) могут быть как полными с гранулит-гнейсовыми образованиями вверху разрезов, так и редуцированными, в которых верхняя часть представлена базит-карбонатными образованиями; иногда в ассоциации с гранулитами отмечены мраморы и кальцифиры. Встречаются базит-карбонатные комплексы, содержащие гранулиты в малом количестве. Наконец, известны и бескарбонатные гранулит-базитовые и гранулит-гнейсовые комплексы [Блюман, 1998]. Долгое время считалось, что названные комплексы являются древнейшими породами Земли, и это давало повод отождествлять их с гранулит-базальтовым слоем земной коры [Лутц, 1997]. В настоящее время это заключение оспаривается. С одной стороны, показано, что возраст зеленокаменных пород, метаморфизованных в амфиболитовой фации, оказывается более древним, чем возраст гранулитов, а гранулиты и эндербиты вторичны по отношению к ТТГ-комплексам [Бибикова, 1989]; с другой, повсеместно установлено, что сам ТТГ-комплекс относится к наиболее древним из известных пород.

Геологическая ситуация и генезис гранулитов, их соотношение с зеленокаменными породами – весьма сложная дискуссионная проблема. Вполне вероятно, что происхождение гранулитов в данном случае – вопрос не их возраста и стратификации, а скорее тектоники и особенностей метаморфизма, в частности, температурной составляющей *PT*-условий преобразования первичных пород. Один из вариантов толкования дан Л.Л. Перчуком [2006]. В контексте данной работы более важным представляется вопрос о первичном составе этих пород и масштабах их проявления, в котором мнение специалистов более однородно.

Изученные разрезы зеленокаменных пород охватывают практически весь архей и часть протерозоя до рифея общей длительностью около 2 млрд. лет; в некоторых случаях известны непрерывные разрезы, формировавшиеся в течение 700 млн. лет в промежутки от 3.6 до 2.9 млрд. лет назад [Грачев, 2005]. Разрезы лавовых и вулканогенно-осадочных образований этого времени достигают мощности 12–15 км (например разрез Барбертон в Южной Африке).

М.В. Минц [2003], обсуждая корреляцию главных событий в эволюции палеопротерозоя Лаврентии и Сибири выделил пять импульсов преимущественно плюмового магматизма: 2.51–2.44, 2.44–2.0, 2.0–1.95, 1.95–1.75, <1.75 млрд. лет. Для последнего из этих периодов характерно проявление пост- и анорогенных процессов. В названной работе автор отмечает, что мафический и сиалический типы земной коры известны с ран-

него архея. По приводимым данным палеопротерозойская тектоника началась глобальным рифтингом, а завершилась сжатием и формированием орогенов. Тезис об орогенезе основан на фактах проявления гранитоидов и складчатости, хотя этого не достаточно, чтобы говорить о горообразовании из-за отсутствия в наблюдаемых разрезах грубо-обломочных моласс.

Практически все разрезы зеленокаменных пород имеют в основании кристаллические или метаморфические породы сиалического состава, о чем уже упоминалось выше. В разрезах часто присутствуют коматииты, однако эти лавы представлены не везде, их общая доля не превышает 20% от общего объема базитов. Осадочные породы мало мощны, их суммарная мощность не превышает первых километров; они представлены мелководными образованиями с участием джеспилитов (железистых кварцитов). Общая реконструированная мощность разрезов вулканогенных толщ достигают 13–18 км, по некоторым данным 32 км [Беляев, 2007]. Лавы зеленокаменных поясов имеют преимущественно основной и ультраосновной состав (66–74 % всех пород); объем пород средне-кислого состава незначителен. В ряде случаев отмечена следующая временная последовательность вулканизма зеленокаменных пород: коматииты, толеитовые базальты → толеитовые базальты → толеитовые и известково-щелочные вулканы, в том числе среднего состава [Беляев, 2007].

В работе Н.Л. Добрецова [2003] приводится схема проявления коматиит-базальтовых серий пород в период от 3.4–3.2 до 1.6 млрд. лет с периодичностью 250 и 800 млн. лет. По его данным, доля коматиитов в конкретной серии (или формации) может составлять от 44 до 70%. Согласно работе [Гирнис, Рябчиков, Богатиков, 1987], ранние архейские коматииты являются высокомагнезиальными, а поздние – низкомагнезиальными. Отмечается и некоторая эволюция пород основного состава от коматиитов к высокомагнезиальным бонинитоподобным базальтам, андезитобазальтам и к железисто-титановым пикритами и базальтам (в возрастном интервале 2.3–2.2 млрд. лет); архейские бониниты несколько более основные, чем фанерозойские [Богатиков и др., 2006]. Е.В. Шарков и О.А. Богатиков [2008] делают акцент на преобладании в раннем протерозое кремнеземистой высокомагнезиальной (бонинитоподобной) серии вулкаников. Эти породы отличаются повышенным содержанием TiO_2 и имеют отрицательные значения ϵNd , указывающие на участие коры в их образовании. Ранее модель подобного взаимодействия ультраосновной магмы и пород континентальной коры с образованием бонинитов была предложена Т.И. Фроловой, Л.Л. Перчуком и И.А. Буриковой [1989].

Итак, в архее–палеопротерозое параллельно формируются разнообразные комплексы гранитоидных пород и масштабные проявления ультрабазит-базальтового магматизма. Разнородные и недостаточные данные о возрасте проявления тех и других ассоциаций пород не позволяют судить об их возрастных соотношениях, однако можно заключить, что и те, и другие проявляются с одинаковой регулярностью и сближены по времени образования.

Ювенильная (связанная с мантией) магматическая кора ТТГ-типа выделяется периодически от начала гадея преимущественно до рифея. Одновременно с этим происходит многократный рециклинг и преобразование этой ювенильной магматической коры. Рециклинг гранитоидов лишь в небольшой степени означает прибавления новой коры, в основном происходит ее перемещение, некоторое изменение вещественного и фациального составов под воздействием тепловых процессов. Большой объем вторичных гранитоидов в архее–протерозое служит косвенным указанием на формирование основных объемов протосиала еще раньше – в гадее.

Ультрабазит-базальтовый магматизм составляет основное содержание геологических процессов архея–палеопротерозоя. Его масштабы огромны, поэтому можно пола-

гать, что он охватывал почти всю земную оболочку. В этот период формировались и гигантские интрузивные массивы типа Бушвельда, массивы автономных анортозитов, крупные интрузии габброидов, в том числе и при андерплейтинге¹. Большинство геологов связывает магматизм архея–палеопротерозоя с подъемом плюмов из верхней или нижней мантии [Мантийные ..., 2002; Добрецов, 2003]. В это время фактически сформировался симатический слой земной коры, который первоначально залегал сверху, на поверхности протосиала. Континентальная кора в период формирования симы представляла собой сочетание ультрабазит–базальтовых интрузивных и вулканических образований, между которыми повсеместно или локально был зажат слой протосиала; в других ситуациях сиаль занимал положение нижнего слоя на хондритовой мантии. В динамическом отношении это была крайне неустойчивая ассоциация.

Парадокс окаймленных куполов и значение инверсий протосиала

Приведенные представления о последовательности магматических событий в ранней истории Земли близки к изложенным в специальной работе В.М. Шемякина и К.А. Шуркина, посвященной формациям раннего докембрия, и опубликованным в заключительной части книги [Магматические ..., 1980, кн. 1]. Речь идет о следующем.

1. Установлен древнейший возраст пород ТТГ-комплекса с указанием на неясность их первичного источника. Разрыв во времени и многократность проявления реоморфных и интрузивных гранитоидов говорят о вторичном происхождении куполов или овалов, что свидетельствует о первичном образовании гранитоидов вне связи с плюмовыми или диапировыми процессами.

2. Показано, что ТТГ-комплекс более древний, чем вулканы основного и ультраосновного состава, в том числе и коматииты. Базальтовые коматииты близки к средним пикритам, а перидотитовые отличаются от них низкой глиноземистостью и исключительно высокой магнезиальностью.

3. Установлен более молодой, чем у нижних гранит-зеленокаменных поясов (гранит-зеленокаменных областей), возраст гранулитогнейсовых комплексов.

4. Хорошая сохранность вулканогенных пород гранит-зеленокаменных поясов и их слабый метаморфизм (лишь в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций) показывают, что эти породы не участвовали в больших вертикальных перемещениях, характерных для гранитоидных пород. Реальный эрозионный срез (к моменту заложения карелид) оценивается в 2–3 км в течение 300 млн. лет.

В.М. Шемякин и К.А. Шуркин не нашли решения проблемы первичных гранитоидов, поскольку целиком исходили из геосинклинальной теории, в которой фактически нет места образованию ранних магматических гранитоидов. Так, в геологических разрезах ранних пород Земли осадочные породы имеют крайне малую мощность и объем, и их большая часть относится к континентальным образованиям, что не типично для геосинклиналей. Геосинклинальная теория оказывается непродуктивной для понимания природы ТТГ-комплекса. Авторы особо отмечают проблему, связанную с наличием включений основных и ультраосновных метавулкаников в древнейших гранитоидах, что противоречит первым двум из приведенных выше выводов. Эта проблема снимается, если принять, что ксенолиты являются реликтами скиалитов, т.е. обломков более молодых и менее глубоких метопород, которые захватываются гранитоидами при их инверсии и продвижении к поверхности в куполах или реонах.

¹ Явление андерплейтинга также могло быть фактором формирования нижней “базальтовой” коры. В этом случае сиаль обменивался местом лишь с верхней симой. Однако мы лишены возможности оценить масштабы андерплейтинга. Известное соотношение интрузивных и вулканических фаций пород основного состава косвенным образом указывает, что доля андерплейтинга (интрузивных фаций типа габбро) не может превышать 15% от объема базальтовой коры.

Обратим внимание на некоторые другие важные особенности геологии ранней континентальной коры, которые обсуждались нами в предыдущих разделах.

1. Параметры магматизма основного–ультраосновного состава архея–протерозоя достаточны для его отождествления с “базальтовым” или нижним слоем коры. Этот слой формируется позже протосиала и первоначально статиграфически и гипсометрически залегает выше, чем слой сиала.

2. В архее–раннем протерозое сформировалась отмеченная динамическая неустойчивость соотношения пород протосиала и симы.

3. Парадокс настоящего времени заключается в том, что на поверхности щитов, там, где основные–ультраосновные метапороды реконструируются в глобальный слой симы, они проявлены эпизодически, в виде подчиненных тел или в ассоциациях гранит-зеленокаменных областей вместе с преобладающими гранитоидами в структурах типа окаймленных куполов.

Гранитоидные или близкие к ним породы могут занимать до 75% всей площади щитов. В этой ассоциации часть гранитоидов (ТТГ-комплекс) ядерных частей куполов оказывается более древней, чем собственно метабазиты зеленокаменных областей. Это, по-видимому, может быть объяснено тем, что наблюдаемая структура кристаллических комплексов докембрия сформирована в большой мере за счет инверсии протосиала и встречного погружения симы. Инверсия началась сразу же после начале формирования симы, поскольку плюмовые внедрения магм базальт-ультрабазитового состава подогревали протосиаль и способствовали его массовому реоморфизму.

При формировании гранит-зеленокаменных областей происходит обмен местом между нижним сиалом и вышележащей симой. При погружении симы на уровень нижней коры его породы преобразуются сначала в амфиболиты, а затем в гранулиты. Кроме метаморфизованных базальтоидов, с гранулитами могут быть связаны анортозиты и чарнокиты.

Некоторые механизмы подобных инверсий рассматривались в разные годы Л.И. Салопом, В.В. Эзом, М.Г. Леоновым; экспериментальные тектонофизические работы были выполнены Х. Рамбергом, В.В. Белоусовым, М.А. Гончаровым с коллегами [Методы ..., 1988]. Л.Л. Перчук [2006] предложил математическую и петрологическую модели процесса инверсий сиалических масс, поднимающихся с больших глубин земной коры в виде диапира; подобный же механизм как надежно доказанный ранее обсуждался в [Рингвуд, 1981, с. 299]. Л.И. Салоп [1982] характеризовал процесс инверсий как развитие реонов, поперечник которых может достигать 800 км (рис. 2).

Еще раньше П. Эсколя [Eskola, 1949] описал формирующиеся при этом структуры как окаймленные купола. Подъем куполов или реонов происходит одновременно с их мигматизацией и гранитизацией. Длительность, многократность, реомобилизация, перемешивание материалов при частичном плавлении – характерные свойства куполов. Отметим, что В.В. Белоусов [1962] в раннем докембрии выделял тип складчатых интрузий или гранито-гнейсовых куполов, тесно связанных с одновременным течением, формированием флюиальности, гнейсоватости во вмещающих породах. В после-складчатых батолитах подобные явления нигде не наблюдаются. В.М. Синицын [1972] в свое время рассматривал нижнюю кору как зону десиализации, характеризующуюся высоким давлением, уменьшением объема, вытеснением гранитных элементов (обеднение сиалическими компонентами), воды и CO_2 . Подобные процессы продолжались в течение всего архея и палеопротерозоя; к началу рифея этот процесс в основном прекратился.

При подъеме реонов происходит субодновременная деформация вмещающих толщ и формирование всей инфраструктуры окаймленных куполов. В связи с этим важно отметить многократное сложение деформаций, их пластический характер и



Рис. 2. Схематический вертикальный разрез складчатых овалов, демонстрирующий характер течения материала в поднимающемся реоне. Линии I-I и II-II соответствуют разным уровням эрозионного среза, наблюдаемым на Алданском щите (I-I) и в Южной Африке (II-II). Линия вверху рисунка – условное положение дневной поверхности до начала эрозионного срезания (по [Салоп, 1982] с изменениями)

сходство со структурами течения. Отмечено, что деформация в бортовых частях реонов более интенсивна, чем на удаленной периферии. В своих последних работах В.В. Эз [1997] рассматривает сложнейшую деформацию метаморфических пород как результат гравитационной неустойчивости, возникающей тогда, когда породы меньшей плотности образуются под породами большей плотности, что типично для нестационарной конвекции или адвекции. Таким образом, складчатость не обязательно связана с фазами сжатия, но отражает деформации и перемешивание геологических материалов при подъеме куполов. Пластичность пород определяется их температурой, иногда достигающей солидуса при условиях, типичных для гранитизации. Механизм инверсий – не простое механическое перемещение, а сложный термальный и физико-химический процесс, происходящий одновременно с гранитизацией. При этом развиваются реомобилизация и рециклинг протосиала с формированием мигматитов и вторичных гранитоидов. Широкое проявление контаминации, анатексиса, реомобилизации, включение скиалитов в тело поднимающихся гранитоидных масс в период развития гранит-зеленокаменных областей является свидетельством активного взаимодействия базальтов с веществом протосиала. Наконец, инверсии, по-видимому, повлияли на изменение химического состава областей эрозии и накопления осадочных пород; примерно 2.5–2.7 млрд. лет назад после масштабной гранитизации, вероятно, возросло содержание гранитных компонентов в составе осадков.

В одной из своих работ Ю.А. Морозов [2003] разделяет формирование кратонов и подвижных поясов докембрия: первые подобны реонам, вторые – это самостоятельные формирования, подобные рифтовым структурам, однако и те, и другие синхронны. Рифтовые структуры указывают на появление протяженных линейных деформаций. Геомеханическая обстановка в названных структурах различна, но важно понять, какой процесс является определяющим. Хотя рифтовые процессы действительно определяли

тектонические процессы при формировании симы (см. [Морозов, 2003, с.12], в силу своей связи с растяжениями коры они не могли сформировать наблюдаемую складчатую структуру кратонов. С другой стороны, эти условия способствовали подъему реонов. Принимая во внимание абсолютное преобладание на поверхности щитов именно гранитоидов, можно сделать вывод о глобальном значении процессов инверсий и всплывания реонов в формировании структуры раннего докембрия.

Конечно, и те, и другие процессы не исключают проявления разнообразных вторичных и наложенных деформаций. В ряде случаев на границах разнотипных тектонических структур картированием установлены сложные складчатые и надвиговые деформации, пакеты надвиговых чешуй, имеющих значительную линейную протяженность. Эти данные могут рассматриваться как ограничения концепции окаймленных куполов. Будем, однако, иметь в виду, что в данной статье обсуждаются лишь самые общие особенности этого тектонического процесса. Как показано Х. Рамбергом [1985], при инверсиях приповерхностные структуры всплывающих тел очень разнообразны: это и формы горизонтального течения, и наплывы, и складчатые деформации, разрывы, включения материала вмещающей среды (скиалиты) и т.д. В граничных зонах линейность и степень консолидации вмещающей среды определяют формы и характер контактов всплывающих тел. В природе при подъеме куполов наибольшее разнообразие контактов, по-видимому, возникает вблизи поверхности в связи со снятием литостатического давления и появлением вакансий для латеральной миграции легкого материала.

Бимодальность гранит-зеленокаменных областей является следствием тектонической, а не генетической связанности гранитоидов и метабазитов, не имеющих общего происхождения при магматическом фракционировании. При таком толковании тектономагматических процессов нет необходимости привлекать теорию геосинклиналей к образованию складчатой и насыщенной гранитоидами структуры кристаллического фундамента. Этот фундамент формируется за счет аккумуляции продуктов магматизма и их последующего обмена местом, течения и перемешивания геологических материалов. На вопрос: “Куда исчез первичный гадейский протосиаль?” мы можем ответить, что подавляющая его масса перемещена в верхние горизонты коры, где его можно наблюдать или фиксировать геофизическими методами. Подобное перемещение всегда сопровождается физико-химическими преобразованиями первичного вещества, так что реальные следы ранних ювенильных гранитоидов можно уловить в некоторых теневых включениях или минеральных протолитах. Вероятно, что часть вторичных раннеархейских гранитоидов как раз и содержит реликты гадейского протосиалья.

Тектонику архей–палеопротерозоя можно характеризовать как плюмтектонику, основные результаты которой выразились в формировании крупных аккумулятивных (вулканических) структур, в том числе морфоструктур типа плато или траппов. Не исключено существование огромных щитовых базальтовых вулканов с протяженными роями даек. На поверхности Земли первоначально господствовали процессы растяжения и рифтообразования; с небольшим запаздыванием и одновременно с ними происходили более сложные процессы масштабного деформирования, связанные с подъемом, ростом и приповерхностным расплыванием гранитоидных куполов. Широкое развитие коматиитов в архей–протерозойской истории и их вероятная связь с нижней мантией позволяют предполагать ее окончательное обособление именно в этот период геологической истории. Как в первый (при образовании протосиалья), так и во второй период эволюции магма исполняла роль главного теплоносителя. Представление о флюидном плюме при этом оказывается избыточным. Обособление слоя в протомантии может означать ее последовательное деплетирование и пульсационное охлаждение. Период плюмтектоники продолжался почти 2.3 млрд. лет.

Неповторяющиеся события в истории магматизма и осадконакопления

Геологическая история Земли началась примерно 4.5 млрд. лет назад [Gradstein *et al.*, 2004], хотя первые датированные породы (гнейсы Акасты, Канада) имеют возраст 4.05 млрд. лет. Существование ТТГ-пород на протяжении гадея в первые 500 млн. лет земной истории подтверждается многочисленными находками детритовых цирконов. Интенсивная метеоритная бомбардировка ранней Земли, продолжавшаяся вплоть до конца гадея (3.9–3.5 млрд. лет), приводила к неоднократному разогреву недр до состояния магматического океана. Целый ряд тектономагматических процессов и образование соответствующих им магматических пород впоследствии не повторялось.

Ниже приводится Перечень наиболее значимых геологических событий, которые характеризуют тектономагматические и осадочные процессы на протяжении ранней истории вплоть до рифея, который составлен по результатам многочисленных работ авторитетных геологов, представленных в фундаментальных монографических обобщениях О.А. Богатинова, С.М. Бескина, А.В. Гирниса, А.Ф. Грачева, М.З. Глуховского, Н.Л. Добрецова, В.И. Коваленко, Л.К. Когарко, М.С. Маркова, А.А. Мигдисова, Ю.Д. Пушкарева, А.Б. Ронова, Л.И. Салопа, В.И. Старостина, В.Е. Хаина, Е.В. Шаркова, А.А. Ярошевского. Некоторые из работ названных авторов включены в прилагаемый к данной статье список литературы. Особо хотелось бы отметить две небольших монографии – [Ронов, 1980; Ронов, Ярошевский, Мигдисов, 1990], – в которых представлен выполненный впервые комплексный анализ всех составляющих вещественного состава пород Земли и рассмотрена проблема геохимического баланса основных элементов. Несмотря на чрезвычайную важность полученных результатов многие из них до сих пор остаются не востребованными.

Перечень наиболее значимых геологических событий, не повторявшихся в истории Земли

1. Магматические процессы.

1. Породы протосиала (ТТГ-комплекса) содержат мало калия и имеют существенно натриевую специфику. С течением времени от гадея к раннему архею роль ТТГ-пород сокращается, но возрастает значение известково-щелочных гранитов. Резкий перелом ситуации приходится на период саамского диастрофизма (~3.6 млрд. лет назад).
2. Наиболее древние эндербиты известны с раннего архея (3.8–3.6 млрд. лет); к названному выше диастрофизму относится смена автохтонных гранитоидов аллохтонными (перемещенными). Таким образом, с этого времени появляются геологические свидетельства реоморфизма и рециклинга протосиала. На рубеже архея и раннего протерозоя породы подверглись метаморфизму и самой мощной в истории Земли гранитизации. К этому времени относится и максимум проявлений базитового магматизма.
3. Высокомагнезиальные коматииты (22–33% MgO) характерны для архея, а низкомагнезиальные – для протерозоя; максимум проявления коматиитов датируется 2.71–2.73 млрд. лет. Типичные офиолиты, глаукофановый метаморфизм появляются лишь с позднего протерозоя, а Fe-Ti-пикриты и базальты типа срединных океанических хребтов (не ранее 2.2–2.0 млрд. лет). Эти данные ограничивают вероятное действие тектоники плит рифеем и фанерозоем. С рифея исчезают такие породы как анортозиты, кордиеритовые гранулиты и чарнокиты.
4. Щелочные магматические породы появляются 2.7–2.5 млрд. лет назад, их количество и разнообразие возрастает в фанерозое. Только с рифея появляются кимберлиты, их максимум отмечается 0.4 млрд. лет назад; ксенолиты эклогитов в этих породах имеют возраст 2.7–3.5 млрд. лет, а древнейший алмаз зонального строения – 3.2–3.4 млрд. лет. Эти данные свидетельствуют о влиянии коры как на щелочность расплавов, так и на образование кимберлитов.
5. В акиткании (1.9–1.6 млрд. лет) происходит мощная вспышка магматизма кислого состава, не имеющая аналогов в последующей геологической истории. В этот период (с максимумом 1.9–1.8 млрд. лет назад) отмечено явление “калиевого взрыва” с проявлением ураново-рудной минерализации. Реперными породами этого времени являются калиевые граниты, мигматиты, граниты-рапакиви, особенности которых свидетельствуют об их связи с анатексисом и инверсиями протосиала (нижней коры?).

6. Наблюдается упорядоченное распределение рудных формаций в истории Земли. В самый ранний период в архее месторождения редки; на ранний протерозой приходится максимум месторождений сидерофильных элементов и платиноидов, в то время как на фанерозой – несколько максимумов месторождений литофильных и халькофильных элементов.

II. Осадочные процессы.

1. Первые осадки ранней Земли в гадее–эоархее были существенно хемогенными, тогда как впоследствии – лито- и биогенными. Однако только с рифея площади и мощности осадочных пород становятся фактором существенных тектонических прогибаний. Последние, возможно, связаны с тем, что в период ≤ 3.5 –2.7 млрд. лет новая базальтовая кора (сима) проявила способность к локальной, а затем к массовой эклогитизации, приведшей к аномальному утяжелению коры.
2. Главные объемы джеспилитов формировались в раннем протерозое в ассоциации с породами зеленокаменных поясов; позже, начиная с середины палеозоя, их формирование прекращается. Максимум накопления карбонатов и эвапоритов, наоборот, приходится на палеозой–мезозой, при этом в позднем протерозое и палеозое среди карбонатов преобладают доломиты, а в мезо–кайнозое – известняки.
3. В конце мезо–протерозоя (2.5 млрд. лет назад) впервые возникают красноцветные формации, что свидетельствует о появлении свободного кислорода. В докембрии (включая рифей) ничтожна роль орогенных грубообломочных формаций, что указывает на ограниченность процессов горообразования. Молассы заметной мощности (не более 4 км) появляются только в позднем рифее, их мощность в 2–4 раза меньше мощности фанерозойских моласс. С течением времени осадочные процессы на континентах становятся более дифференцированными, локализованными и интенсивными; очевидно, что это прямо связано с интенсивностью и возрастанием масштабов рельефообразования.
4. Начиная с фанерозоя, главными источниками осадконакопления становятся ранее образованные осадки позднего протерозоя (рифей).

Сосуществующие гранитоиды и породы зеленокаменных поясов известны, начиная со времени 3.8–3.6 млрд. лет назад. Параллельное развитие названных пород продолжалось в течение всего архея и части протерозоя, однако состав гранитоидов в ходе этого развития заметно менялся: сначала это были ювенильные низкощелочные, преимущественно натриевые породы ТТГ-комплекса, позднее – разнообразные вторичные известково-щелочные и щелочные граниты, мигматиты, пегматоидные граниты, гранитизированные породы близкого к ним состава. В этом ряду гранитных пород с течением времени повышалось содержание SiO_2 и K_2O . Максимальное содержание калия в гранитных породах протерозоя приходится на период 1.9–1.8 млрд. лет [Ронов и др., 1990].

Масштабные проявления ультрабазит-базальтовых вулканитов (зеленокаменных поясов) в архее отмечены 3.60, 3.46 и 3.23 млрд. лет назад; в ассоциации с джеспилитами – в периоды 3–2.8 и 2.73–2.70 млрд. лет назад. Базальт-коматиитовый магматизм архея и палеопротерозоя в начале рифея сменился анкарамит-пикритовыми сериями [Добрецов, 2003]. К границе архея и протерозоя А.Б. Ронов с соавторами [1990] относит глобальный диастрофизм, выразившийся в формировании интенсивной складчатости, регионального метаморфизма и масштабной гранитизации, самой мощной в истории Земли. По нашим представлениям, данный диастрофизм вызван подходом к коре особенно мощных плюмов, которые были источником не только формирующейся симы, но и флюидов; они вызвали подогрев и инверсии протосиала с развитием реоморфизма и гранитизации. Кроме названных в Перечне закономерных изменений рудообразования, к среднему–позднему протерозою относятся и неповторяющиеся металлогенические события, такие как формирование апатит-магнетитовых руд типа Кируна (2.2–1.6 млрд. лет), золото-урановых конгломератов (2.6–2.2 млрд. лет) и т.д. [Рундквист, 1982].

Л.И. Салоп [1982] уделяет большое внимание событиям акитканского этапа палеопротерозоя (1.9–1.6 млрд. лет), который продолжался 300 млн. лет и предшествовал рифею. Акитканий имеет двух-, иногда трехчленный разрез, представленный чередованием континентальных или морских мелководных терригенных и вулканогенно-осадочных пород, а также преимущественно кислыми вулканитами в ассоциации с гранитами рапакиви; реже представлены сиениты, диабазы, анортозиты. Континентальное

осадконакопление в конце акитканского этапа продолжалось 50–100 млн. лет; мощность осадков – до 2 км. Акитканий несогласно залегают на нескольких разнородных комплексах основания. Наличие подстилающего глобального несогласия указывает на консолидацию ранней коры, начавшуюся еще до формирования акиткания.

Ни раньше, ни позже в истории Земли магматизм кислого состава такого типа не проявлялся. Известно много данных, свидетельствующих о анатектоидной (коровой) природе соответствующих образований. При этом Л.И. Салоп акцентирует внимание на связи рапакиви с габбро-норитами и анортозитами, справедливо считая их реперами нижней коры. Особенности магматизма этого времени, их специфика, малые объемы базитовых магматитов – все это позволяет считать их следствием особых термодинамических условий образования и эволюции магм. Вероятно, это последний рецидив палеопротерозойского плюмового магматизма перед рифейским охлаждением. Небольшие объемы магм основного состава на этом этапе говорят о том, что главная масса плюмов не выходила на поверхность, будучи задавленной сложившейся к этому времени мощной континентальной корой. Анализ тектонической ситуации свидетельствует о развитии в рассматриваемый период условий глобального сжатия. К тому же периоду, по-видимому, можно отнести широкое развитие андерплейтинга. С другой стороны, именно подобное положение плюмов создавало особую термодинамическую ситуацию сильного прогрева и флюидонасыщения нижней коры. Одна из петрологических моделей такого рода рассмотрена в работе [Богатиков и др., 2006, с.175].

Таким образом, в течение самого раннего гадея и части раннего архея морфоструктуры на поверхности Земли формировались процессами магматизма, не похожими на современные. Позднее в архее–палеопротерозое, когда образовывались большие объемы симы, главными продолжали оставаться магматические процессы, качественно близкие к современным процессам Исландии или процессам образования траппов, но значительно превосходящие их по масштабам и большой доле ультраосновного вещества в составе магматических образований. Обнаружение радиальных роев протяженных даек в палеопротерозое (2.45 млрд. лет), а затем в позднем протерозое (1.27 млн. лет) свидетельствует о формировании в ряде районов огромных щитовых вулканов, не имеющих современных аналогов. Обратим внимание, что в данном случае речь идет об аккумулятивном рельефе, а не о тектоническом. В ранней истории Земли не было масштабного накопления осадков, равно как не было и значительного геосинклинального прогибания.

Состав осадочных пород с течением времени столь же изменчив, как и состав магматитов. Содержание щелочей (как калия, так и натрия) в породах растет по мере переработки коры и ее консолидации. Происходит дифференциация первичных гранитоидов, хотя со временем их большая часть оказывается на поверхности. Рост калия в породах сопровождается ростом некогерентных элементов Rb, РЗЭ (особенно легких лантаноидов), Th, U, Hf, Nb, Pb; растет их окисленность. Изучение геохимии петрогенных компонентов и изотопии Nb в осадках показывает, что начиная с рифея в осадконакоплении сильно возрастает роль рециклирования ранее образованных осадочных пород. Вариации щелочных компонентов в осадочных породах находят объяснение в специфике процессов выветривания и осадконакопления [Ронов, 1980; Ронов и др., 1990]. По данным А.Б. Ронова, увеличение содержания калия в осадочных породах связано с особенностями выветривания, когда накопление аркозов (при размыве кристаллического основания) сопровождается захватом калия глинистым веществом (гидро-слюдами). В конце рифея, когда кристаллический фундамент оказался закрытым осадками, этот процесс стал ослабевать, во-первых, в связи с химической эволюцией осадков, разрушением калиевых шпатов и замещением гидрослюд монтмориллонитом, а во-вторых, в связи с повторным, многоциклическим разрушением осадочных пород в под-

вижных поясах; оба процесса приводят к выносу калия из глин и песков. Из этого следует, что при формировании калиевых щелочных пород при ассимиляции или при палингенезе наибольший вклад в повышении калиевости могут вносить позднепротерозойские осадки.

Таким образом, калиевость пород растет по мере роста и эволюции земной коры. Это происходит не за счет новых притоков калия с мантийных глубин, а за счет экстракции и накопления при повторяющихся магматических процессах или неоднократного рециклинга и особенностей физико-химического преобразования в процессах осадконакопления. Следовательно, частое увлечение петрологов идеей мантийной щелочности не представляется оправданным. Щелочные породы не сформировались в самый ранний период развития Земли, когда условия экстракции щелочей из мантии были наилучшими. Они появились только в конце архея, а такие редкие породы, как фанолиты лишь в середине фанерозоя. В начале данной статьи было отмечено, что при низких степенях плавления извлечению калия из протовещества препятствовали препятствовала его высокая обводненность.

Хотя первые осадки были существенно хемогенными и роль терригенной составляющей в них была незначительна (а биогенные осадки и вовсе отсутствовали), парадоксально проявление среди них весьма зрелых и тонко дифференцированных осадочных пород: кремнистых (кварцитов), высокожелезистых (магнетитовых сланцев и гнейсов), высокоглиноземистых (кианитовых и силлиманитовых сланцев) или таких загадочных пород, как геллифлинты и лептиты. Эти осадочные породы образованы, по общему мнению, в условиях равнинного рельефа. С нашей точки зрения, “зрелость” названных пород связана с их образованием в условиях ураганно-ветровой циркуляции, при большом значении развитых в этот период эоловых процессов¹. Скорость осадконакопления при этом довольно высока; структурами накопления могли служить метеоритные кратеры. Образование наиболее ранних джеспилитов, по-видимому, связано с комбинацией эолового накопления железистых компонентов и площадного гейзерного проявления кремнистых терм на обширных площадях ранней Земли. Источником кремнистых потоков, несомненно, был протосиаль.

Только такая реконструкция позволяет объяснить накопление на земной поверхности уже в раннем архее километровых по мощности горизонтов кварцитов [Салон, 1982]. Таким образом, джеспилиты оказываются индикатором совместного действия процессов эоловой дифференциации и необычно интенсивной поверхностной гидротермальной деятельности, которая сама продуцируется подходом к молодой коре (к протосиально) мощных плюмов ультрабазит-базальтовых магм. В работе П.П. Тимофеева [2006] неоднократно подчеркивается необратимость осадочного литогенеза и его влияние на рудообразование (от протерозойских железистых кварцитов и шунгитов до современных металлоносных осадков и гидротермально-осадочных сульфидных руд). Обсуждая происхождение архейских золотоносных конгломератов Витватерсранда, И.М. Симанович [2009] подчеркивает, что “...кварцевый и олигомиктовый состав песчаных пород и конгломератов... абсолютно не соответствует обычному полимиктовому составу терригенных комплексов активных окраин континентов” (с. 545). Он полагает, что конгломераты и сопутствующие породы формировались в результате эолового процесса и паводковых размывов.

Интересна цепочка событий, на первый взгляд, не связанных друг с другом: отсутствие эклогитов с возрастом более 3.5 млрд. лет; малая роль осадочных пород в раннем архее и, наоборот, их первые значительные накопления в рифее. Учитывая другие

¹ Ураганная циркуляция атмосферы обнаружена на Венере. Она имеет постоянный характер и направление, совпадающее с вращением планеты. На высотах около 70 км над поверхностью планеты скорость ветра достигает 100 м/с [Балебанов, Мороз, Мухин, 1985].

особенности, можно предположить, что прогибания в рифее подготовлены развитием процессов эклогитизации ранних базальтоидов. Позднее появление эклогитов связано с поздним же появлением metabазальтоидов на уровне базальтового слоя и в контакте с мантией. Другими словами, только с середины архея создаются *PT*-условия для фазового перехода габбро→эклогит. Это дает основание вернуться к представлению о значении такого перехода в формировании больших погружений, которое ранее отвергалось В.В. Белоусовым [1982], указывавшим на малую вероятность эклогитизации, поскольку она осуществляется при медленной диффузии компонентов, требующей длительности процесса в 1 млрд. лет. В изложенном варианте тектономагматических процессов в ранней истории Земли времени для этого вполне хватает. Вероятно, что только к рифею, т.е. по истечении более чем 2 млрд. лет появляются условия для проявления деламинации и больших погружений без сопутствующего магматизма. Названный фазовый переход играет значительную роль при формировании глубоких оседаний в моделях Е.В. Артюшкова [1993].

К рифею закончилось формирование основных объемов континентальной коры. Основные деформации, складчатость пород докембрийских щитов удовлетворительно объясняются проявлением инверсий и латеральных перемещений, перемешиванием геологического материала при формировании купольных и рифтогенных структур. Ранняя континентальная кора формировалась почти исключительно за счет магматических процессов. Роль осадконакопления до рифея была незначительна. Отсутствие или малый объем осадочных пород в этот период не дает повода для предположения о развитии геосинклиналей или иных значительных прогибов, что уже обсуждалось ранее [Шуркин, Митрофанов, 1968]. В связи с этим осадочные породы не могут считаться значимым фактором образования протосиала.

Граница палеопротерозоя и рифея – наиболее важный и распознаваемый тектонический рубеж в развитии Земли; начиная с этого времени, господствующую позицию занимают условия исключительно мощного и повсеместного осадконакопления. Масштабы магматизма, наоборот, заметно сокращаются, его основные проявления перемещаются в подвижные пояса. Во второй части статьи, которая будет опубликована в одном из ближайших номеров журнала, автором рассматриваются различные аспекты геологических событий неогей.

Синтез названных в данной статье изменений еще предстоит сделать, однако, перечисленные особенности уже являются свидетельством неповторимости и значительной изменчивости всех геологических процессов в истории Земли.

Литература

- Азбель И.Я., Толстихин И.Н. Радиогенные изотопы и эволюция мантии Земли, коры и атмосферы. Апатиты: Кольский филиал АН СССР, 1988. 141 с.
- Артюшков Е.В. Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 450 с.
- Балашов Ю.А. Магматизм хадейского этапа дифференциации Земли // Докл. РАН. 2006. Т. 409, № 5. С.639–642.
- Балашов Ю.А., Глазнев В.Н. Эндогенные циклы в проблеме корообразования // Геохимия. 2006. № 2. С.131–140.
- Балашов Ю.А., Виноградов А.Н., Митрофанов Ф.П. Изотопно-геохимические и петрологические данные о формировании и преобразовании протокоры // Ранняя кора: ее состав и возраст. М.: Наука, 1991. С.102–113.
- Балезанов В.М., Мороз В.И., Мухин Л.М. Первый этап космической экспедиции «Вега»: исследование Венеры // Природа. № 8 август 1985. С.3–12.
- Белоусов В.В. Основные вопросы геотектоники. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 608 с.
- Белоусов В.В. Переходные зоны между континентами и океанами. М.: Недра, 1982. 152 с.

- Белюсова Е.А., Griffin W.L., O`Reille S. Метод “Terranechron TM”: анализ детритовых цирконов для исследования процессов эволюции земной коры // XVIII симпозиум по геохимии изотопов. 14–16 ноября 2007 г. Москва. Ин-т геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского. С.48–49.
- Беляев Е.В. Типизация архейских зеленокаменных поясов // Фундаментальные проблемы геотектоники. Материалы совещания. Т. I. М.: ГЕОС, 2007. С.82–85.
- Бибикова Е.В. Уран-свинцовая геохронология ранних этапов развития древних щитов. М.: Наука, 1989. 228 с.
- Блюман Б.А. Земная кора континентов и океанов. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1998. 101 с.
- Блюман Б.А. Древнейшие алмазоносные эклогиты, тоналит-трондьемит-гранитоидные и базальт-коматиитовые ассоциации: модель импактного происхождения. СПб.: Пангея, 2005. 96 с.
- Блюман Б.А. Импактные события, биогенез и рудогенез в ранней истории развития Земли. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2007. 80 с.
- Богатиков О.А., Богина М.М., Бубнов С.Н., Газеев В.М., Гурбанов А.Г., Докучаев А.Е., Евсеева К.А., Кондрашов И.Н., Кононова В.А., Красивская И.С., Ларионова Ю.О., Лексин А.Б., Носова А.А., Первов В.А., Самсонов А.В., Хренов А.П., Чистяков А.В., Шарков Е.В., Юткина Е.В. Типы магм и их источники в истории Земли. Часть 1: Магматизм и геодинамика – главные факторы эволюции Земли. М.: ИГЕМ РАН, 2006. 399 с.
- Божко Н.А. Гранулит-гнейсовые пояса – зоны периодически постоянной мобильности // Области активного тектоногенеза в современной и древней истории Земли. Т. I. М.: ГЕОС, 2006. С.64–66.
- Божко Н.А. Суперконтиненты в истории Земли // Фундаментальные проблемы геотектоники. Т.1. М.: ГЕОС, 2007. С.91–96.
- Виноградов А.П. Химическая эволюция Земли. Чтения им. В.И. Вернадского. М.: Наука, 1959. 54 с.
- Гарагаш И.А., Ермаков В.А. Вероятная геодинамическая модель ранней Земли // Докл. РАН. 2004. Т. 394, № 2. С.247–251.
- Гирнис А.В., Рябчиков И.Д., Богатиков О.А. Генезис коматиитов и коматиитовых базальтов. М.: Наука, 1987. 121 с.
- Глуховский М.З. О природе палеопротерозойского термотектогенеза на Алданском щите // Области активного тектоногенеза в современной и древней истории Земли. Т. I. М.: ГЕОС, 2006. С.159–162.
- Грачев А.Ф. Первый миллиард лет развития Земли (3.8–2.8 млрд. лет): анализ осадочных и магматических формаций и геодинамика // Физика Земли. 2005. № 11. С.8–34.
- Мантйные плюмы и металлогения. Ред. Грачев А.Ф. Петрозаводск-Москва: Изд-во Ин-та геологии Карельского НЦ РАН. 2002. 515с.
- Добрецов Н.Л. Мантйные плюмы и их роль в формировании анорогенных гранитов // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 12. С.1243–1261.
- Ермаков В. А. Образование и эволюция Курильской островной дуги // Результаты комплексного изучения тектоносферы. М.: ИФЗ РАН, 1993. С.83–116.
- Ермаков В.А. Качественная модель образования протокры Земли // Тектоника и геофизика литосферы. Т. 1. М., 2002. С.192–196.
- 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 // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2006. Т. 81, вып. 5. С.21–34.
- Ермаков В.А. Неповторяющаяся история Земли // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Т. 1. М.: ГЕОС, 2008. С.287–293.
- Ермаков В.А. Развитие тектономагматических процессов и рудообразования в истории Земли // Геология: история, теория, практика. М.: Изд-во ГГМ РАН, 2009а. С.86–90.
- Ермаков В.А. Воспоминание о контракции (эволюция тектономагматических процессов в истории Земли) // IV Всероссийский симпозиум по вулканологии и сейсмологии. Вулканизм и геодинамика: Мат. симпозиума. Т. 1. Петропавловск-Камчатский, 2009б. С.56–60.

- Ермаков В.А. Тектономагматическое развитие Земли как свидетельство ее пульсационной контракции // Третья всероссийская конференция “Внутреннее ядро Земли – 2009”. М.: ИФЗ РАН, 2009в. С.25–26.
- Ермаков В.А. Некоторые замечания о природе циркона и его значение в понимании геологических процессов // Бюлл. МОИП. Сер. геол. 2010. № 2. С.51–64.
- Жариков В.А. Проблемы гранитообразования // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1987. № 6. С.3–14.
- Кадик А.А., Луканин О.А., Лапин И.В. Физико-химические условия эволюции базальтовых магм в приповерхностных очагах. М.: Наука, 1990. 348 с.
- Когарко Л.Н. Геодинамический режим Земли и щелочной магматизм // Мантийные плюмы и металлогения. Петрозаводск; Москва, 2002. С.107–110.
- Котов Ф.Б., Сальникова Е.Б., Глебовицкий В.А., Ковач В.П., Ларин А.М., Великославинский С.Д., Загорная Н.Ю. Sm-Nd-изотопные провинции Алданского щита // Докл. РАН. 2006. Т. 410, № 1. С.91–94.
- Лутц Б.Г. Гранулит-базитовый слой континентальной коры – геологические проблемы формирования // Проблемы эволюции тектоносферы. М.: ОИФЗ РАН, 1997. С.334–349.
- Магматические формации раннего докембрия территории СССР (в трех книгах) / Ред. коллегия К.А. Шуркин, Д.П. Виноградов, Ф.П. Митрофанов, В.М. Шемякин. М.: Недра, 1980.
- Майсен Б., Беттчер А. Плавление водосодержащей мантии. М.: Мир, 1979. 124 с.
- Методы моделирования в структурной геологии. М.: Недра, 1988. 223 с.
- Миц М.В. Геодинамическая эволюция суперконтинентов в палеопротерозое // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. Т. II. М.: ГЕОС, 2003. С.54–58.
- Морозов Ю.А. Важнейшие закономерности тектогенеза и структурообразования в континентальной литосфере // Очерки геофизических исследований. М.: ОИФЗ РАН, 2003. С.287–303.
- Наливкина Э.Б. Эволюция раннедокембрийской земной коры. СПб.: ВСЕГЕИ. 2004. 264 с.
- Перчук Л.Л. Формирование и эволюция докембрийской коры: новые идеи и новые концепции // Смирновский сборник. М.: Изд-во МГУ, 2006. С.23–52.
- Рамберг Х. Сила тяжести и деформации в земной коре. Москва. Недра. 1985. 230 с.
- Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 583 с.
- Родионов И.В., Беляцкий Б.В., Антонов А.В., Сергеев С.А. Древнейшие цирконы Восточно-Антарктического щита (Земля Эндерби): характеристика первичной континентальной коры // XVIII симпозиум по геохимии изотопов. 14-16 ноября 2007 г. М.: Ин-т геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского, 2007. С.225–226.
- Ронов А.Б. Осадочная оболочка Земли. М.: 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. 184 с.
- Рундквист Д.В. Использование закономерностей развития минеральных образований во времени при прогнозно-металлогенических исследованиях // Записки ВМО. 1982. Вып. 4. С.407–421.
- Рябчиков И.Д. Геохимическая эволюция мантии Земли. М.: Наука, 1988. 38 с.
- Салоп Л.И. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л.: Недра, 1973. 310 с.
- Салоп Л.И. Геологическое развитие Земли в докембрии. Л.: Недра, 1982. 343 с.
- Синицын В.М. Сиаль. Историко-генетические аспекты. Л.: Недра, 1972. 168 с.
- Симанович И.М. О золотеносности докембрийских конгломератов Витватерсранда // Литология и полезные ископаемые. 2009. № 5. С.543–558.
- Тимофеев П.П. Перспектива дальнейшего развития осадочной геологии // Осадочные процессы: седиментогенез, литогенез, рудогенез. М.: ГЕОС, 2006. С.5–14.
- Толстихин И.Н. Дегазация и геодинамика на “догеологическом” этапе эволюции Земли // Ранняя кора: ее состав и возраст. М.: Наука, 1991. С.77–87.
- Фролова Т.И., Перчук Л.Л., Бурикова И.А. Магматизм и преобразование земной коры активных окраин. М.: Недра, 1989. 262 с.
- Хорева Б.Я. Структурно-вещественные особенности и механизм образования архейских гранулитогнейсовых комплексов // Минералы, горные породы и месторождения полезных ископаемых в геологической истории. Л.: Наука, 1985. С.75–87.

- Чугаев А.В., Бибикова Е.В., Чернышев И.В., Олейникова Т.И., Курнозова Т.И. Эволюция изотопного состава гафния в архее Украинского щита по данным анализа цирконов методом MC-ICP-MS // XVIII симпозиум по геохимии изотопов, Москва, 14-16 ноября 2007 г. М.: Ин-т геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского, 2007. С.283–284.
- Шарков Е.В., Богатилов О.А. Тектономагматическая эволюция Земли // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Т. II. М., 2008. С.449–454.
- Шарков Е.В., Богатилов О.А. Эволюция тектономагматических процессов в истории Земли // Вулканизм и геодинамика: Материалы симпозиума. Т. I. Петропавловск-Камчатский, 2009. С.38–41.
- Шуркин К.А., Митрофанов Ф.П. Эволюция магматизма в раннем докембрии // XXIII сессия МГК: Докл. советских геологов. Пробл. 4. Геология докембрия. Л.: Наука, 1968. С.154–162.
- Щербак Н.П. Проблемы выделения дозеленокаменных ассоциаций архея // Ранняя кора: ее состав и возраст. М.: Наука, 1991. С.4–15.
- Эз В.В. Структурообразование в глубинах Земли // Проблемы эволюции тектоносферы. М.: ОИФЗ РАН, 1997. С.104–125.
- Яковлев О.И., Диков Ю.П., Герасимов М.В. Роль ударно-испарительной дифференциации на стадии аккреции Земли // Геохимия. 2000. № 10. С.1027–1045.
- Amelin Y., Lee D.-C., Halliday A.N., Pidgeon R.T. Nature of the Earth's earliest crust from hafnium isotopes in single detrital zircons // Nature. 1999. V. 399. P.252–255.
- Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reille S.Y., Fisher N.I. Igneous Zircon: Trace elements composition as an indicator of host rock type // Contr. Mineral. Petrol. 2002. V. 143. P.602–622.
- Bowring S.A., Williams I.S., Compston W. 3.96 Ga gneisses from the Slave Province, NTW // Geology. 1989. V. 17. P.971–975.
- Caro G., Bourdon B., Birck J.-L., Moorbath S. ^{146}Sm - ^{142}Nd evidence from Isua metamorphosed sediments for early differentiation of the Earth's mantle // Nature. 2003. V. 423. P.428–431.
- Cavosie A.J., Wilde S., Liu D., Valley J.W. Earliest Archean magmatic events: Insights from detrital zircon studies // Geochim. Cosmochim. Acta. 2003. V.67. A 55.
- Condie K., Belousova E., Griffin W.L., Sircombe K.N. Granitoid events in space and time: Constraints from igneous and detrital zircon age spectra // Gondwana Research. 2009. N 15. P.228–242.
- Dunn S.J., Nemchin A.A., Cawood P.A., Pidgeon R.T. Provenance record of the Jack Hills metasedimentary belt: Source of the Earth's oldest zircons // Precambrian Research. 2005. V. 138, Iss. 3/4. P.235–254.
- England P., Bickle M. Continental thermal and tectonic regimes during the Archean // J. Geology. 1984. V. 92. P.353–367.
- Eskola P.E. The problem of mantled gneiss domes // Quart. J. Geol. Soc. London. 1949. V. CIV. pt.4.
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G., Bleeker W., Lourens L.J. A new geologic time scale with special reference to Precambrian end Neogene // Episodes. 2004. V. 27, N 2. P.83–100.
- Hamilton W.B. Archean magmatism and deformation were not products of plate tectonics // Precambrian Research. 1998. V. 91, N 1/2. P.143–179.
- Hamilton W.B. An alternative EARTH // GSA Today. November, 2003. P.4–12.
- Harrison T.M., Mojzsis S.I. The mission to early Earth. A progress report // Geochim. et Cosmochim. Acta. 2003. V. 67. Suppl. to N 18. P.AB5.
- Harrison T.M., Blichert-Toft J., Müller W., Albaredo F., Holden P., Mojzsis S.J. Heterogeneous Hadean hafnium: Evidence of continental crust by 4.4–4.5 Ga // Science. 2005. V. 25. P.1947–1950.
- Hawkesworth C.J., Kemp A.S. Evolution of the continental crust // Nature. 2006. V. 443. P.811–817.
- Kemp A.S., Hawkesworth C.J., Paterson B.A., Kinny P.D. Episodic growth of the Gondwana supercontinental from hafnium and oxygen isotopes in zircon // Nature. 2006. V. 439. P.580–583.
- Kerr R.A. Geologists Get Together to Dissect Earth's Thin Skin // Science. 1993. V. 262. P.992–993.
- Mojzsis S.J., Harrison T.M., Pidgeon R.T. Oxygen-isotope evidence from ancient zircons for liquid water at the Earth's surface 4.300 MYR ago // Nature. 2001. V. 409. P.179–181.
- Mojzsis S.J., Cates N.L. Geochemical evolution of the atmosphere and ocean at the hadean-archean transition // XVIII симпозиум по геохимии изотопов, Москва, 14-16 ноября 2007. М.: ГЕОХИ РАН, 2007. С.17–18.
- Nelson L.R., Robinson B.W., Myers J.S. Complex geological histories for >4 Ga deciphered from zircon xenocryst microstructures // EPSL. 2000. V. 181, N 1/2. P.89–102.

- Peck W.N., Valley J.W., Wilde S.A., Graham C.G.* Oxygen isotope ratios and rare earth elements in 3.3 to 4.4 Ga zircons: ion microprobe evidence for high $\delta^{18}\text{O}$ continental crust and oceans in the Early Archean // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2001. V. 65. P.4215–4229.
- Trail D., Mojzsis S.J., Harrison T.M., Schmitt A.K., Watson E.B., Young E.D.* Constraints on Hadean zircon protoliths from oxygen isotopes, Ti-thermometry, and rare Earth elements // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2007. V. 8. doi: 10.1029/2006GC001449.
- Valley J.W., Peck W.H., King E.M. et al.* A cool early Earth // *Geology*. 2002. V. 30. P.351–354.
- Wilde S.A., Valley J.W., Peck W.N., Graham C.M.* Evidence from detrital zircons for the existence of continental crust and oceans on the Earth 4.4 Gyr ago // *Nature*. 2001. V. 409 (11). P.175–178.
- Yokochi R., Marty B.* Geochemical constraints on mantle dynamics in the Hadean // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2005. V. 238, Is. 1/2. P.7–30.
- Zhang Y.* The young age of Earth – Constraints on atmosphere and mantle evolution // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1998. V. 62, N 18. P.3185–3189.
- Zahnle K.* Hadean Earth // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Supplement. 2003. V. 67, N 18. P.574.
- Zircon. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. V.53 / Eds. J.M. Hanchar, P.W.O. Hoskin. Washington: The Mineralogical Society of America, 2003. 500 p.

Сведения об авторе

ЕРМАКОВ Валерий Александрович – кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. 123995, ГСП-5, Москва, Д-242, ул. Большая Грузинская, д. 10, стр. 1. Тел.: (499)254-92-42. E-mail: ermak@ifz.ru

TECTONOMAGMATIC EVIDENCES OF EARTH'S PULSATING CONTRACTIONS. Part I

V.A. Ermakov

Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

Abstract. The study concerns of the geological history and a number of tectonomagmatic paradoxes of the Earth's development. It is shown that in two earlier period, from Hadean to Riphean, predominate endogenous processes were associated with the formation of protosial first, then with the formation of ultramafic-basaltic shell (sima). Protomantle lost in theseis episodes huge amount of heat twthat led to its layering. Mantle depths were compacted, giving light and fusible material in the crust. Consolidation of the crust in the Paleoproterozoic was associated with the phenomena of inversion of sial, sima subsidence the sima and then cooling of the tectonosphere. Starting from the Riphean in the relatively cold lithosphere water-sedimentary cover wais formed. Since Riphean to present the intensity of sedimentation increases exponentially. Predominance of subsidence in the Neogaeon indicates a consistent decline in the surface of the geoid and the continuing effects of compaction and pulsating contraction of the Earth. The average thickness of the platform crust that are not distorted by its subsequent transformation, is probably the criterion value of reducing the Earth's radius (≈ 40 km).

Keywords: evolution of the Earth, tectonomagmatic processes, protosial, basaltic layer, sedimentary cover, water of the oceans, Earth's fluctuating contractions hypothesis.