

УДК 551.14:550.4

ЛИТОСФЕРА И ГЕОДИНАМИКА НА РУБЕЖЕ 2.5 МЛРД. ЛЕТ© 2004 г. **Б. А. Блюман**

Представлено академиком Ю.М. Пушаровским 17.07.2003 г.

Поступило 18.07.2003 г.

При характеристике нелинейных металлогенических (А.Д. Щеглов) и геодинамических (Ю.М. Пушаровский) процессов, прежде всего, подчеркиваются такие их признаки, как разномасштабность, разноуровненность, хаотичность, неупорядоченность, случайность и, как следствие этого, большие отклонения от детерминированности, линейности. Подчеркивается, что "...последующие явления не всегда вытекают из предыдущих, так как существуют множественные ансамбли процессов, действующих одновременно и суммарно" [1]. Отмечено также, что "...объективное назначение нелинейной геодинамики состоит в том, чтобы открыть пути для изучения тектонических, магматических и иных явлений и процессов, не вписывающихся в предначертанные для них в нашем сознании канонизированные схемы" [2]. В целом же базовым признаком нелинейности по А.Д. Щеглову и Ю.М. Пушаровскому является ее обусловленность совокупным взаимодействием разнотипных геологических процессов – неупорядоченным, разноуровненным, хаотичным и в силу этого недетерминированным характером этого взаимодействия. Представления о нелинейности геологических процессов – естественная реакция на необходимость осмысления фактического материала, чем более разнообразного, тем более не укладывающегося в детерминистские, использующие принцип линейности, геодинамические и металлогенические построения. Особо следует остановиться на необратимости геологических процессов, хотя и сегодня в рамках различных геодинамических и металлогенических построений практически линейно экстраполируются в глубь геологических времен основные характеристики геологических процессов, присущих недавнему (с геологической точки зрения) прошлому.

В связи с этим представляется целесообразным провести сравнительный анализ особенностей геодинамики, становления и развития литосферы в раннем докембрии, используя при этом

комплекс геологических и изотопно-геохимических данных.

В ряде докембрийских щитов разных регионов мира устойчиво пространственно совмещены и относительно сближены во времени (3.8–2.7 млрд. лет) базальт-коматиитовые и серогнейсовые тоналит-грандземит-гранитоидные (ТТГ) ассоциации, которые традиционно объединяются в гранитоидно-зеленокаменные области (ГЗО). В ГЗО нередко ремобилизованные серогнейсовые комплексы образуют купольные структуры, пронизывающие относительно более ранние зеленокаменные базальт-коматиитовые ассоциации и генерирующие в них прогрессивную регионально-метаморфическую зональность. Базальт-коматиитовые ассоциации по-разному распространены в щитах различных континентов. Наибольшие их площади установлены в Канадском (Северо-Американском) щите (провинции Сьюперитор, Слейв), Австралийском щите (провинции Йилгарн, Пилбара), Южно-Африканском щите (Барбертон). Заметно меньше эти ассоциации распространены в пределах Балтийского, Алданского, Анабарского, Индостанского и Антарктического щитов, в которых наибольшие площади сложены серогнейсовыми (ТТГ) ассоциациями, еще раз подчеркивая пространственную глобальную неоднородность литосферы раннего докембрия. На фоне этих глобальных неоднородностей проявлена устойчивая приуроченность пород основного состава (мафических гранулитов) к основанию "разреза" древнейших серогнейсовых ассоциаций. Наряду с мафическими гранулитами и ультрамафитами в этих комплексах в ряде мест (Западная Норвегия) ограничено распространены эклогиты. Геолого-геофизические данные позволяют предполагать, что эклогиты, наряду с перидотитами, широко распространены в верхних частях верхней мантии. Свидетельством этого могут являться геофизические данные о присутствии высокоскоростных "доменов", фиксируемых по скоростным параметрам поверхности М. В отдельных участках Сибирской платформы установлены [3] участки с высокоскоростными параметрами (8.6–9.0 км/с). Такие участки сочетаются с относительно менее высокоскоростными участками, соот-

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург

ветствующими по скоростным и плотностным параметрам (8.1–8.2 км/с) перидотитам.

Следует подчеркнуть, что радиологическое изучение возраста эклогитов (в том числе и алмазоносных, также и алмазов) показали, что их возраст близок или соответствует возрасту древнейших образований этих кратонов [4]. Если предположить, что начиная с раннего докембрия происходило взаимодействие земной протокры и верхней протомантии, то следы такого взаимодействия возможно обнаружить, анализируя изотопно-геохимические характеристики древнейших образований земной коры – ГЗО и ТТГ и вещества верхней мантии. Уже достаточно давно, начиная с середины 80-х годов прошлого века, появились работы [5, 6], в которых отмечалось устойчивое присутствие в мантии океанов и континентов ряда компонентов: деплетированной (DM) и радиогенно обогащенной мантии (EM I, EM II, HIMU). Многими исследователями, в том числе и нами [7], отмечалось, что в системе координат стронций-неодимовых изотопных характеристик наблюдается сходство определенных компонентов земной коры и мантии, что свидетельствует в пользу предположения о взаимосвязи и взаимообусловленности коро-мантийных процессов. Показано [7], что Sr–Nd-характеристики компонента HIMU подобны характеристикам древнейших базальт-коматиитовых ассоциаций, компонент EM I соответствует породам нижней гранулит-базитовой коры, компонент EM II – породам верхней гранитно-метаморфической коры, а компонент DM – базальтам срединно-океанических хребтов. Необходимо при этом отметить, что компоненты EM I, EM II, HIMU устойчиво обнаруживаются как в покровных базальтах континентов (CFB), так и в базальтах “больших изверженных провинций” (LIP) океанов, а также в базальтах океанических островов (OIB), позволяя предполагать тем самым отсутствие принципиальных различий отдельных участков литосферы континентов и океанов [7].

Рассматривая далее характеристики коро-мантийных компонентов, можно отметить следующее. По отношению к нижнекоровому компоненту EM I в координатах стронций-неодимовых изотопных характеристик (рис. 1) эти характеристики полярны в основных (деплетированных) и кислых (радиогенно обогащенных) гранулитах, представляющих соответственно нижнюю и очень нижнюю кору. Эклогиты, алмазоносные эклогиты предельно деплетированы – величины ϵ_{Nd} в них достигают значений от +46 до +180 [9], что объединяет их с мафическими гранулитами. При этом гранулиты, как основные, так и кислые, при значительной дифференциации изотопных характеристик неодима практически недифференцированы по величинам изотопных характеристик стронция, что позволяет считать, что эклогит-

гранулитовый тренд EM I – результат самарий-неодимового изотопного фракционирования при “инертной роли” рубидий-стронциевого фракционирования. Характерно, что “вертикальный” эклогит-гранулитовый самарий-неодимовый тренд установлен и для альпинотипных перидотитов Ронды [6], еще раз подтверждая положение о совокупности изотопно-геохимический коро-мантийных характеристик и возможности сопереисхождения мантийных эклогит-перидотитовых и коровых эклогит-гранулитовых (ТТГ) образований. При этом в составе этой комплементарной мантийно-коровой системы, отражающей существенно самарий-неодимовый тренд изотопного фракционирования, располагаются на противоположных частях этого тренда: с одной (деплетированной) стороны – мантийные эклогиты, перидотиты и нижнекоровые мафические гранулиты, а с другой – радиогенно-обогащенные кислые гранулиты, отражая, таким образом, вертикальный разрез континентальной литосферы раннедокембрийских щитов.

Рассматривая положение “околохондритового” мантийного компонента HIMU (древнейшие базальт-коматиитовые ассоциации ГЗО) в системе координат стронций-неодимовых изотопных характеристик, следует подчеркнуть положение этого мантийного компонента в области относительно невысоких стронциевых изотопных отношений (рис. 1). Такое же положение занимает и эклогит-гранулитовый тренд компонента EM I (эклогит-гранулитовые, серогнейсовы ассоциации ТТГ). Все это – пространственная совмещенность и временная сближенность ТТГ и ГЗО наряду с изотопно-геохимическими особенностями (существенно самарий-неодимовый тренд дифференциации) – может рассматриваться как признак возможного сопереисхождения древнейших эклогит-гранулитовых (ТТГ) и базальт-коматиитовых ассоциаций ГЗО во временном интервале 3.8–2.7 млрд. лет. Ряд петрологических, минералого- и изотопно-геохимических особенностей ТТГ и ГЗО позволяет рассматривать их становление при активной роли космогенных импактных событий, роль которых признается весьма существенной на ранних стадиях развития Земли, в процессе поздних стадий аккреции [10]. Принципиально важны при этом в изотопно-геохимическом отношении отчетливо выраженные для ТТГ и ГЗО тренды самарий-неодимового изотопного фракционирования при относительно “инертном” поведении калия и рубидия в процессах из образования.

На рубеже 2.5 млрд. лет резко возрастает роль глубинных петрологических процессов K–Rb–Sr-геохимической специализации, так же, как и скорость роста континентальной коры [8], за счет преобразования процессами гранитизации нижней коры и “приращения” к ней сверху верхней гранитно-метаморфической коры. Одновремен-

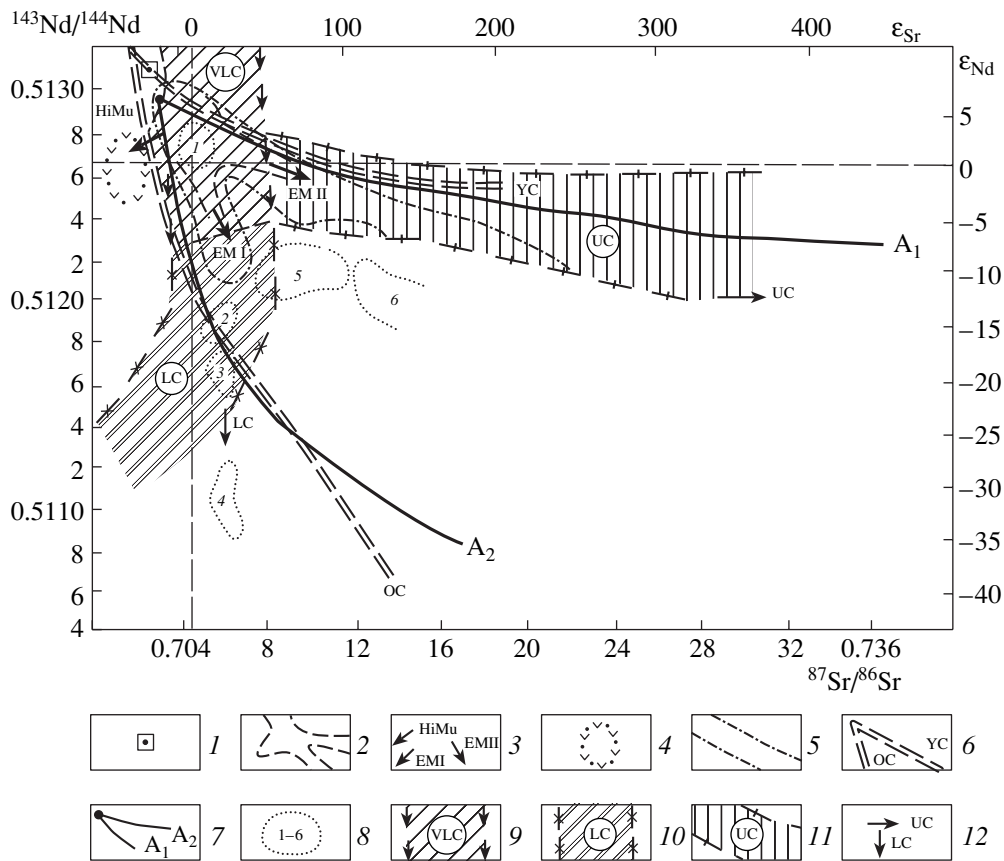


Рис. 1. Кора континентов, базальты континентов и океанов, гиперболы смешения в системе координат неодим-стронциевых изотопных отношений [5]. 1 – N-MORB (среднее из 125 анализов); 2 – базальты океанических островов (OIB): 300 анализов с 43 островов; 3 – компоненты изотопного смешения, EMI, EMII, HiMu; 4 – поле изотопных составов вулканитов гранит-зеленокаменных областей; 5 – покровные базальты континентов (CFB): Сибирская платформа – Норильский и Талнахский районы; траппы Декана – Махабелешвар, Амбелани, Поладпур, Буш; траппы Параны; траппы Карру – Северное и Южное Лебомбо, Нуантези, Етендека; базальты Мадагаскара; базальты Внешних Гебрид, Северо-Восточная Гренландия; третичные лавы островов Скай и Ян-Майен; 6 – гиперболы смешения деплетированной мантии с компонентами древней (OC) и молодой (YC) коры континентов; 7 – гиперболы смешения пород коры континентов (A₂ – гранулит, нижняя кора, A₁ – гранит, верхняя кора) и толеитов плато Колумбия; 8 – лампроиты и кимберлиты (1 – кимберлиты группы 1; 2, 3 – Лейцитовые Холмы; 4 – Смоки-Бьют; 5 – кимберлиты группы 2; 6 – лампроиты Западной Австралии); 9 – породы “очень” нижней коры (VLC): гранулиты основного состава из ксенолитов; 10 – гранулиты основного-среднего состава нижней коры (LC); 11 – метаморфические породы и граниты верхней коры (UC); 12 – нижняя (LC) и верхняя (UC) кора.

но с этими коровыми процессами петрогенетически совокупно с ними происходит преобразование ранее сформированной верхней мантии (доменов HiMu и EMI). Вполне возможно, что именно с этими процессами в верхней мантии активно развиваются процессы калиевого метасоматоза, с которыми связано образование в мантийных перидотитах калиевых минералов: флогопита и калиевого рихтерита [11]. Характерно, что глубинные ксенолиты таких пород преобладают в щелочных базальтах последокембрийских складчатых областей, где широким распространением пользуются процессы калиевого гранитного магматизма и широко развита верхняя гранитно-метаморфическая кора. При этом мантийные ксенолиты щелочных базальтов, так же, как и гранитизированные породы верхней коры, на диаграмме строн-

циево-неодимовых изотопных характеристик образуют “пологий” тренд, отвечающий мантийному компоненту EMII, стремящемуся в область повышенных значений изотопных отношений стронция при относительно инертном поведении изотопов неодима (рис. 1).

Таким образом, на рубеже 2.5 млрд. лет происходит кардинальная смена раннедокембрийского самариево-неодимового тренда изотопного фракционирования существенно рубидий-стронциевым в сопровождении процессов глубинного калиевого метасоматоза и процессов калиевой гранитизации и гранитообразования в земной коре. Можно предположить, что эти процессы связаны с процессами эндогенной глубинной дифференциации, происходящими в системе ядро-мантия-

земная кора, сменяющимися на этом временном рубеже (2.5 млрд. лет) существенно экзогенные (космогенные) процессы преобразования мантии и образования нижней эклогит-гранулитовой коры.

Приведенные данные позволяют рассмотреть следующую модель становления двух последовательных мегастадий (раннюю – 3.8–2.5 млрд. лет и позднюю – 2.5 млрд. лет), которые могут быть выделены в ранней истории Земли и фиксируют кардинальную смену геодинамических режимов: космогенного (экзогенного) ранней мегастадии эндогенным режимом глубинной дифференциации поздней стадии, продолжавшегося и в фанерозое.

Формирование ранних протокры и верхней протомантии могло происходить еще на поздних стадиях аккреции (*last veneer*), когда соударение планетезималей и метеороидов с поверхностью базальтового магматического океана могло приводить к разделению (дифференциации) вещества мишени околохондритового состава на вещество базальт-коматиитового состава [12], а также разделению этого вещества на вещество, “всплывающее” в виде ТТГ-куполов среди базальт-коматиитовых комплексов, и погружающийся в мантию субстрат эклогит-перидотитового состава [10]. В процессе дифференциации протокорового вещества, возможно, происходит дифференциация вещества ТТГ на “нижние” мафические и “верхние” кислые гранулиты. Таким образом, возможно, формируются древнейшие комплексы ГЗО (ТТГ-купола среди базальт-коматиитовых ассоциаций) в условиях преобладания существенно плагиоклазовых породных ассоциаций и в условиях преимущественно самарий-неодимового тренда изотопного фракционирования. Считается [11], что деплетирование верхней мантии, формирование в ней гранатовых перидотитов корней кратонов связано с образованием коматиитов и не воспроизводилось в подобных масштабах в более поздней истории развития Земли.

Таким образом, петрогенетически, хронологически и изотопно-геохимически совокупно формируются древние ядра кратонов и протоконтинентов и одновременно их глубинные корни (кили), проникающие в верхнюю мантию до глубин 450 км и более [13].

Прекращение экстенсивной бомбардировки поверхности Земли, формирование глубинной ее структуры – формирование внутреннего и внешнего ядра, границы раздела ядро–мантия, гигантские объемы выделяющейся при этом энергии могли определить появление потоков глубинных тепла и вещества, перемещающихся из глубинных в приповерхностные части Земли. Подобная система взаимодействия в соответствии с положениями, разработанными Ю.М. Пуцаровским [14], определяет существование гигантской тектоно-

сферы, охватывающей значительные части мантии и литосферы. Геохимически и изотопно-геохимически определяющим для этой мегастадии является существенно калиевая и рубидий-стронциевая специализация глубинных петрологических процессов, смена на временном рубеже 2.5 млрд. лет механизма передачи глубинных тепла и вещества восходящими их потоками, во многом определившими характер протерозойской и фанерозойской глубинной геодинамики. Преобладающими в это время (позднее 2.5 млрд. лет) являются процессы преобразования ранее сформированного вещества верхней мантии и нижней коры, все большее усложнение их состава и строения, нарастающая их гетерогенизация – тектоническая расслоенность литосферы [14], геоблокный характер строения земной коры [15]. Отличительной от ранней мегастадии является, как уже отмечалось, калиевая, рубидий-стронциевая специализация глубинных процессов петрогенеза этой поздней мегастадии, обусловленная отделением, миграцией калия из глубинных частей мантии – зоны перехода ядро–мантия. В системе стронциево-неодимовых изотопных характеристик этот процесс зафиксирован появлением и развитием тренда верхнекорового мантийного компонента ЕМІ.

Таким образом, в ранней истории Земли могут быть выделены и охарактеризованы две мегастадии, первая из которых началась после завершения стадии тяжелой лунной бомбардировки (3.9 млрд. лет назад), характеризовалась проявлением существенно космогенной геодинамики, когда формировались первичные нижняя протокры и верхняя протомантия при существенной роли самарий-неодимового тренда изотопно-геохимической дифференциации. Вторая мегастадия, в начале которой впервые на рубеже 2.5 млрд. лет формируется палеопротозойский вулканогенно-осадочный чехол, фиксирует кардинальную смену геодинамики – преобладающее проявление эндогенных процессов глубинной дифференциации при главенствующей роли процессов калиевого петрогенеза и рубидий-стронциевого изотопного фракционирования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Щеглов А.Д.* // ДАН. 1983. Т. 271. №. 6. С. 1471–1474.
2. *Пуцаровский Ю.М.* // Геотектоника. 1993. № 1. С. 3–6.
3. *Суворов В.Д., Балашкин Г.Д., Корзилов А.Н. и др.* // Тр. ЦНИГРИ. 1989. В. 237.
4. *Pearson D., Carlson R., Shirey S. et al.* // Earth and Planet. Sci. Lett. 1995. V. 134. № 3/4. P. 341–357.
5. *Hart S.* // Earth and Planet. Sci. Lett. 1988. V. 90. P. 273–296.

6. Zindler A., Hart S. // Ann. Rev. Earth and Planet. Sci. Lett. 1986. P. 493–571.
7. Блюман Б.А. Земная кора континентов и океанов (анализ геолого-геофизических и изотопно-геохимических данных). СПб.: ВСЕГЕИ, 1998. 152 с.
8. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
9. Sherivas J., Taylor L., Lugmair G. et al. // Geol. Soc. Amer. Bull. 1988. V. 100. P. 411–423.
10. Блюман Б.А. // ДАН. 2002. Т. 384. № 2. С. 243–245.
11. Hawkesworth C., Compton P., Rogers N. et al. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1990. V. 96. № 3/4. P. 256–268.
12. Green D.H. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1972. V. 15. P. 263–270.
13. Gossler J., Kind R. // Earth and Planet. Sci. Lett. V. 138. № 1/4. P. 1–13.
14. Пуцаровский Ю.М., Пуцаровский Д.Ю. // Геотектоника. 1999. № 1. С. 3–14.
15. Красный Л.И. Глобальная система геоблоков. М.: Недра, 1984. 224 с.