

УДК 551.14:550.4

ИЗОТОПНАЯ ГЕОЛОГИЯ Sr И Nd И ГЛОБАЛЬНАЯ ГЕОДИНАМИКА НА РУБЕЖЕ 2.5 МЛРД. ЛЕТ

© 2004 г. Б. А. Блюман

Представлено академиком Д.В. Рундквистом 01.12.2003 г.

Поступило 01.12.2003 г.

В системе координат изотопных стронциево-неодимовых отношений закономерно размещены изотопные характеристики нижней и верхней коры континентов, базальтов континентов и океанов. На рис. 1 представлена такая диаграмма, составленная [1] с учетом данных различных исследователей. На этой диаграмме могут быть обособлены два эволюционных тренда рис. 2а, б). Первый из них расположен в квадрантах I и IV диаграммы стронций-неодимовых нормированных характеристик [2], отображает существенно самарий-неодимовую изотопную эволюцию при заметно подчиненной роли изменения рубидиево-стронциевых изотопных характеристик (рис. 2а). В квадрантах I и IV этой диаграммы “антиподально” располагаются: в верхнем квадранте (I) – базитовые гранулиты, а в нижнем (IV) – гранулиты кислого состава, а также мантийный компонент EM I. В области диаграммы, близкой BSE (bulk silicate Earth), в квадрантах II–III располагается мантийный компонент HIMU. На этом же тренде в квадрантах I–IV, демонстрируя аномальные изотопные характеристики Nd, располагаются: в верхнем квадранте I наряду с базитовыми гранулитами предельно деплетированные (ϵ_{Nd} до +200) эклогиты (алмазоносные), а в пределах квадранта IV – предельно радиогенно обогащенные гранулиты кислого состава комплекса Люизиан Шотландии (ϵ_{Nd} – до –42) [3]. Формирование этого тренда с учетом возраста и геодинамической принадлежности характеризуемых им пород можно отнести ко времени (4.2?)–3.8–2.6 млрд. лет – времени формирования большинства древнейших серогнейсовых и базальт-коматиитовых ассоциаций. Гранулит-базитовые, базальт-коматиитовые комплексы преобладают в пределах раннедокембрийских кратонов, так же, как и кимберлиты, в составе глубинных ксенолитов которых широко распространены наряду с гранулитами и эклогиты.

Второй – существенно рубидий-стронциевый изотопный тренд – располагается в квадрантах II–IV изотопной стронциево-неодимовой диаграммы (рис. 2б). В пределах этого тренда, в его верхней части (минимальные значения ϵ_{Sr}) размещены изотопные характеристики MORB, представляющие деплетированную мантию, частично OIB, и мантийный тренд (mantle array). “Верхней” части тренда противоположен мантийный компонент EM II (наибольшие величины ϵ_{Sr}), соответствующий в стронций-неодимовой изотопной системе характеристикам верхней гранитно-метаморфической коры, скорость и параметры роста которой заметно изменились на рубеже 2.5 млрд. лет [4]. В тренде MORB–OIB–CFB–EM II (рис. 2б), начиная со времени 2.5 млрд. лет, может быть отмечено: а) формирование протерозойских и преимущественно фанерозойских изверженных пород; б) появление и широкое распространение эндогенных процессов гранитизации и гранитообразования с калиевой петрохимической специализацией; в) последовательное преобразование ранее сформированной нижней гранулит-базитовой коры; г) нарастающее со временем деплетирование мантии, достигающее максимума в процессе формирования MORB; д) формирование изотопных характеристик OIB и CFB путем контаминации мантийных расплавов ранее сформированным веществом нижней и верхней консолидированной коры и веществом радиогенно обогащенных компонентов верхней мантии – EM I, EM II и HIMU.

Оба обособленных нами мантийных тренда в изотопных системах могут фиксировать различия геодинамики на рубеже 2.5 млрд. лет – наверное, единственного временного и геодинамического рубежа, имеющего глобальный масштаб проявления и “знакового” по ряду геологических, геохимических, изотопно-геохимических и геофизических данных. Этому рубежу отвечают: а) формирование первого в геологической истории Земли мезопротерозойского [5] чехла вулканогенно-терригенных отложений, несогласно налегающего на древнейшие (3.8–2.6 млрд. лет) серогнейсовые и базальт-коматиитовые (гранитоидно-зеленокаменные) комплексы; б) резкое увеличение на этом рубеже

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

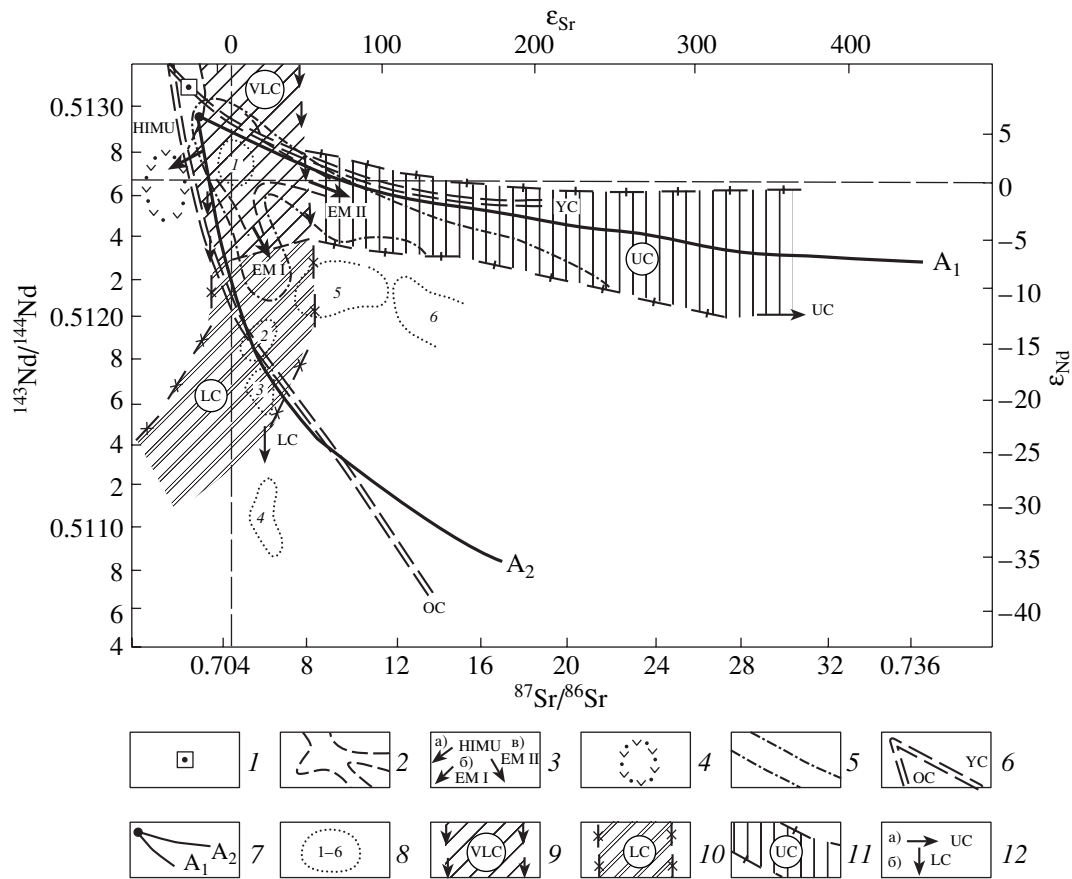


Рис. 1. Кора континентов, базальты континентов и океанов, гиперболы смешения в системе координат неодим-стронциевых изотопных характеристик [1]: 1 – N–MORB (среднее из 125 анализов) [Hart, 1988]; 2 – базальты океанических островов (OIB): 300 анализов с 43 островов [Hart, 1988]; 3 – компоненты изотопного смешения [Hart, 1988], EM I, EM II, HIMU; 4 – поле изотопных составов вулканитов гранит-зеленокаменных областей [Тейлор, Мак-Леннан, 1988; Hawkesworth et al., 1975; Hart et al., 1977; Hamilton et al., 1979]; 5 – покровные базальты континентов (CFB): Сибирская платформа – Норильский и Талнахский районы [Sharma et al., 1991; Hawkesworth et al., 1995]; траппы Декана – Махабалешвар, Амбелани, Поладпур, Буш [Cox et al., 1985]; траппы Параны – север и юг [Hawkesworth et al., 1978]; траппы Карру – Северное и Южное Лебомбо, Нуантези, Етендека [Ellam, Cox, 1989]; базальты Мадагаскара [Mahoney et al., 1991]; базальты Внешних Гебрид, Северо-Восточная Гренландия; третичные лавы островов Скай и Ян-Майен [Thirwall et al., 1994]; 6 – гиперболы смешения деплетированной мантии с компонентами древней (OC) и молодой (YC) коры континентов [Allegre et al., 1980]; 7 – гиперболы смешения пород коры континентов (A2 – гранулит, нижняя кора, A1 – гранит, верхняя кора) и толеитов плато Колумбия [Фор, 1990]; 8 – лампроиты и кимберлиты (1 – кимберлиты группы 1–2; 3 – Лейцитовые Холмы, 4 – Смоки Бьют, 5 – кимберлиты группы 2, 6 – лампроиты Западной Австралии [Hawkesworth et al., 1990]); 9 – породы “очень” нижней коры (VLC): гранулиты основного состава из ксенолитов [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]; 10 – гранулиты основного–среднего состава нижней коры (LC) [Тейлор, Мак-Леннан, 1988; Фор, 1990; Ben Othman et al., 1984]; 11 – метаморфические породы и граниты верхней коры (UC) [Allegre et al., 1980; Тейлор, Мак-Леннан, 1988; Фор, 1990]; 12 – нижняя (LC) и верхняя (UC) кора [Пушкарев, 1990].

скорости роста континентальной коры, конечные изменения ряда ее геохимических особенностей [4]; в) появление и широкое распространение калиевых гранитов и одновременное исчезновение базальт-коматиитовых ассоциаций; г) появление дипольного магнитного поля Земли; д) значимые изменения изотопных характеристик пород в рубидий-стронциевой, самарий-неодимовой, а также в рений-осмиевой [6] и других изотопных системах.

Рассматривая возможный механизм изотопной и геологической эволюции ранней Земли, прежде

всего следует подчеркнуть, что существующая сегодня схема изотопной и вещественной “стратификации” верхней мантии (низы – радиогенно обогащенная, верхи – деплетированная мантия) не отвечает современному состоянию изученности мантии. Геофизическими (глубинная сейсмическая томография) и изотопно-геохимическими данными в пределах континентов и океанов установлена в первую очередь латеральная и вертикальная неоднородность верхней мантии. Время возникновения этой неоднородности в верхней мантии – 1–3 млрд. лет [2]. Неоднородность нижней мантии устанавливается присутствием в ней “кусков” (lump), “пу-

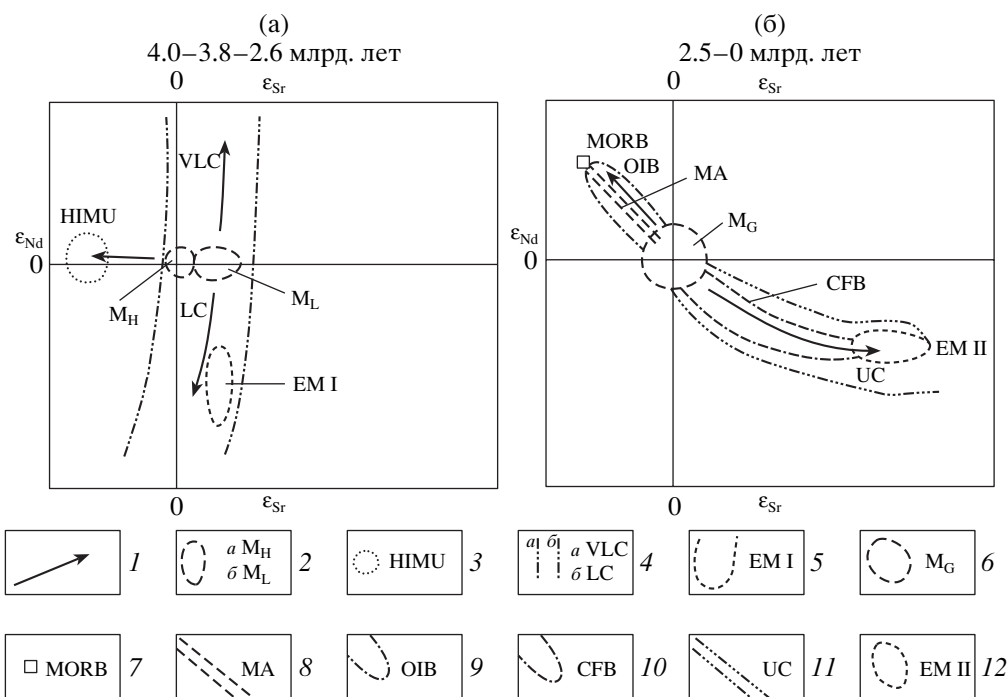


Рис. 2. Разновременные гипотетические эволюционные тренды неодим-стронциевых изотопных характеристик: а – 4.0–3.8–2.6 млрд. лет, б – 2.5–0 млрд. лет. 1 – “антиподальные” тренды; 2 – первичные позднеаккреционные компоненты мантии (а – Н-хондритовый, б – L-хондритовый); 3 – мантийный компонент HIMU (соответствует базальт-коматиитовым комплексам архея); 4 – эклогит-базит-гранулитовая нижняя кора (а – VLC (very lower crust) “очень нижняя кора” – эклогит-базит-гранулитовая кора, б – LC (lower crust) – нижняя кора, преимущественно состава кислых гранулитов); 5 – мантийный компонент EM I; 6 – MG – относительно гомогенизированная ранняя Н- и L-хондритовая мантия; 7 – MORB – среднее из 125 анализов срединно-океанических хребтов (“современная” деплетированная мантия); 8 – мантийный тренд (mantle array); 9 – вулканиты океанских островов (OIB); 10 – покровные базальты континентов (CFB); 11 – UC-верхняя гранитно-метаморфическая кора (upper crust); 12 – мантийный компонент EM II.

зырей” (blobs) [7] примитивной, недегазированной мантии. Данные изотопии гелия и неона и позволяют датировать возникновение неоднородности в нижней мантии временем около 4 млрд. лет [8].

Возможные причины формирования раннеархейского существенно самарий-неодимового тренда – эклогит-базит-гранулитового и тренда HIMU – могут крыться в первичной синаккреционной (гетерогенная аккреция) латеральной и вертикальной неоднородности мантии, сформированной на поздних стадиях аккреции (late veneer). Ранняя “примитивная” верхняя мантия могла иметь состав, близкий хондритовому, а первичные ее неоднородности были, возможно, созданы на стадии поздней аккреции неравномерным распределением вещества разных – E, H и L, LL обычных хондритов, различающихся по ряду, в том числе и изотопных, характеристик [9]. Считается [10], что с учетом ее больших размеров и значительным гравитационным “фокусированием” Земля имела скорость кратерирования, в 20 раз большую, чем Луна, и скорость аккрецирования массы, в 100 раз большую, чем Луна. Эти же авторы [10] отмечают, что если энстатитовые хондриты являются

важной популяцией кратерирования поверхности Луны в промежутке 4.0–3.8 млрд. лет, то присутствующая этим хондритам фракционированность по содержанию сидерофильных элементов может определять появление гетерогенности в мантии Земли. Ранее нами [11] рассмотрен возможный механизм формирования древнейших алмазонасных эклогитов, первичной тоналит-гранодиорит-гранитоидной и базальт-коматиитовой коры при активном участии в этом процессах ранней бомбардировки поверхности Земли на поздних стадиях гетерогенной аккреции во временном интервале 4.0–2.6 млрд. В соответствии с этим механизмом по-разному может происходить вызванная этими процессами дифференциация первичного хондритового вещества мантии состава E-, H- или L-хондритов. В этом случае различный ход глубинной дифференциации мантийного вещества может быть связан с установленным недавно [12] различным поведением в импактных процессах вещества H- и L-хондритов. В случае развития импактного процесса в мантии состава H-хондрита происходит его недифференцированное плавление и формирование ультраосновных расплавов – аналогов раннеархейских алюминиевондеплетированных

рованных коматиитов. Мантия Н-хондритового состава, возможно, определяет формирование коматиитового “околохондритового” тренда мантийного компонента НМУ (рис. 2а). Развитие импактного процесса в мантии состава L,LL-хондритов в соответствии с экспериментальными данными [12] может приводить к дифференциации мантийного материала L-хондритового состава на гранулиты, дифференцированные по плотности и составу – основные и кислые, эцлогитовый респит, который одновременно является причиной деплетирования хондритовой мантии, появления алюминиеводеплетированных коматиитов [13] и образования субвертикального тренда с конечным компонентом EM I в области наиболее радиоогенно обогащенных кислых гранулитов (рис. 2а). Таким образом могут быть образованы древнейшие гранулит-базит-эцлогитовые и базальт-коматиитовые ассоциации в результате преобразования импактными космогенными процессами “первичной” хондритовой мантии при определяющей роли процессов самарий-неодимового фракционирования в системе расплав-респит. Подобного рода дифференциация отмечена [14] при кристаллизации импактных стекол в метеорите-шерггитте Загами, когда последовательно в центре жилки импактного расплава образуются наиболее высокобарические (более 23 ГПа) “полевошпатовые” голландитовые фазы, а по их периферии образуется относительно менее высокобарический (около 10 ГПа) пироксен.

Можно предположить, что в течение последующего этапа (меньше 2.5 млрд. лет) формируется существенно рубидий-стронциевый изотопный тренд, в диапазоне значительных изменений ϵ_{Sr} : от -30 до +300. Этот тренд формируется при относительно невысоких изменениях самариево-неодимовых изотопных характеристик (рис. 2б), что, возможно, может быть обусловлено относительной гомогенизацией (M_G) первичной Н- и L-хондритовой мантии, сформированной во время первого, древнейшего этапа. В течение второго этапа, в результате преобладающего распространения эндогенных процессов глубинной дифференциации в системе “ядро-мантия”, получают широкое развитие процессы калиевой петрохимической специализации (рубидий-стронциевый тренд), происходит образование верхней гранитно-метаморфической коры, отчасти за счет преобразования ранее сформированной нижней коры или приращения к ней метаморфизованных и гранитизированных супракрустальных толщ. Одновременно с этим происходит преобразование ранней хондритовой, уже частично преобразованной на первом этапе мантии; направленный процесс ее деплетирования (формирование MORB и мантийного тренда) – “верхний” тренд. С другой стороны, активное взаимодействие новообразованных мантийных расплавов с веществом ранее сформированной радиоогенно обогащенной континентальной коры – процесс контаминации мантийных расплавов материалом нижней и верхней коры – приводит к формированию вулканитов и изверженных пород, наследующих изотопные характеристики ранее сформированных мантийных компонентов EM I, EM II (рис. 2б).

В отличие от раннего этапа, где геодинамические процессы скорее всего имели экзопланетарное космогенное происхождение [11], на протяжении второго этапа (смена этапов произошла на рубеже 2.5 млрд. лет) господствующим может являться эндопланетарный, эндогенный механизм глубинной дифференциации в системе ядро-мантия-кора посредством расплавно-флюидного взаимодействия мантии и коры. Этот процесс взаимодействия может генерироваться направленным поступлением восстановленных флюидов, перемещающихся из системы ядро-нижняя мантия в верхнюю мантию, содержащую перидотиты, обогащенные водосодержащими минералами (амфибол, флогопит). Процесс образования магм в верхней мантии на разных ее глубинах происходит при окислении глубинных восстановленных флюидов. На максимальных глубинах происходит образование расплавов карбонатитового и кимберлитового состава, на относительно меньших глубинах – щелочно-базальтоидных и базальтовых расплавов. Масштабы магмообразования возрастают по мере перемещения очагов магмообразования в мантии снизу вверх, одновременно с уменьшением щелочности расплавов. Взаимодействие новообразованных расплавов с веществом ранее сформированных мантии, нижней и верхней коры различно в различных структурах Земли: минимально в пределах СОХ, отчетливо проявлено в базальтах океанских островов, больших изверженных провинций океанских плато, так же, как и покровных базальтах континентов. И, тем не менее, во всех разновидностях позднедокембрийских и фанерозойских изверженных пород континентов и океанов, включая и наиболее глубинные карбонатиты и кимберлиты, сформированные в промежуток времени после 2.5 млрд. лет, фиксируются устойчиво основные мантийные компоненты, сформированные на протяжении раннего этапа (4.0–3.8–2.6 млрд. лет, компоненты НМУ и EM I), так и компоненты, сформированные позднее, после рубежа 2.5 млрд. лет [15]. Расплавно-флюидное мантийно-коровое взаимодействие определяет поступательно-последовательное и необратимое преобразование мантии и коры, нарастающую со временем их гетерогенизацию.

В заключение необходимо подчеркнуть, что временной рубеж 2.5 млрд. лет – граница палео- и мезопротозоя по Л.И. Салопу [5] – один из немногих в истории геологического развития Земли рубежей, имеющий глобальный характер, устойчиво

проявленный в пределах всех континентов первым в истории их развития отчетливо фиксируемым несогласным налеганием слабо метаморфизованных вулканогенно-терригенных толщ мезопротозоя на практически повсеместно глубоко метаморфизованные катархейские и палеопротозойские серогнейсовы (ТТГ) и базальт-коматиитовые комплексы. Таким образом, глобальность проявления, геодинамическая и изотопная “знаковость” рубежа 2.5 млрд. лет свидетельствуют в пользу предположения о смене на этом рубеже “стилей” геодинамики – смене экзопланетарной космогенной геодинамики эндопланетарной геодинамикой глубинной дифференциации, подчеркивая еще раз нелинейность, необратимость развития Земли как самоорганизующейся диссипативной системы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Блюман Б.А. Земная кора континентов и океанов (анализ геолого-геофизических и изотопно-геохимических данных). СПб.: ВСЕГЕИ, 1998. 152 с.
2. Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.
3. Ben Othman D., Polvo M., Allegre C. // Nature. 1984. V. 307. № 5951. P. 536–538.
4. Тейлор С.Р., Мак Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
5. Салон Л.И. Геологическое развитие Земли в докембрии. Л.: Недра, 1982. 343 с.
6. Bennet V.C., Nutman A.P., Esat T.M. // Geochim. et cosmochim. acta. 2002. V. 66. P. 2615–2630.
7. Becker T.W., Kellog J.D., O'Connell R.J. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1999. V. 171. P. 351–365.
8. Hanyu T., Dunai T.J., Davies G.R. et al. // Earth and Planet. Sci. Lett. 2001. V. 193. № 1/2. P. 83–98.
9. Додд Р. Метеориты. М.: Мир, 1986. 384 с.
10. Norman M.D., Bennet V.C., Ryder G. // Earth and Planet. Sci. Lett. 2002. V. 202. P. 217–228.
11. Блюман Б.А. // ДАН. 2002. Т. 384. № 2. С. 243–245.
12. Xie X., Chen M., Dai C. et al. // Earth and Planet. Sci. Lett. 2001. V. 187. Iss. 3/4. P. 345–356.
13. Smith A.D., Ludden J.N. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1989. V. 93. № 1. P. 14–22.
14. Langenhorst F., Porier J.-P. // Earth and Planet. Sci. Lett. 2000. V. 184. № 1. P. 37–55.
15. Блюман Б.А. // Геохимия. 2001. № 5. С. 567–572.