

УДК 550.93 + 550.71 + 552.42

Е.В. Бибикова

Институт геохимии и аналитической химии
им. В.И. Вернадского РАН
117975, Москва, Россия, ул. Косыгина, 19
E-mail: bibikova@geokhi.ru

РАННЯЯ КОРА ЗЕМЛИ В СВЕТЕ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ И ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Анализ изотопно-геохимических и изотопно-геохронологических данных, полученных в последние годы для образований ранней коры Земли, позволяет установить определенные ограничения на время возникновения, масштабы распространения и геохимические особенности первичной коры Земли. Наиболее информативными оказались изотопно-геохимические и геохимические данные, полученные по древнейшим цирконам с возрастом до 4,4 млрд лет, в том числе данные по Lu-Hf изотопной системе в цирконах, по короткоживущей ^{146}Sm - ^{142}Nd изотопной системе основных-ультраосновных пород зеленокаменных поясов, по изотопному составу свинца древнейших пород. Наличие положительной аномалии ^{142}Nd в породах Западной Гренландии и отрицательной в амфиболитах древнейшего зеленокаменного пояса Нуввуагитук провинции Квебек свидетельствуют о ранней дифференциации вещества Земли на "обедненную" мантию и "обогащенную" (базальтовую) кору. Данные о поведении свинец-свинцовой изотопной системы в древнейших коровых образованиях Западной Гренландии и Лабрадора свидетельствуют о существовании "обогащенной" коры, имевшей базальтовый состав и высокое значение по величине μ ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb} = 10,9$) уже 3,9 млрд лет назад.

Ключевые слова: изотопная геохимия, изотопная геохронология, ранняя кора Земли, изотопные системы, изотопный возраст, циркон, дифференциация.

*Статья посвящена юбилею академика
Николая Петровича Щербака*

В течение многих лет академик Н.П. Щербак возглавлял Научный совет АН СССР по проблемам изотопной геохронологии. Он очень много сделал для развития изотопной геохронологии в нашей стране. Под его руководством и при его участии проводились научные конференции по разным направлениям изотопной геохронологии.

Николай Петрович Щербак внес значительный вклад в изучение древнейших образований нашей планеты. Под его руководством и при его непосредственном участии в течение многих лет проводились изотопно-геохронологические исследования по датированию древнейших пород Украинского щита, самого древнего образования на территории Восточно-Европейского кратона. Ученые всех стран бывшего СССР искренне благодарны Николаю

Петровичу за эту огромную научную и организационную работу.

Вступление. Проблема эволюции Земли на самой ранней стадии ее формирования, разделения на оболочки и возникновения протокоры, несмотря на огромный объем накопленных к настоящему времени данных и разнообразие предложенных моделей, остается остро дискуссионной. В решении этой проблемы ключевую роль играют методы изотопной геохимии и геохронологии, позволяющие реконструировать изотопно-геохимический облик главных резервуаров, участвовавших в образовании первой коровой оболочки Земли, а также оценить длительность процессов корообразования на раннем этапе ее эволюции. Несомненно также, что геофизические и петрологические модели раннего корообразования Земли должны учитывать ограничения, обусловленные необходимостью комбинирования

результатов, полученных по различным изотопным системам в древнейших породах Земли. Прогресс в этой области наук о Земле обеспечен значительными достижениями в развитии изотопных методов исследования как в плане вовлечения новых изотопных систем и в совершенствовании традиционных методов изотопной геологии, так и в повышении чувствительности и точности сопутствующих аналитических процедур.

Для решения вопросов реконструкции основных этапов формирования оболочек Земли на ранних стадиях ее эволюции используются традиционные изотопные системы: $^{238}, ^{235}\text{U}$ — ^{232}Th — $^{206}, ^{207}, ^{208}\text{Pb}$; ^{147}Sm — ^{143}Nd ; ^{87}Rb — ^{87}Sr ; ^{176}Lu — ^{176}Hf ; ^{187}Re — ^{187}Os и усиленно изучаемые в последние годы короткоживущие изотопные системы: ^{146}Sm — ^{142}Nd ; ^{182}Hf — ^{182}W ; ^{129}I — ^{129}Xe и др. Например, применение изотопной системы ^{182}Hf — ^{182}W (период полураспада ^{182}Hf около 9 млн лет) позволило достаточно точно оценить время формирования металлического ядра Земли и постулировать окончание основных процессов формирования ядра в течение первых 30—50 млн лет (максимально до 100 млн лет) после аккумуляции основной массы вещества Земли [8, 17, 18, 23, 43]. Точные данные по короткоживущей изотопной системе ^{129}I — ^{244}Pu — ^{129}Xe получены и для времени образования первой восстановленной атмосферы Земли, которое оценивается в ≈ 50 —100 млн лет [31].

Ограничения оценок возраста древнейших пород доархейской истории Земли. В данной статье рассмотрены обусловленные изотопными системами ограничения оценок возраста и геохимических особенностей древнейших пород, относимых к Гадейскому эону доархейской истории Земли (*Hadean eon*) 4,56—3,8 млрд лет назад [2, 15]. Общеизвестно, что один из лучших изотопных геохронометров — акцессорные цирконы, U-Pb изотопная система которых, как правило, определяет время их кристаллизации. Самые древние из сохранившихся коровых образований нашей планеты — детритовые цирконы, обнаруженные в конгломератах и песчаниках зеленокаменных поясов Джек Хиллз и Маунт Гарриер, расположенных в пределах гнейсового комплекса Гарриер блока Илгарн (Западная Австралия) [42]. Древнейшие породы этого гнейсового комплекса, представленные анортозитами, габбро и ультрамафитами, имеют возраст ≈ 3730 —

3600 млн лет [21]. Около 3300 млн лет назад часть комплекса испытала метаморфизм гранулитовой фации. Предполагаемое время формирования зеленокаменных поясов находится в интервале 3,2—3,1 млрд лет [26]. Возраст около 10 % терригенных цирконов, выделенных из конгломератов и песчаников зеленокаменных поясов Джек Хиллз и Маунт Гарриер, по результатам анализа на ионном микрозонде *SHRIMP*, оказался выше 4,0 млрд лет, а для единственного зерна циркона получен конкордантный возраст 4,4 млрд лет [41].

Очень интересная информация о генезисе циркона может быть получена при изучении изотопного состава кислорода в этом минерале. Исследования последних лет позволили установить низкий коэффициент диффузии кислорода в цирконах, а локальные исследования — разный изотопный состав кислорода цирконов различного генезиса [32]. Цирконы, возникшие в ходе кристаллизации магматических расплавов ювенильного происхождения, имеют величину $\delta^{18}\text{O}$ в пределах $+5 \div +6$ ‰ ($+5,5 \pm 0,7$ ‰). Большие величины значения $\delta^{18}\text{O}$ свидетельствуют о процессах контаминации расплава осадочными или метаморфическими породами, имевшими контакт с водой. Первые результаты изучения изотопного состава кислорода в детритовых цирконах из конгломератов Маунт Гарриер показали, что при преобладании цирконов ювенильного генезиса по изотопному составу кислорода ($\delta^{18}\text{O}$ 5—6 ‰) в них присутствуют отдельные цирконы с величиной $\delta^{18}\text{O}$, превышающей +10 ‰ [24], что, по мнению этих исследователей, указывало на существование континентальной коры, свободной воды и, возможно, океана в момент образования пород возрастом до 4,4 млрд лет.

Однако в результате более детального изучения изотопного состава кислорода в зонах цирконов, имеющих конкордантные значения возраста выше 4,0 млрд лет [27], не установлено значений $\delta^{18}\text{O}$ выше 6—7 ‰, что не подтверждало существование свободной воды в это время. Не однозначны также данные о распределении редкоземельных элементов в древнейших цирконах. Некоторые ученые [41, 39] полагают, что характер распределения редкоземельных элементов в древнейших цирконах свидетельствует об их кристаллизации из расплава гранитного состава [12]. Однако почти постоянная нарушенность Sm-Nd изотопной систе-

мы в цирконах при метаморфизме показывает, что можно ожидать нарушенное соотношение и всех прочих редкоземельных элементов.

О кристаллизации древнейших цирконов из расплава гранитного состава, по мнению ряда авторов, говорит и наличие в них включений кварца и полевых шпатов. В то же время изучение цирконов ударного происхождения в породах основного состава расслоенного массива Садбери (Канада) показало, что в результате ударного воздействия в расплавах, образовавшихся вследствие магматической дифференциации, кристаллизовались цирконы, содержащие включения кварца и полевых шпатов [13]. Современные исследования также показывают, что включения могли войти в цирконы значительно позднее, а перекристаллизация циркона в ходе метаморфизма залечила нарушения в структуре минерала. Таким образом, окончательное решение вопроса о происхождении древнейших цирконов в конгломератах блока Илгарн принимать преждевременно, необходимы дополнительные исследования.

Исключительно ценные сведения о времени формирования ранней коры Земли дает Lu-Hf изотопная система древнейших цирконов. Породы тоналитового состава не могут непосредственно выплавиться из мантии. Обычно рассматривается двухступенчатая модель формирования пород кислого и среднего состава: выплавление базальта из пород мантии, а затем эклогитизация базальта и выплавление тоналита из магмы базальтового состава. Если U-Pb изотопная система циркона датирует момент кристаллизации циркона, т. е. время формирования тоналита, то при очень низком значении Lu-Hf отношения в цирконе эта изотопная система сохраняет в своей памяти время выплавления тоналита из базальта, поскольку величина Lu-Hf отношения в базальте значительно выше, чем в тоналите (0,022 против 0,005 в тоналите и почти 0 в цирконе). Именно этот момент позволяет оценить возраст первичного плавления мантийного предшественника тоналита — базальта. Впервые подобные данные были рассмотрены в работе [33]. Совместное изучение изотопного состава гафния и кислорода детритовых цирконов в архейских метаосадках провинции Слейв (Канада) позволило установить три эпизода формирования континентальной коры между 4,5 и 2,8 млрд лет, а именно: 4,4—4,5, около 3,8 и около 3,4 млрд лет.

Нами подобный подход был применен при исследовании аксессуарных цирконов в древнейших породах Приазовского домена Украинского щита [1]. Был изучен изотопный состав гафния в терригенных цирконах из кварцитов Сорокинской структуры Приазовья, практически в тех же зонах, в которых проводилось U-Pb изотопное датирование цирконов на ионном микрозонде. Измерения изотопного состава гафния были выполнены в Отделении наук о Земле Бристольского университета методом лазерной абляции на многоколлекторном *ICP-MS Neptune*, с использованием 193 нм ArF лазера по методу, описанному в (Dhuime et al., 2007). Полученные изотопные данные продемонстрировали, что Hf-модельный возраст цирконов относительно деплетированной мантии ($T_{\text{HF}}^{\text{DM}}$) лежит в двух возрастных группах: 3,8—3,9 и 3,0—3,2 млрд лет. Для установления возраста первичной отделившейся от мантии базальтовой коры с помощью Lu-Hf изотопной системы цирконов необходимо установить величину изотопного отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ в отделившемся магматическом резервуаре. Как уже отмечалось, эта величина коренным образом различается в мафическом (0,02—0,03) и гранитном (0,01) резервуарах [33]. На диаграмме "изотопный состав гафния ($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$)_{in} — возраст" точки цирконов из метаосадков Сорокинской структуры аппроксимируются прямой с наклоном, отвечающим $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0,022—0,024$ и пересекающей линию деплетированной мантии в точке, соответствующей возрасту около 4,2 млрд лет для наиболее древней части цирконов и 3,2—3,3 млрд лет для более молодой. Таким образом, в Сорокинской структуре было установлено два эпизода формирования континентальной коры: 4,2—4,3 и около 3,3 млрд лет.

Рассмотрим поведение изотопных систем в породах в целом. Древнейший сохранившийся останец архейской коры на нашей планете — Северо-Атлантический кратон, включающий высокометаморфизованные ортогнейсы Западной Гренландии и Лабрадора и древнейшие супракрустальные породы зеленокаменного пояса Исуа. Детальное изучение прекрасно сохранившихся выходов этих пород проводится с 1970-х гг. [4]. Исследования, проведенные уже в те годы с применением "классических" изотопных систем, позволили оценить возраст гнейсов Амитсок (3650 ± 100 млн лет) и продемонстрировали сохранность изотопных сис-

тем (Rb — Sr, Sm — Nd, U — Pb и др.), несмотря на наложение более поздних метаморфических процессов [25]. Следует отметить, что при изучении Sm-Nd и Lu-Hf изотопных систем в ортогнейсах (породы в целом) всех древнейших кратонов были получены положительные величины $\epsilon\text{Nd}(T)$ и $\epsilon\text{Hf}(T)$, свидетельствующие о том, что источником родоначальных для их протолитов расплавов была деплетированная мантия [10]. При этом было показано, что величина ϵNd для всего архейского периода лежит в интервале $+2$ — $+1$, а величина ϵHf примерно в два раза выше из-за разницы значений констант распада.

В последние годы в связи с разработкой новых и совершенствованием "классических" методов изотопных исследований древнейшие ортогнейсы Гренландии и Лабрадора, а также осадочные породы пояса Исуа вновь стали объектами детального изучения. Наиболее ценные данные были получены по свинец-свинцовой изотопной системе и короткоживущей изотопной системе $^{146}\text{Sm} - ^{142}\text{Nd}$. Исключительно интересна в этом плане работа Б. Камбера с соавторами [19, 20], где исследован изотопный состав свинца в ортогнейсах (породы в целом) и в полевых шпатах из пород Гренландии и Лабрадора. Оказалось, что древнейший гнейсовый комплекс Гренландии — Итсак, не однороден по возрасту и по изотопно-геохимическим характеристикам. Основной объем пород этого комплекса был сформирован 3,6—3,7 млрд лет назад, однако в последние годы была обнаружена более древняя его часть, расположенная к югу от зеленокаменного пояса Исуа и обозначаемая в публикациях как *SIGB* ("South of Isua Greenstone Belt") [28]. Возраст этих гнейсов — 3,8 млрд лет (древнейшие значения возраста цирконов 3,81—3,82 млрд лет). По результатам исследования различных изотопных систем и, в первую очередь, Sm-Nd, гнейсы рассматриваемого комплекса сформировались 3,6—3,7 млрд лет назад из уже деплетированной мантии ($\epsilon\text{Nd}(T) = +1,9 \pm 0,6$ (2σ)), что подтверждается и данными по изучению изотопного состава свинца. Однако результаты современного изучения изотопного состава свинца на более высоком методическом уровне [19, 20] показали, что формирование протолита тоналитовых и монцодиоритовых гнейсов *SIGB*, с возрастом более 3,8 млрд лет, происходило не из деплетированной мантии, а при плавлении дифференцированной

древней "базальтовой" коры (с возрастом около 4,3 млрд лет и с большим значением μ ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$)). Изотопные исследования также продемонстрировали, что для древнейших кратонов нашей планеты характерны повышенные значения величины μ (*high*- μ кратоны): Северо-Атлантический [20], Слейв [6, 7], Илгарн [13], Вайоминг [44] и, возможно, некоторые другие. С другой стороны, протолиты ортогнейсов кратонов Пилбара и Каапвааль с возрастом 3,6—3,7 млрд лет, судя по имеющимся данным, были сформированы из резервуара с низким значением μ (*low*- μ кратоны).

Еще одним важным источником информации о времени формирования ранней коры Земли является поведение короткоживущей изотопной системы $^{146}\text{Sm} - ^{142}\text{Nd}$ в древнейших породах [3, 10]. Период полураспада изотопа ^{146}Sm составляет всего 68 млн лет [22], поэтому на современном уровне исследований эта изотопная система может обнаружить эффект Sm-Nd фракционирования, если он имел место до 4,2 млрд лет назад. Аномалии ^{142}Nd в архейской мантии были ничтожны и не могли превышать 30 ppm из-за низкой распространенности ^{146}Sm в Солнечной системе и очень малой величины $\epsilon^{143}\text{Nd}$ ($+1 \div +3$), наблюдаемой в архейских породах. Для проведения исследований требовался исключительно высокий уровень аналитических процедур. Разработав высокочувствительные и точные методы анализа, Г. Каро с коллегами [10] проанализировали более 20 образцов древнейших пород из Западной Гренландии, провинции Слейв (Канада), блока Илгарн (Западная Австралия) и зеленокаменного пояса Барбертон (Ю. Африка) [37].

В результате прецизионного аналитического изучения этой коллекции было установлено, что положительная аномалия ^{142}Nd наблюдалась только в образцах, отобранных в Западной Гренландии. Вариации указанных аномалий содержания ^{142}Nd составили от $7,6 \pm 2,7$ до $15,2 \pm 2,3$ ppm (2σ) от содержания этого изотопа в породах Земли и еще на 20 ppm больше, чем в хондритах.

Из всех пород Западной Гренландии максимальные аномалии ^{142}Nd были обнаружены в терригенных осадках зеленокаменного пояса Исуа (7,6—15,4 ppm). Такой разброс измеренных содержаний ^{142}Nd может быть связан с различиями в составе пород, служивших источниками для протолитов метаосадков [10].

В метаморфизованных базальтах зеленокаменного пояса Исуа аномалии ^{142}Nd составляют около $10,7 \pm 0,3$ ppm (2σ). В ортогнейсах комплекса Итсак эта аномалия несколько ниже — $7,9 \pm 1,5$ ppm (2σ). По мнению авторов цитируемой работы, в формировании протолитов ортогнейсов наряду с мантийной могла участвовать и коровая компонента. Ни в коматиитах зеленокаменного пояса Барбертон ($\epsilon^{142}\text{Nd} = -1,1 \pm 2,4$ ppm), ни в ортогнейсах Акасты ($\epsilon^{142}\text{Nd} = 0,9 \pm 1,3$ ppm), ни в детритовых цирконах с возрастом более 4,0 млрд лет из кварцитов блока Илгарн (Западная Австралия) [9] аномалий ^{142}Nd обнаружено не было.

Изучение изотопной системы $^{146}\text{Sm} - ^{142}\text{Nd}$, проведенное для основных пород зеленокаменного пояса Нуввуагитук провинции Квебек [29, 30], обнаружило в них отрицательную величину $\epsilon^{142}\text{Nd}$. К настоящему времени проанализировано около 70 образцов основных-ультраосновных пород зеленокаменного пояса. Отклонение в системе $^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ составило 26 ppm ($-18 \div +8$ ppm), наблюдалась хорошая корреляция между Sm/Nd и $^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ для каждой группы пород одного состава. Полученные данные могут быть объяснены простой моделью, в которой корреляция между Sm/Nd и $^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ образовалась в результате магматического фракционирования Sm/Nd отношения при постоянном изотопном составе неодима в то время, когда ^{146}Sm еще активно распадался, что привело значение изохронного возраста $\sim 4,4$ млрд лет. Наименее измененные образцы Уджаралук определяют $^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ изохронный возраст в $4406 \pm 14 - 17$ млн лет, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ изохронный возраст равным 4321 ± 160 млн лет, что говорит о гадейском возрасте пород [2]. Интрузивные габбро имеют изохронный возраст по обеим изотопным системам в среднем 4214 ± 140 млн лет. Таким образом, изотопные системы $^{147}\text{Sm} - ^{143}\text{Nd}$ и $^{146}\text{Sm} - ^{142}\text{Nd}$ в основных-ультраосновных породах зеленокаменного пояса Нуввуагитук подтверждают, что он является древнейшим коровым останком на Земле. Ограничением для возраста пород пояса служит U-Pb возраст циркона, выделенного из кислых даек, секущих основные породы пояса, равный 3817 ± 16 млн лет [30].

Установленные в древнейших породах архея изотопные характеристики Nd и согласование данных по $^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ изотопной системе требуют длительной изоляции гадейской прото-

коры от магмогенерирующих мантийных резервуаров [10], которая для базальтов Западной Гренландии могла составлять более 500 млн лет. Такая длительная изоляция протокоры Земли могла осуществляться по двум альтернативным геодинамическим сценариям: протокора находилась в виде оболочки на поверхности Земли [14] либо в виде рециклированной коры на границе ядро — мантия [38]. В этих сценариях [14, 38] первая кора в истории Земли должна была быть мафической (базальтовой) по составу, поскольку: 1) в архейских осадках отсутствует значительное количество детритовой компоненты древнее 4,0 млрд лет [34]; 2) в самых древних архейских комплексах пород отсутствуют гранитоиды корового происхождения. Комплементарная древней деплетированной мантии гадейская базальтовая кора по разным оценкам могла иметь мощность порядка 35 км [10, 40]. Таким образом, из синтеза приведенных данных по поведению используемых в настоящее время изотопных систем в древнейших коровых объектах Земли следует допущение, что формирование первой сиалической коры произошло около 4,3 млрд лет назад и первая кора гадейской Земли имела преимущественно базальтовый состав [11, 14].

Одна из распространенных моделей эволюции верхних оболочек Земли предполагает быстрое образование мафического слоя вскоре после формирования Земли путем сегрегации расплава в ходе кристаллизации магматического океана [10, 35, 36]. Именно эта модель формирования коры лучше всего удовлетворяет данным о наличии аномалии ^{142}Nd в мантии, обсуждаемым в [10].

Выводы. Резюмируя приведенный выше обзор современных изотопно-геохимических и геохронологических данных для древнейших пород Земли, можно сформулировать ограничения, которые необходимо учитывать при реконструкции геохимической природы резервуаров, участвовавших в образовании первой коры Земли, а также длительности и характера гадейских корообразующих процессов.

1. Наличие аномалии ^{142}Nd , продукта распада короткоживущего изотопа ^{146}Sm (период полураспада 68 млн лет), в базальтах, ортогнейсах и терригенных осадках Западной Гренландии свидетельствует о ранней дифференциации вещества Земли (50—75 млн лет после аккреции) на "обедненную" мантию и "обогащенную" (базальтовую) кору [9, 10].

2. Данные о поведении свинец-свинцовой изотопной системы в древнейших коровых образованиях Западной Гренландии и Лабрадора свидетельствуют о том, что протолиты этих пород имели возраст около 4,3 млрд лет, а ортогнейсы с возрастом 3,81 млрд лет были выплавлены из "обогащенной" коры, имевшей базальтовый состав и высокую величину μ ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb} = 10,9$) [20].

3. Изверженные породы древнейших кратонов Земли характеризуются высокой величиной μ (*high- μ* кратоны): Северо-Атлантический, Слейв, Илгарн и Зимбабве. Кратоны Пилбара и Каапвааль, в которых не обнаружены породы древнее 3,65 млрд лет, характеризуются меньшим значением μ .

4. Совместное рассмотрение $^{146,147}\text{Sm}$ - $^{142,143}\text{Nd}$ изотопных систем в породах Западной Гренландии свидетельствует о длительной изоляции мафической "обогащенной" протокоры мощностью около 35 км от деплетированной мантии на протяжении, по крайней мере, 500 млн лет до образования древнейших пород, содержащих аномалию ^{142}Nd . При этом "обогащенный" коровый резервуар мог находиться как на поверхности Земли, так и на границе ядро — мантия.

5. Отсутствие аномалии ^{142}Nd в коматиитах зеленокаменного пояса Барбертон (Ю. Африка) возрастом 3540 млн лет говорит о том, что к этому времени имело место перемешивание материала "обогащенного", корового и "обедненного", мантийного резервуаров.

6. Самая масштабная эпоха формирования ранней сиалической коры соответствует интервалу времени 3,8—3,5 млрд лет назад. Одновременно с формированием тоналитовой коры формировались и литосферные корни, что приводило к оформлению древнейших кратонов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бибикина Е.В., Федотова А.А., Клаэссон С. и др. Время зарождения континентальной коры в ранней истории Земли: изотопное и геохимическое (U-Th-Pb, Lu-Hf, REE) изучение терригенных цирконов архейских метаосадочных пород Сарматии // Проблемы зарождения и эволюции биосферы. — М.: КРАСАНД, 2012. — С. 147—167.
2. Bennett V.C., Brandon A., Nutman A.P. Coupled ^{142}Nd - ^{143}Nd isotopic evidence for Hadean mantle dynamics // Science. — 2007. — **318**. — P. 21.
3. Bennett V., Brandon A., Heiss J., Nutman A. Crust-mantle dynamics in the early Earth: the 142 - ^{143}Nd and ^{176}Hf isotopic perspective // Goldschmidt conf.: Abstr. vol. — 2007. — A79.
4. Black L.P., Gale N.H., Moorbath S. et al. Isotopic dating of the very early Precambrian amphibolites gneisses from the Godhaab district, West Greenland // Earth and Planet. Sci. Lett. — 1971. — **12**. — P. 245—249.
5. Bleeker W. The late Archean record: a puzzle in ca. 35 pieces // Lithos. — 2003. — **71**. — P. 99—134.
6. Bowring S.A., Williams I.S. Priscoan (4.00—4.03 Ga) orthogneisses from northwestern Canada // Contribs Mineral. and Petrol. — 1999. — **134**. — P. 3—16.
7. Bowring S.A., Williams I.S., Compston W. 3.96 Ga gneisses from the Slave Province, Northwest Territories, Canada // Geology. — 1999. — **17**. — P. 971—975.
8. Brandon A.D., Walke R.J. The debate over core-mantle interaction // Earth and Planet. Sci. Lett. — 2005. — **232**. — P. 211—225.
9. Caro G., Benett V.C., Bourdon B. et al. Application of precise $^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ analysis of small samples to inclusions in diamonds (Finsch, South Africa and Hadean zircons (Jack Hills, Western Australia) // Chem. Geol. — 2008. — **247**. — P. 253—265.
10. Caro G., Bourdon B., Birck J.-L., Moorbath S. High-precision $^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ measurements in terrestrial rocks: Constraints on the early differentiation of the Earth's mantle // Geochim. et cosmochim. acta. — 2006. — **70**. — P. 164—191.
11. Chase C.G., Patchett P.J. Stored mafic/ultramafic crust and early Archean mantle depletion // Earth and Planet. Sci. Lett. — 1988. — **91**. — P. 66—72.
12. Coogan L.A., Hinton R.W. Do the trace element compositions of detrital zircons require Hadean continental crust? // Geology. — 2006. — **34**. — P. 633—636.
13. Darling J., Storey C., Hawkesworth C. Impact melt sheet zircons and their implications for the Hadean crust // Ibid. — 2009. — **37**. — P. 927—930.
14. Fletcher I.R., Rosman K.J.R., Libby W.G. Sm-Nd, Pb-Pb and Rb-Sr geochronology of the Manfred Complex, Mount Narryer, Western Australia // Precamb. Res. — 1988. — **38**. — P. 343—354.
15. Galer S.J.G., Goldstein S.L. Early mantle differentiation and its thermal consequences // Geochim. et cosmochim. acta. — 1991. — **55**. — P. 227—239.
16. Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G. A geologic scale 2004. — New York: Cambr. Univ. Press, 2004. — 610 p.
17. Hamilton P.J., O'Nions R.K., Bridgwater D., Nutman A.P. Sm-Nd studies of Archean metasediments and metavolcanics from West Greenland and their implications for the Earth's early history // Earth and Planet. Sci. Lett. — 1983. — **62**. — P. 263—272.
18. Jacobsen S.B. The Hf-W isotopic system and the origin of the Earth and Moon // Annu. Rev. Earth. and Planet. Sci. Lett. — 2005. — **33**. — P. 531—570.
19. Kamber B.S., Kennedy J., Collerson D. et al. Inheritance of early Archean Pb-isotope variability from long-lived Hadean protocrust // Contribs Mineral. and Petrol. — 2003. — **145**. — P. 25—46.
20. Kamber B.S., Moorbath S. Initial Pb of the Amitsog gneiss revisited: implication for the timing of early Archean crustal evolution in West Greenland // Chem. Geol. — 1998. — **150**. — P. 19—41.

21. Kamber B.S., Whitehouse M.J., Bolhar R., Moorbath S. Volcanic resurfacing and the early terrestrial crust: Zircon U-Pb and REE constraints from the Isua Greenstone Belt, southern West Greenland // *Earth and Planet. Sci. Lett.* — 2005. — **240**. — P. 276–290.
22. Kinny P.D., Williams I.S., Froude D.O. et al. Early Archean zircon ages from orthogneisses and anorthositic at Mount Narries, Western Australia // *Precamb. Res.* — 1988. — **38**. — P. 325–341.
23. Kinoshita N., Paul M., Kashiv Y. et al. A shorter ^{146}Sm half-life measured and implications for ^{146}Sm - ^{142}Nd chronology in the solar system // *Science*. — 2012. — **335**. — P. 1614–1617.
24. Kostitsyn Y., Galimov E. Hf-W and U-Pb ages of the Earth Core formation. A solution of the paradox // *Goldschmidt conf. : Abstr. vol.* — 2007. — A516.
25. Mojzsis S.J., Harrison T.M., Pidgeon R.T. Oxygen-isotope evidence from ancient zircons for liquid water at the Earth's surface 4.3 Myr ago // *Nature*. — 2001. — **409**. — P. 178–181.
26. Moorbath S., Taylor P.N., Johnes N.W. Dating of oldest terrestrial rocks — fact and fiction // *Chem. Geol.* — 1986. — **57**. — P. 63–86.
27. Myers J.S., Williams I.S., Kinney P.D. et al. Narrier gneiss complex // *Third International Archean Symposium. Excursion guidebook / Eds S.E. Ho, J.E. Glover, J.S. Myers.* — 1990. — P. 61–95. — (Univ. of Western Australia. Publ. 21).
28. Nemchin A.A., Pidgeon R.T., Whitehouse M.J. Re-evaluation of the origin and evolution of >4.2 Ga zircons from the Jack Hills metasedimentary rocks // *Earth and Planet. Sci. Lett.* — 2006. — **244**. — P. 218–233.
29. Nutman A.P., Bennett V.C., Friend C.R.L., Norman M.D. Meta-igneous (non-gneissic) tonalities and quartz-diorite from an extensive ca. 3800 Ma terrain south of the Isua supracrustal belt, southern West Greenland: constraints on early crust formation // *Contribs Mineral. and Petrol.* — 1999. — **137**. — P. 364–388.
30. O'Neil J., Carlson R.W., Francis D., Stevenson R.K. Neodymium-142 evidence for Hadean mafic crust // *Science*. — 2008. — **321**. — P. 1828–1831.
31. O'Neil J., Carlson R.W., Francis D., Paquette J.-L. Formation age and metamorphic history of the Nuvvuagittuq Greenstone Belt // *Precamb. Res.* — 2012. — **220–221**. — P. 23–44.
32. Ozima M., Podosek F.A. Formation age of the Earth from $^{129}\text{I}/^{127}\text{I}$ and $^{244}\text{Pu}/^{238}\text{U}$ systematics and the missing Xe // *J. Geophys. Res.* — 1999. — **104** (B11). — P. 25493–25499.
33. Peck W.H., Valley J.W., Wilde S.A., Graham C.M. Oxygen isotope ratios and rare earth elements in 3.3–4.4 zircons: ion microprobe evidence for high $\delta^{18}\text{O}$ continental crust and oceans in the Early Archean // *Geochim. et cosmochim. acta.* — 2001. — **65**, No 22. — P. 4215–4229.
34. Pietranik A.B., Hawkesworth C.J., Storey G.D. et al. Implications for the evolution of continental crust from Hf isotope systematic of Archean detrital zircons // *Ibid.* — 1990. — **54**. — P. 1683–1697.
35. Solomatov V.S. Fluid dynamics of a terrestrial magma ocean // *Origin of the Earth and Moon / Eds R.M. Canup, K. Righter.* — Univ. Arizona Press, 2000. — P. 323–338.
36. Solomatov V.S., Stevenson D.J. Non-fractional crystallization of a terrestrial magma ocean // *J. Geophys. Res.* — 1993. — **98** (E3). — P. 5391–5406.
37. Taylor P.N., Kramers J.D., Moorbath S. et al. Pb/Pb, Sm-Nd and Rb-Sr geochronology in the Archean Craton of Zimbabwe // *Chem. Geol.* — 1991. — **87**. — P. 175–196.
38. Tolstikhin I., Hofmann A.W. Early crust on top of the Earth's core // *Phys. Earth Planet. Int.* — 2005. — **148**. — P. 109–130.
39. Valley J.W., Cavosie A.J., Fu B. et al. Comment on "Heterogeneous Hadean Hafnium: evidence of continental crust at 4.4. to 4.5 Ga" // *Science*. — 2006. — **312**. — P. 1139–1140.
40. Van Thienen P., Van den Berg A.P., Vlaar N. Production and recycling of oceanic crust in the early Earth // *Tectonophysics*. — 2004. — **386**. — P. 41–65.
41. Wilde S., Valley J.W., Peck W.H., Grahams C.M. Evidence from detrital zircons for the existence of continental crust and oceans on the Earth 4.4 Gyr ago // *Nature*. — 2001. — **409**. — P. 175–178.
42. Williams I.R., Myers J.S. Archean geology of the Mount Narrier region Western Australia // *Geol. Surv. Western Australia Perth. Rep. 22.* — 1981. — P. 1–32.
43. Wood B.J., Halliday A.N. Cooling of the Earth and core formation after the giant impact // *Nature*. — 2005. — **437**. — P. 1345–1348.
44. Wooden J.L., Mueller P.A. Pb, Sr and Nd isotopic compositions of a suite of late Archean igneous rocks, eastern Beartooth Mountains-implications for crust-mantle evolution // *Earth and Planet. Sci. Lett.* — 1988. — **87**. — P. 59–72.

Поступила 7.04.2014

REFERENCES

1. Bibikova, E.V., Fedotova, A.A., Klaesson, S., Anosova, M.O. and Shumlyansky, L.V. (2012), *Problemy zarozhdeniya i evolyutsii biosfery*, KRASAND, Moscow, pp. 147-167.
2. Bennett, V.C., Brandon, A. and Nutman, A.P. (2007), *Science*, Vol. 318, p. 21.
3. Bennett, V., Brandon, A., Heiss, J. and Nutman, A. (2007), "Crust-mantle dynamics in the early Earth: the $^{142-143}\text{Nd}$ and ^{176}Hf isotopic perspective", *Goldschmidt Conference, Abstr. vol.*, A79.
4. Blackm, L.P., Galem, N.H., Moorbathm, S., Pankhurstm, R.J. and McGregor, V.R. (1971), *Earth and Planet. Sci. Lett.*, Vol. 12, pp. 245-249.
5. Bleeker, W. (2003), *Lithos*, Vol. 71, pp. 99-134.
6. Bowring, S.A. and Williams, I.S. (1999), *Contribs Mineral. and Petrol.*, Vol. 134, pp. 3-16.
7. Bowring, S.A., Williams, I.S. and Compston, W. (1999), *Geology*, Vol. 17, pp. 971-975.
8. Brandon, A.D. and Walke, R.J. (2005), *Earth and Planet. Sci. Lett.*, Vol. 232, pp. 211-225.
9. Caro, G., Benett, V.C., Bourdon, B., Harrison, T.M., Quad von, A., Mojzsis, S.J. and Harris, J.W. (2008), *Chem. Geol.*, Vol. 247, pp. 253-265.

10. Caro, G., Bourdon, B., Birck, J.-L. and Moorbath, S. (2006), *Geochim. et cosmochim. acta*, Vol. 70, pp. 164-191.
11. Chase, C.G. and Patchett, P.J. (1988), *Earth and Planet. Sci. Lett.*, Vol. 91, pp. 66-72.
12. Coogan, L.A. and Hinton, R.W. (2006), *Geology*, Vol. 34, pp. 633-636.
13. Darling, J., Storey, C. and Hawkesworth, C. (2009), *Geology*, Vol. 37, pp. 927-930.
14. Fletcher, I.R., Rosman, K.J.R. and Libby, W.G. (1988), *Precamb. Res.*, Vol. 38, pp. 343-354.
15. Galer, S.J.G. and Goldstein, S.L. (1991), *Geochim. et cosmochim. acta*, Vol. 55, pp. 227-239.
16. Gradstein, F.M., Ogg, J.G. and Smith, A.G. (2004), *A geologic scale*, Camb. Univ. Press, New York, 610 p.
17. Hamilton, P.J., O'Nions, R.K., Bridgwater, D. and Nutman, A.P. (1983), *Earth and Planet. Sci. Lett.*, Vol. 62, pp. 263-272.
18. Jacobsen, S.B. (2005), *Annu. Rev. Earth and Planet. Sci. Lett.*, Vol. 33, pp. 531-570.
19. Kamber, B.S., Kenneth, J., Collerson, D., Moorbath, S. and Whitehouse, M.J. (2003), *Contribs Mineral. and Petrol.*, Vol. 145, pp. 25-46.
20. Kamber, B.S. and Moorbath, S. (1998), *Chem. Geol.*, Vol. 150, pp. 19-41.
21. Kamber, B.S., Whitehouse, M.J., Bolhar, R. and Moorbath, S. (2005), *Earth and Planet. Sci. Lett.*, Vol. 240, pp. 276-290.
22. Kinny, P.D., Williams, I.S., Froude, D.O., Ireland, T.R. and Compston, W. (1988), *Precamb. Res.*, Vol. 38, pp. 325-341.
23. Kinoshita, N., Paul, M., Kashiv, Y., Collon, P., Deibel, C.M., DiGiovine, B., Greene, J.P., Henderson, D.J., Jiang, C.L., Marley, S.T., Nakanishi, T., Pardo, R.C., Rehm, K.E., Robertson, D., Scott, R., Schmitt, C., Tang, X.D., Vondrasek, R. and Yokoyama, A. (2012), *Science*, Vol. 335, pp. 1614-1617.
24. Kostitsyn, Y. and Galimov, E. (2007), "Hf-W and U-Pb ages of the Earth Core formation. A solution of the paradox", *Goldschmidt conf., Abstr. vol.*, A516.
25. Mojzsis, S.J., Harrison, T.M. and Pidgeon, R.T. (2001), *Nature*, Vol. 409, pp. 178-181.
26. Moorbath, S., Taylor, P.N. and Johnes, N.W. (1986), *Chem. Geol.*, Vol. 57, pp. 63-86.
27. Myers, J.S., Williams, I.S., Kinney, P.D., Nutman, A.P., Pidgeon, R.T. and Wilde, S.A. (1990), in Ho, S.E., Glover, J.E. and Myers, J.S. (eds), Third International Archean Symposium. Excursion guidebook, *Univ. of Western Australia. Publ. 21*, pp. 61-95.
28. Nemchin, A.A., Pidgeon, R.T. and Whitehouse, M.J. (2006), *Earth and Planet. Sci. Lett.*, Vol. 244, pp. 218-233.
29. Nutman, A.P., Bennett, V.C., Friend, C.R.L. and Norman, M.D. (1999), *Contribs Mineral. and Petrol.*, Vol. 137, pp. 364-388.
30. O'Neil, J., Carlson, R.W., Francis, D. and Stevenson, R.K. (2008), *Science*, Vol. 321, pp. 1828-1831.
31. O'Neil, J., Carlson, R.W., Francis, D. and Paquette, J.-L. (2012), *Precamb. Res.*, Vol. 220-221, pp. 23-44.
32. Ozima, M. and Podosek, F.A. (1999), *J. Geophys. Res.*, Vol. 104 (B11), pp. 25493-25499.
33. Peck, W.H., Valley, J.W., Wilde, S.A. and Graham, C.M. (2001), *Geochim. et cosmochim. acta*, Vol. 65, No. 22, pp. 4215-4229.
34. Pietranik, A.B., Hawkesworth, C.J., Storey, G.D., Kemp, A.I.S., Sircombe, K.N., Whitehouse, M.J., Stevenson, R.K. and Patchett, P.J. (1990), *Geochim. et cosmochim. acta*, Vol. 54, pp. 1683-1697.
35. Solomatov, V.S. (2000), in Canup, R.M. and Righter, K. (eds), *Origin of the Earth and Moon*, Univ. of Arizona Press, pp. 323-338.
36. Solomatov, V.S. and Stevenson, D.J. (1993), *J. Geophys. Res.*, Vol. 98 (E3), pp. 5391-5406.
37. Taylor, P.N., Kramers, J.D., Moorbath, S., Wilson, J.F., Orpen, J.L. and Martin, A. (1991), *Chem. Geol.*, Vol. 87, pp. 175-196.
38. Tolstikhin, I. and Hofmann, A.W. (2005), *Phys. Earth Planet., Int.*, Vol. 148, pp. 109-130.
39. Valley, J.W., Cavosie, A.J., Fu, B., Peck, W.H. and Wilde, S.A. (2006), *Science*, Vol. 312, pp. 1139-1140.
40. Van Thienen, P., Van den Berg, A.P. and Vlaar, N. (2004), *Tectonophysics*, Vol. 386, p. 41-65.
41. Wilde, S., Valley, J.W., Peck, W.H. and Grahams, C.M. (2001), *Nature*, Vol. 409, pp. 175-178.
42. Williams, I.R. and Myers, J.S. (1981), "Archean geology of the Mount Narrier region, Western Australia", *Geol. Surv. Western Australia. Perth*, Rep. 22, pp. 1-32.
43. Wood, B.J. and Halliday, A.N. (2005), *Nature*, Vol. 437, p. 1345-1348.
44. Wooden, J.L. and Mueller, P.A. (1988), *Earth and Planet. Sci. Lett.*, Vol. 87, pp. 59-72.

Received 7.04.2014

О.В. Бібикова

РАННЯЯ КОРА ЗЕМЛІ У СВІТЛІ
ІЗОТОПНО-ГЕОХІМІЧНИХ
ТА ІЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГІЧНИХ ДАНИХ

Інститут геохімії і аналітичної хімії
ім. В.І. Вернадського РАН
117975, Москва, Росія, вул. Косігіна, 19
E-mail: bibikova@geokhi.ru

Аналіз ізотопно-геохімічних та ізотопно-геохронологічних даних, отриманих останнім часом для утворень ранньої кори Землі, дозволяє встановити певні обмеження на датування виникнення, масштаби розповсюдження і геохімічні особливості первинної кори Землі. Найінформативнішими виявилися ізотопно-геохімічні та геохімічні дані, отримані по найдавніших цирконах віком до 4,4 млрд рр., у тому числі дані за Lu-Hf ізотопною системою в цирконах, короткотривала ¹⁴⁶Sm-¹⁴²Nd ізотопна система основних-ультраосновних порід зеленокам'яних поясів, ізотопний склад свинцю найдавніших порід. Наявність позитивної аномалії ¹⁴²Nd в породах Західної Гренландії та негативної в амфіболітах найдавнішого зеленокам'яного поясу Нуввуагітук провінції Квебек свідчать про ранню диференціацію речовини Землі на "збіднену мантію" і "збагачену кору" (базальтову). Дані про поведінку свинець-свинцевої ізотопної системи в найдавніших корових утвореннях Західної Гренландії та Лабрадору свідчать про існування "збагаченої кори", що мала

базальтовий склад і високе значення величини μ ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb} = 10,9$) вже 3,9 млрд рр. тому.

Ключові слова: ізотопна геохімія, ізотопна геохронологія, рання кора Землі, ізотопні системи, ізотопний вік, циркон, диференціація.

E.V. Bibikova

Vernadsky Institute of Geochemistry
and Analytical Chemistry of RAS
19, Kosygin str., Moscow, Russia, 119991
E-mail: bibikova@geokhi.ru

EARLY EARTH' CRUST IN THE LIGHT OF ISOTOPE-GEOCHEMICAL AND ISOTOPE-GEOCHRONOLOGICAL DATA

An analysis of isotope geochemical and isotope geochronological data obtained recently for the early crustal complexes of the Earth provided constraints on the formation time, scales of development, and geochemical features of protocrust. Isotope geochemical and geochemical data on the oldest zircons with ages up to 4.4 Ga; short-lived

$^{146}\text{Sm}/^{142}\text{Nd}$ isotope system, and lead isotope composition of the oldest rocks of Greenland proved to be most informative. The presence of positive ^{142}Nd anomaly in the rocks of West Greenland and negative anomaly in the mafic rocks of the oldest Nuvvuagittuq greenstone belt of the Quebec province indicates the early differentiation of the Earth material into depleted mantle and enriched (basaltic) crust. Lead-lead isotopic systematics of the oldest crustal rocks from West Greenland and Labrador testifies that high μ enriched crust ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb} = 10.9$) of basaltic composition already existed 3.9 Ga ago. Based on isotope-geochemical and geochemical features of the oldest zircons in the Late Archean greenstone belts of the Yilgarn block (Western Australia), the crust of intermediate-felsic composition and water on the Earth's surface might already exist 4.4 Ga ago. The largest scale epoch of the production of the early sialic crust occurred within a time range of 3.8–3.5 Ga. The growth of tonalitic crust was accompanied by the formation of lithospheric roots, which led to the formation of ancient cratons.

Keywords: isotope geochemistry, isotope geochronology, Early Earth's crust, isotope systems, isotope age, zircon, differentiation.