

ОБЩИЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОДИНАМИКИ И ТЕКТОНИКИ

УДК 551.24

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ РЕЦИКЛИНГ ИЛИ ИСТИННЫЙ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ РОСТ

Ц. Комия

*Department of Earth Science and Astronomy, Graduate School of Arts and Sciences, The University of Tokyo,
3-8-1 Komaba, Meguro-ku, Tokyo 153-8902, Japan*

Континентальная кора играет важную роль в эволюции жизни на Земле, т.е. большинство жизненно важных элементов поставляются в океан с континентов. Кроме того, распределение континентов влияет на климат, так как альbedo континентов гораздо выше, чем океанов, примерно равно таковому для облаков. Многие исследователи считают, что континентальная кора росла постепенно в течение всего геологического времени и что ее большая часть была образована и в фанерозое, и в позднем протерозое. Однако тепловая эволюция Земли предполагает, что значительные количества континентальной коры должны были сформироваться на ранних этапах ее развития. Эти два обстоятельства представляют собой так называемый «парадокс континентальной коры».

Континентальная кора состоит из гранитоидов, аккреционных комплексов, осадочных и метаморфических пород. Последние три составляющих образуются в результате эрозии коры, поскольку большая часть и аккреционных, и метаморфических комплексов представлена обломочным материалом. Гранитоиды состоят их двух компонентов: ювенильного, образованного в результате плавления погружающегося океанического слэба, и рециклированного, связанного с переплавлением материала континентальной коры. Фактически только формирование ювенильных пород обеспечивает чистый прирост континента. Все остальное образуется в результате рециклинга материала континентальной коры или континентального рециклинга. Рециклинг корового материала включает три процесса: внутрикоровый рециклинг, переработка корового материала и корово-мантийный рециклинг. Существуют разные оценки скорости континентального роста, которые сильно различаются между собой. Тепловая история Земли свидетельствует о том, что скорость континентального роста была высока на ранних стадиях ее эволюции, а современное распределение архейских пород говорит скорее о медленном росте коры. С точки зрения тепловой истории Земли рециклинг корового материала играл большую роль, а с точки зрения распределения архейских пород он был незначителен, а сильно различающиеся оценки скорости континентального роста являются результатом рециклинга материала континентальной коры.

В работе оценена скорость эрозии континентальной коры и рассчитаны долгосрочные вариации образования и разрушения континентальной коры на основе четырех групп данных: современном распределении континентальной коры, т.е. отражающем состояние коры без рециклинга; геохронологическом возрасте цирконов, отражающем процесс внутриконтинентального рециклинга; отношении изотопов Hf, свидетельствующих о степени переработки корового материала; долгосрочных изменений температуры мантии. Расчеты позволили сделать несколько важных выводов. В позднем архее (2.7 млрд лет) количество континентальной коры было близко к современному. В раннем протерозое (2.7—1.6 млрд лет) объем континентальной коры был гораздо больше, чем в настоящее время, с максимальными значениями на уровне 2.4, 1.7 и 0.8 млрд лет. С этого времени количество континентальной коры сокращалось. В периоды, соответствующие высоким мантийным температурам, т.е. 2.7, 1.9 и 0.9 млрд лет назад, образовывались новые объемы корового материала, который затем разрушался. В результате входящих течений в мантии происходило как быстрое корообразование, так и резкое разрушение вновь образованной и более древней коры. Пики максимальных объемов континентальной коры, очевидно, соответствуют докембрийским периодам «ледяного дома».

Рост континентов, геохронология детритовых цирконов, отношения изотопов Hf, корово-мантийный рециклинг.

CONTINENTAL RECYCLING AND TRUE CONTINENTAL GROWTH

T. Komiya

Continental crust is very important for the evolution of life because most bioessential elements are supplied from continents to oceans. In addition, the distribution of continents affects climate because they have much higher albedo than oceans, which is equivalent to that of clouds. Conventional views suggest that continental crust is gradually growing through the geologic time and that most continental crust was formed in the

Phanerozoic and Late Proterozoic. However, the thermal evolution of the Earth implies that most of continental crust should be formed in the early Earth. This is “Continental crust paradox”.

Continental crust comprises granitoid, accretionary complex, and sedimentary and metamorphic rocks. The latter three components originate from erosion of continental crust because the accretionary and metamorphic complexes consist mainly of clastic materials. Granitoid has two components: a juvenile component through slab-melting and a recycling component by remelting of continental materials. Namely, only the juvenile component contributes to net continental growth. The remains originate from recycling of continental crust. Continental recycling has three components: intracrustal recycling, crustal reworking, and crust-mantle recycling, respectively. The estimate of continental growth is highly varied. Thermal history implied the rapid growth in the early Earth, whereas the present age distribution of continental crusts suggests a slow growth. The former estimate based on the thermal history regards continental recycling as important, whereas the latter estimate based on the present age distribution of continental crusts regards it insignificant, suggesting that the variation of estimate for the continental growth is due to involvement of continental recycling.

We evaluated the erosion rate of continental crust and calculated secular changes of continental formation and destruction to fit four conditions: present distribution of continental crust (no continental recycling), geochronology of zircons (intracontinental recycling), Hf isotope ratios of zircons (crustal reworking), and secular change of mantle temperature. The calculation suggests some important insights. The distribution of continental crust at 2.7 Ga is equivalent to the modern amounts. The distribution of continental crust from 2.7 to 1.6 Ga was much larger than at present, and the sizes of the total continental crust at 2.4, 1.7, and 0.8 Ga became maximum. The distribution of continental crust has been decreasing since then. More amounts of continental crust were formed at higher mantle temperatures at 2.7, 1.9, and 0.9 Ga, and more amounts were destructed after then. As a result, the mantle overturns led to both the abrupt continental formation and destruction, and extinguished older continental crust. The timing of the large distribution of continental crust apparently corresponds to the timing of “icehouse” periods in Precambrian.

Continental growth, geochronology of detritic zircons, Hf isotope ratio, crust-mantle recycling

ВВЕДЕНИЕ

Тектоника плит является уникальным процессом, действующим только на Земле. Действие процессов тектоники плит началось, по крайней мере, 3.8 млрд л.н., т.е. еще в катархее [Komiya et al., 1999]. Это подтверждается наличием гранитных батолитов в составе гнейсового комплекса Акаста [Bowring et al., 1989, 1990, 1999; Bowring, Housh, 1995; Iizuka et al., 2007] и присутствием в самих гнейсах Акасты [Iizuka et al., 2005b], а также в комплексе Нариев [Compston, Pidgeon, 1986; Maas et al., 1992; Wilde et al., 2001] детритовых цирконов магматического происхождения. Тектоника плит играет важную роль при взаимодействии внутренних частей Земли с ее поверхностью за счет двух главных процессов: субдукции материалов поверхности Земли в мантию и переноса мантийных материалов обратно на поверхность. Таким образом, тектоника плит обеспечивает вынос и привнос материалов из глубин Земли и обратно в рамках глобального кругооборота вещества.

Субдуцируемый материал состоит в основном из литосферной мантии, базальтов океанической коры и пелагических осадков. Поскольку океаническая литосферная мантия составляет более 90 % субдуцируемого слэба, то она и контролирует механизмы субдукции. Тем не менее субдукция базальтовой коры и осадочных пород сильно влияет на гетерогенность мантии, так как они имеют состав, отличный от мантийного перидотита. Субдукция осадочных пород является ключевым процессом, обеспечивающим мантийную разнородность и континентальный рост, что подтверждается особыми геохимическими признаками дуговых магм, такими как концентрации В, Ве, Тh и Pb [Morris et al., 1990; Hawkesworth et al., 1993; Plank, Langmuir, 1993, 1998; Ishikawa, Nakamura, 1994; Elliott et al., 1997; George et al., 2003, 2005; Plank, 2005]. Наличие в них изотопов бериллия ^{10}Be , который образуется только в верхних слоях атмосферы с периодом полураспада 1.6 млн лет, представляет собой надежное доказательство рециклинга части океанических осадков в зонах субдукции, проходящих через мантийный клин и попадающих в источники дуговых магм [Morris et al., 1990]. Хотя транспортировка осадочных пород глубоко в мантию подтверждается в первую очередь наличием мантийного источника типа ЕМII в изотопной системе Sr—Nd—Pb, который, как считают, образуется при участии субдуцированных осадочных пород, тем не менее этот процесс еще остается достаточно дискуссионным.

Понимание того, как образуется континентальная кора, является ключевой проблемой геологических наук. Континентальная кора играет большую роль в эволюции жизни на Земле, так как она является источником биологически важных элементов, которые поставляются в океан. Распределение континентов на поверхности Земли также существенно влияет на климат, поскольку альбеда или отражающая способность у континентов гораздо выше, чем у океанов, и примерно равна таковой у облаков. Общепринято, что континентальная кора образовалась в результате отделения (фракционирования) от верхней мантии [Ringwood, 1969]. История ее роста в течение геологического времени до сих пор является

предметом дискуссий, так как сложно оценить степень рециклирования континентальной коры. По сути, в понятие «континентальный рост» входит образование континентальной коры (вынос материала из мантии) и рециклинг материала континентальной коры (его привнос в мантию). Поэтому точные оценки континентального роста в течение геологического времени должны учитывать циркуляцию материала между поверхностью и глубинной мантией Земли.

В статье представлен обзор последних результатов изучения рециклинга корового материала и приведены кривые роста континентальной коры, рассчитанные с учетом рециклинга и с использованием оценок, полученных двумя методами [Rino et al., 2008; Iizuka et al., 2009]. Расчеты континентального роста основаны на тепловой истории Земли и баланса между образованием и разрушением континентов. В общем виде можно сказать, что геологическая эволюция носит скорее эпизодический, чем непрерывный характер, и периоды континентального роста и рециклинга чередуются с периодами «покоя». Поэтому принятые в представленной модели допущения не являются единственно возможными, особенно в отношении краткосрочных и локальных записей. Скорости рециклинга и роста континентальной коры, представленные в работе, надо рассматривать только как приближения (аппроксимации) первого порядка. В будущем расширение базы данных и их глубокая теоретическая обработка позволит получить более точные оценки.

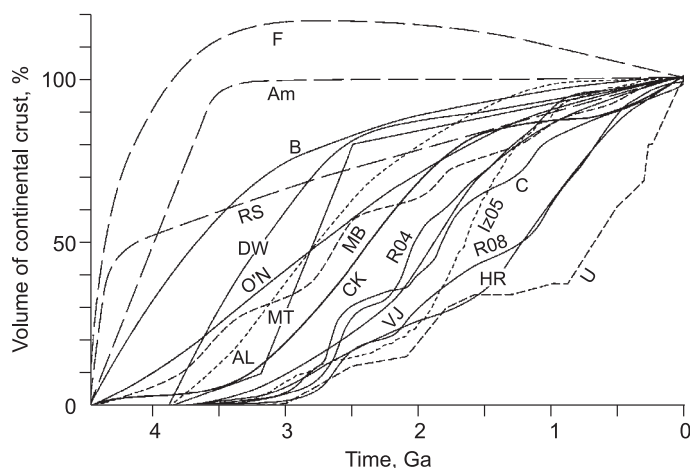
МЕТОДЫ ОЦЕНКИ КРИВОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО РОСТА

Полученные ранее кривые континентального роста сильно отличаются друг от друга (рис. 1). Модели, описывающие механизмы континентального роста и эволюцию континентальных масс, можно разделить на две главные группы: первая — предполагающая ранний рост континентальной коры и ее последующий рециклинг, вторая — предполагающая непрерывный или периодический рост коры (рис. 2). С точки зрения тепловой истории Земли максимальный рост континентальной коры произошел на ее ранних стадиях [Fyfe, 1978], тогда как современное распределение возрастов коры предполагает скорее ее медленный рост [Hurley, Rand, 1969]. Оценки, полученные по составу мантии и коры, свидетельствуют об умеренном росте коры в протерозое и фанерозое [O’Nions et al., 1979; Allègre, 1982; McLennan, Taylor, 1982; McCulloch, Bennett, 1994].

Одним из наиболее важных процессов континентального роста является рециклинг коры, состоящий из трех компонентов: внутрикоровый рециклинг, переработка коры и корово-мантийный рециклинг (см. рис. 2). Под внутрикоровым рециклингом мы понимаем отложение эродированного корового материала в пределах континентов (на самих континентах, континентальном шельфе и в преддуговых бассейнах), а также отложение терригенного материала в преддуговых желобах и его последующая аккреция к континентальным окраинам. В переработку коры входит плавление корового материала в пределах вулканических дуг, плавление осадочных пород и образование гранитов S- и A-типов. Под корово-мантийным рециклингом понимается субдукция корового материала в глубины Земли. Процесс корово-мантийного рециклинга очень дискуссионный, так как есть достаточно свидетельств в отношении субдукции осадочных пород, но недостаточно таковых по субдукции корового материала в целом и его количественных оценок в частности. Одним из наиболее выдающихся исследователей, предложившим модель раннего роста коры и ее рециклинга, является Р.Л. Армстронг [Armstrong, 1981, 1991]. Он предположил, что вскоре после дифференциации мантии и образования континентальной коры Земля достигла устойчивого состояния, при котором скорости аккреции и разрушения континентальных масс были при-

Рис. 1. Кривые роста континентальной коры, рассчитанные по возрастным популяциям детритовых цирконов из современных речных песков, а также кривые роста по литературным данным:

R04 — [Rino et al., 2004], R08 — [Rino et al., 2008] и по изотопии Hf в детритовых цирконах Iz05 — [Iizuka et al., 2005a], HR — [Hurley, Rand, 1969], C — [Condie, 1998], VJ — [Veizer, Jansen, 1979], MT — [McLennan, Taylor, 1982], AL — [Allègre, 1982], O’N — [O’Nions et al., 1979], MB — [McCulloch, Bennett, 1994], RS — [Reymer, Schubert, 1984], DW — [Dewey, Windley, 1981], B — [Brown, 1979], Am — [Armstrong, 1981], F — [Fyfe, 1978], U — [Utsunomiya et al., 2007], CK — [Collerson, Kamber, 1999].



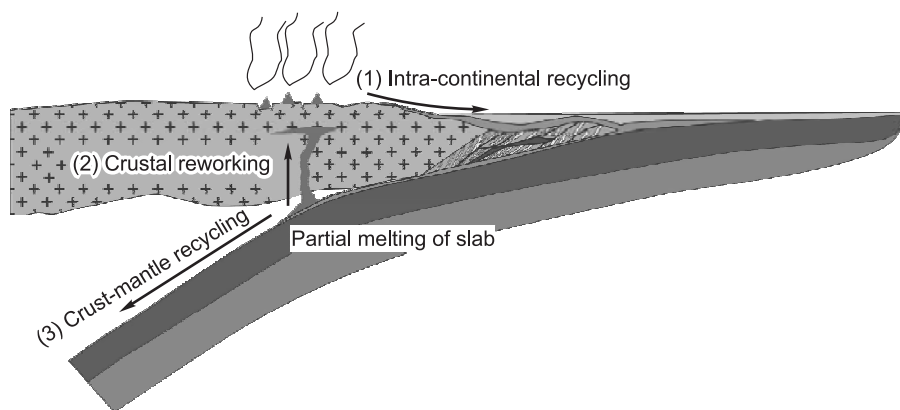


Рис. 2. Схематическая диаграмма трех типов рециклинга материала континентальной коры.

1 — внутриконтинентальный, 2 — коровая переработка, 3 — корово-мантийный.

мерно одинаковые при более-менее постоянном объеме коры в течение геологического времени. Ключевым процессом в данной модели и является рециклинг континентальных масс обратно в мантию.

Последние работы по геохронологии и изотопии Hf детритовых цирконов из отложений современных рек и древних песчаников подтверждают важность такого рециклинга [Rino et al., 2004, 2008; Iizuka et al., 2005a, 2010; Weislogel et al., 2006; Zhang et al., 2006; Wu et al., 2007; Prokopiev et al., 2008; Condie et al., 2009, 2010; Safonova et al., 2010]. В работе [Rino et al., 2004] приведены результаты U-Pb датирования около 1500 зерен цирконов рек Миссисипи, Маккензи, Амазонка и показаны два главных интервала распределения возрастов цирконов — 1.9—2.3 и 2.5—2.8 млрд лет (рис. 3). Кроме того, авторы выяснили, что площадное распространение пород коры определенного возраста отличается от возрастного распределения цирконов. Особенно это справедливо в отношении рек Маккензи и Амазонка, для бассейнов которых характерно наличие большого количества осадочных пород. При этом U-Pb возрасты детритовых цирконов этих бассейнов в среднем древнее, чем возраст слагающих их геологических тел. На основе полученных результатов авторы показали, что внутрикоровый рециклинг оказывал большое влияние на континентальный рост, а также, что оценки континентального роста, сделанные на основе площадного распределения геологических объектов определенного возраста [Hurley, Rand, 1969], отличаются от истинного континентального роста. Кроме того, наличие пиков на кривых распределения возрастов цирконов предполагает эпизодический континентальный рост [Condie, 1998]. В работе [Rino et al., 2008] представлены более детальные данные по U-Pb возрастам детритовых цирконов из 16 рек Северной и Южной Америки, Африки и Азии, включая Сибирь. От предыдущей работы они отличаются наличием большого количества цирконов с возрастом, соответствующим Панафриканской орогении, так как в базе данных приведены результаты датирования цирконов из африканских рек. И.Ю. Сафонова с соавторами [Safonova et al., 2010] опубликовали U-Pb возрасты детритовых цирконов из песков пяти

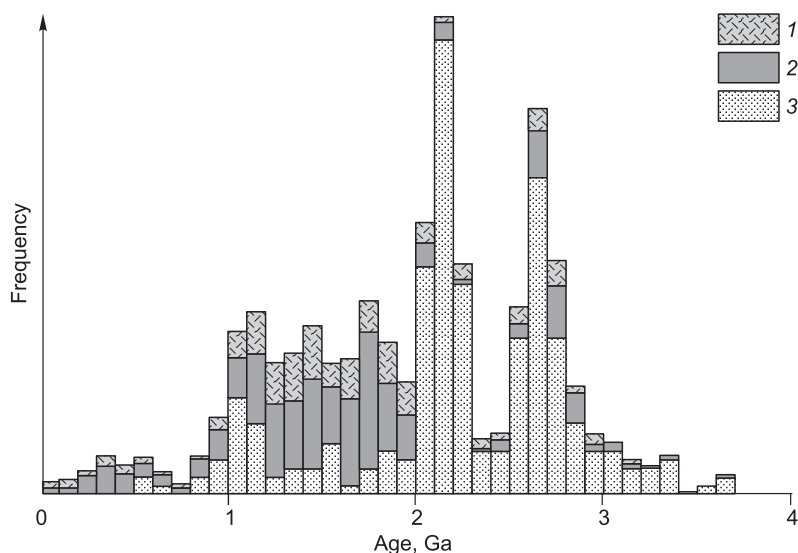


Рис. 3. Аккумулятивная гистограмма популяций возрастов детритовых цирконов из современных песков в устьях рек Северной и Южной Америки, нормированных к размеру бассейна сноса [Rino et al., 2004], с четкими пиками около 2.7 и 2.1 млрд лет и плато от 1.8 до 1.0 млрд лет.

1 — р. Маккензи, 2 — р. Миссисипи, 3 — р. Амазонка.

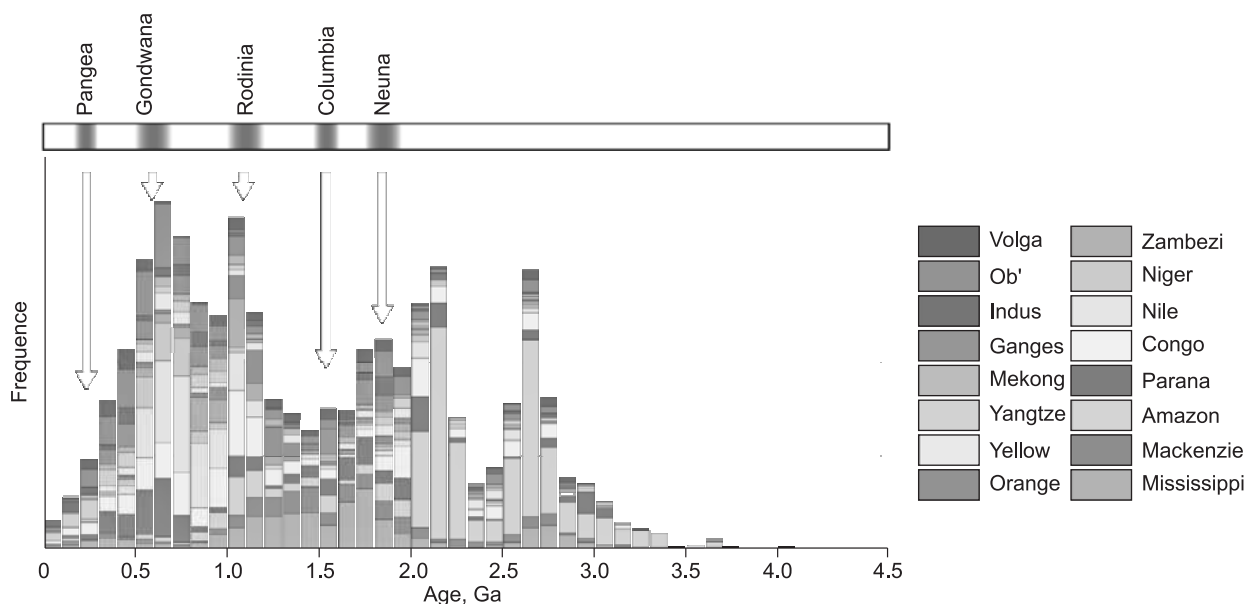


Рис. 4. Распределение U-Pb возрастов детритовых цирконов из 16 рек.

Значения по вертикальной оси — это количество цирконов определенного возраста для каждой реки в пределах каждого интервала гистограммы, нормированное к доле площади ее бассейна сноса в общем объеме земной коры (100 %). В пределах каждого интервала гистограммы представлен кумулятивный возраст детритовых цирконов по всем рекам. Пять главных пиков около 2.7, 2.0—2.2, 1.7—1.9, 1.0—1.2, 0.5—0.8 млрд лет иллюстрируют эпизодический характер роста континентальной коры.

крупнейших рек России. Спектры распределения возрастов цирконов обнаруживают три главных пика — в позднем архее, палеопротерозое и палеозое, а также очевидное различие между площадным распределением континентальной коры определенного возраста и возрастной популяцией детритовых цирконов. Таким образом, в предыдущих работах было показано, что возраст детритовых цирконов в общем приближении древнее, чем возраст геологических террейнов, слагающих области сноса; на разных континентах кривые распределения возрастов цирконов имеют разную форму; на всех кривых имеются 4 главных пика; высота пиков снижается с увеличением возраста; признаки экспоненциального снижения возрастных кривых на уровне 2.7, 2.1 и 1.1 млрд лет видны, даже если проигнорировать процессы внутрикорового рециклинга (рис. 3, 4).

В работе [Iizuka et al., 2005a] приведены результаты точечного (*in-situ*) U-Pb датирования и анализа изотопов Lu-Hf детритовых цирконов из отложений р. Миссисипи с целью изучения процессов переработки корового материала и оценки скорости континентального роста (рис. 5). U-Pb датирование 416 цирконов показало наличие 3 пиков корообразования — 2.8—2.6 и 1.8—0.9 млрд л.н. и после 0.2 млрд л.н. Начальные отношения изотопов Hf были получены для 402 продатированных цирконов, и только 8 % цирконов имеют значения $\epsilon_{\text{Hf}}(T)_{\text{DM}} > -2.5$, что соответствует времени их нахождения в коре меньше 120 млн лет. Эти данные показали, что переработка корового материала была важным процессом при образовании континентальной коры. Распределение значений $\epsilon_{\text{Hf}}(T)_{\text{DM}}$ предполагает, что переработка корового материала была особенно интенсивна в период с 2.5 до 2.0 млрд лет и после 9 млрд лет, тогда как образование ювенильной коры в центре северо-американского континента имело место в основном в период с 2.0 до 1.6 млрд лет. В работе [Iizuka et al., 2010] представлены результаты точечного U-Pb датирования и анализа изотопов Lu-Hf детритовых цирконов из отложений рек Миссисипи, Конго, Янцзы и Амазонка (рис. 6). Четкие пики 2.7—2.5, 2.2—1.9, 1.7—1.6, 1.2—1.0, 0.9—0.4 и < 0.3 млрд лет присутствуют на кумулятивных кривых распределения U-Pb возрастов, тогда как пики значений $\epsilon_{\text{Hf}}(T)_{\text{DM}}$ приходятся на периоды 3.3—3.0, 2.9—2.4 и 2.0—0.9 млрд лет. Распределение значений модельных возрастов $\epsilon_{\text{Hf}}(T)_{\text{DM}}$ в относительно более древнюю область по сравнению с U-Pb возрастными, а также наличие детритовых цирконов раннеархейского возраста на графике $\epsilon_{\text{Hf}}(T)_{\text{DM}}$ (см. рис. 6) свидетельствуют о важности коровой переработки. На диаграмме видно смещение пиков между U-Pb возрастными и Hf модельными возрастными, а именно в районе главных пиков 3.5 и 2.7 млрд лет для модельных возрастов по Hf, но около 2.7 и 2.1 млрд лет для U-Pb возрастов. Такое смещение предполагает существенную переработку более древней континентальной коры и высокую тектоническую активность в среднем архее. Кроме этого, четкое резкое снижение возрастной кривой по Hf перед отметкой 3.5 млрд лет под-

тверждает предполагаемое уничтожение части континентальной коры в результате корово-мантийного рециклинга в среднем и позднем архее, так как оценки континентального роста, полученные на основе модельных возрастов по Hf, могут маскировать коровую переработку.

Более того, открытие унаследованных ядер цирконов катархейского возраста (~ 4.2 млрд лет) в гнейсовом комплексе Акаста в Канаде [Iizuka et al., 2005b], наличие раннеархейских цирконов даже в фанерозойских гранитах [Horie et al., 2010], эволюционированный состав изотопов Hf в катархейских и раннеархейских цирконах [Amelin et al., 2000; Iizuka et al., 2009] подтверждают важную роль переработки корового материала. Наличие катархейских цирконов в комплексе Нарьер в Западной Австралии [Maas et al., 1992], повсеместное присутствие более древних цирконов в архейских осадочных породах обломочного происхождения [Nelson, 2000, 2005] также свидетельствуют о важной роли внутриконтинентального рециклинга начиная еще с раннего архея.

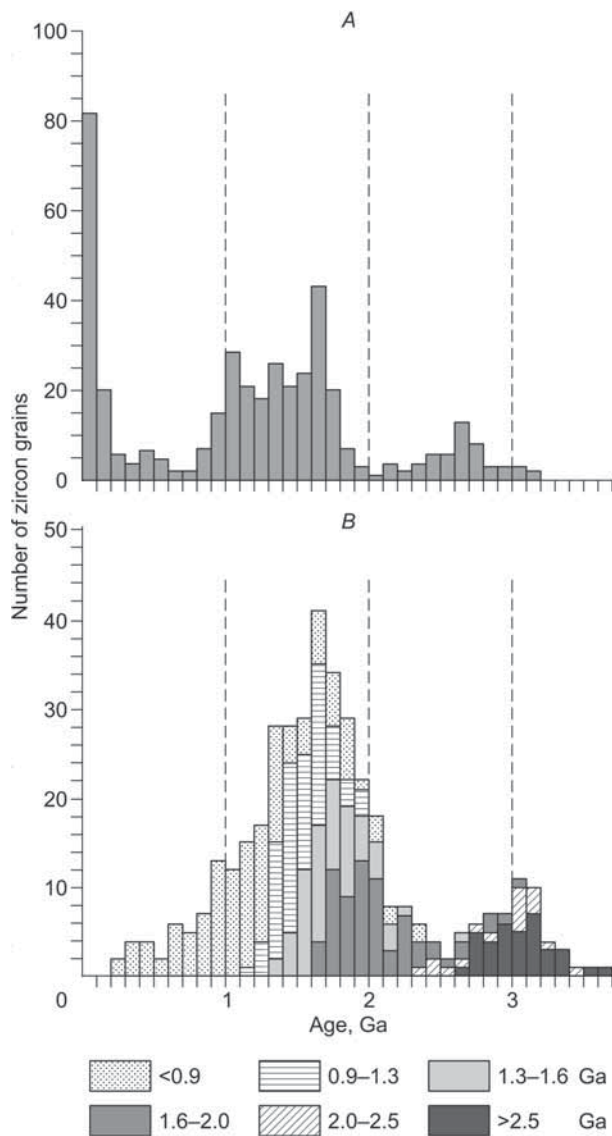


Рис. 5. Гистограммы распределения U-Pb возрастов (млрд лет) 416 цирконов и модельные возрасты, рассчитанные по значениям изотопов Hf из цирконов и кривой эволюции обедненной мантии.

Колонны кодируются в соответствии с U-Pb возрастами [Iizuka et al., 2005a].

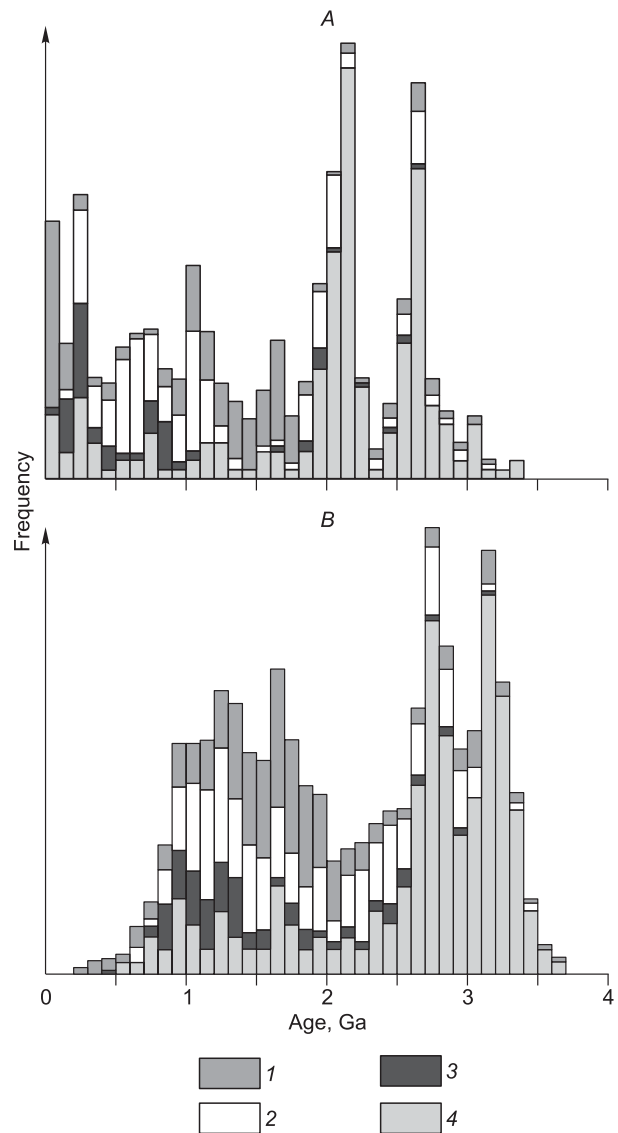


Рис. 6. Совмещенные популяции U-Pb (A) и модельных гафниевых (B) возрастов детритовых цирконов из бассейнов рек Миссисипи (1), Конго (2), Янцзы (3) и Амазонка (4).

Периоды амальгамации суперконтинентов видны на схеме A [Iizuka et al., 2010].

ТЕПЛОВАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

В некоторых предыдущих работах были представлены долговременные оценки изменений мантийных температур на основе петрологических данных, полученных для древних вулканических пород [Takahashi, 1990; Nisbet et al., 1993; Ohta et al., 1996; Komiya et al., 2002a, 2004; Komiya, 2004; Herzberg et al., 2010], и приведена расчетная тепловая модель мантийной конвекции [Ogawa, 1997; Kogenaga, 2006, 2008]. Ряд авторов рассчитали мантийные температуры по геохимическому составу древних коматиитов [Takahashi, 1990; Nisbet et al., 1993]. Поскольку в целом коматииты считаются породами, сформированными в результате деятельности мантийных плюмов [Campbell et al., 1989; Arndt et al., 2008], то оценки тепловой эволюции верхней мантии можно получить по петрологическим данным для древних вулканических пород, образованных при океаническом спрединге [Ohta et al., 1996; Komiya et al., 2002a, 2004; Komiya, 2004; Herzberg et al., 2010]. В работе [Herzberg et al., 2010] авторы оценили изменения потенциальных температур мантии в течение геологического времени по петрологическим данным для недугowych базальтов и показали, что такие температуры снизились от максимума (1500—1600 °C) в позднем архее (2.5—3.0 млрд лет) до 1350 °C в настоящее время. Изучая геологию аккреционных комплексов, Ш. Маруяма и его коллеги определили обстановку формирования вулканических пород из архейских зеленокаменных поясов [Ohta et al., 1996; Komiya et al., 2002a, 2004; Komiya, 2004], а также оценили потенциальные температуры раннеархейско-протерозойской мантии на основе данных по петрологии базальтов срединно-океанических хребтов соответствующего возраста. Полученные ими результаты свидетельствуют о более высоком содержании окиси железа FeO (10 мас. %) в верхней мантии, которое было постоянно до раннего протерозоя, а затем снизилось. Вероятная температура в верхней мантии была в архее около 1480 °C, т.е. горячее примерно на 150—200 °C, чем в современной мантии. Температура снижалась монотонно, но эпизодически (рис. 7).

РАСЧЕТ КРИВОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО РОСТА

Как упоминалось выше, расчетные кривые континентального роста сильно отличаются друг от друга (см. рис. 1). Однако их различия не хаотичны. Расчеты, основанные на тепловой истории Земли, показывают, что максимальный рост континентальной коры произошел на ранних стадиях ее эволюции, так как температура мантии постепенно снижалась в течение всего геологического времени [Fyfe, 1978]. С другой стороны, современное распределение коровых пород определенного возраста на поверхности Земли предполагает резкий прирост континентальной коры в позднем [Utsunomiya et al., 2007] или даже среднем [Hurley, Rand, 1969] протерозое. Для фанерозоя такие вариации менее выражены — все кривые показывают, что континентальный рост в фанерозое был незначителен, хотя до сих пор этот вопрос вызывает много дискуссий. Геохимические данные, в первую очередь, прямые и косвенные оценки изменения элементного и изотопного состава мантии, дают кривые с промежуточным положением [O’Nions et al., 1979; Allègre, 1982; McLennan, Taylor, 1982; McCulloch, Bennett, 1994; Collerson, Kamber, 1999]. Тем не менее геохимическая эволюция мантии в раннем архее также предполагает быстрый прирост континентальной коры [Bennett et al., 1993; McCulloch, Bennett, 1994].

В данной работе сделана попытка рассчитать истинный континентальный рост, включая образование континентов и рециклинг континентальной коры. Вариации значений скорости эрозии (рис. 8) должны соответствовать следующим фактам: современному распределению континентальной коры на поверхности Земли (см. рис. 1) [Utsunomiya et al., 2007], возрасту цирконов (см. рис. 4) [Rino et al., 2008], отношениям изотопов Hf в цирконах (см. рис. 6) [Iizuka et al., 2010] и изменению температуры мантии в течение геологического времени (см. рис. 7) [Komiya, 2004]. Современное распределение континентальной коры не предполагает континентального рециклинга. Кривая континентального роста, полученная на основе возрастов цирконов, учитывает внутриконтинентальный рециклинг, а именно перераспределение вещества континентальной коры посредством эрозии и осадконакопления, а также образования аккреционных комплексов. Кривая роста континентальной коры, рассчитанная по изотопному составу Hf в цирконах, учитывает два процесса континентального рециклинга: внутриконтинентальный рециклинг и переработка (переплавление) корового материала.

На рис. 8 показана блок-диаграмма расчета кривой континентального роста. Температура верхней мантии напрямую контролирует тепловой поток из мантии и мощность океанической коры и океанической литосферы [Sleep, Windley, 1982; Hargraves, 1986; Ohta et al., 1996; Komiya et al., 1999]. Увеличение мантийного теплового потока влияет на протяженность океанических хребтов и границ плит, а также на среднюю продолжительность жизни океанической плиты [Hargraves, 1986]. Температура мантии и средняя продолжительность жизни определяют тепловую структуру океанической литосферы в зоне субдукции [Sleep, Windley, 1982; Komiya et al., 1999] и структуру субдукционной геотермы [Grambling, 1981; Maruyama et al., 1996; Hayashi et al., 2000; Komiya et al., 2002b]. Тепловая структура океанической литосферы при ее субдукции рассчитывается исходя из ее среднего возраста и температуры мантии с исполь-

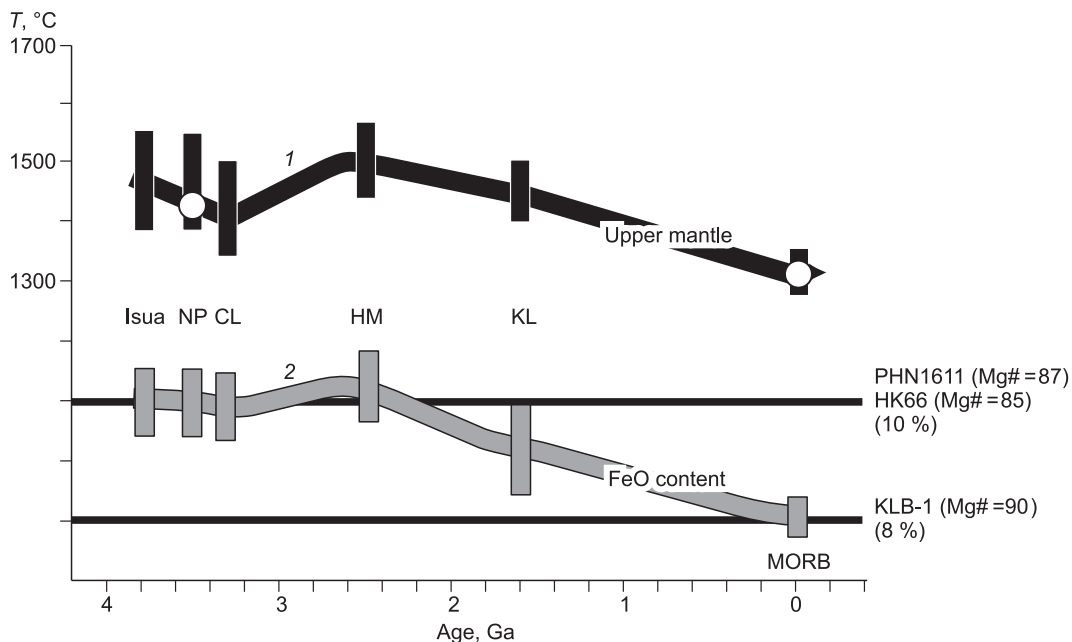


Рис. 7. Долгосрочные изменения температуры верхней мантии (1) и содержания в ней FeO (2),

полученные при изучении базальтов древних срединно-океанических хребтов (MORB): Isua — Изуа пояса (3.7 млрд лет), NP — Северопольный пояс (3.5 млрд лет), CL — Клеавевильский пояс (3.3 млрд лет), HM — Хамерслей группа (2.5 млрд лет), KL — Гленгаррийский бассейн (1.6 млрд лет).

зованием модели мгновенного охлаждения границы однородно нагретого полупространства [Turcotte, Schubert, 1982]. В настоящее время возраст океанической литосферы в районе глубоководных желобов варьирует от 160 до 0 млн лет, а его среднемодальное значение составляет около 55 млн лет (рис. 9) [Müller et al., 1997]. Мода, т.е. средняя продолжительность жизни океанической плиты, рассчитывается по температуре мантии и ее известному соотношению со средней продолжительностью жизни, предполагая, что в архее возрастная структура океанической литосферы была подобная таковой в настоящее время [Hargraves, 1986]. От тепловой структуры зависит мощность океанической базальтовой коры и осадков, которые переплавляются в зоне субдукции с образованием ювенильного гранитного материала континентальной коры [Drummond, Defant, 1990; Defant, Drummond, 1990; Iwamori et al., 2007], т.е. посредством коровой переработки. Температуры солидусов базальтов и осадочных пород известны [Rapp, Watson, 1995; Vielzeuf, Schmidt, 2001], а степени их плавления были приняты как 0.4 и 0.6 соответственно [Rapp, Watson, 1995]. Пороговый возраст океанической плиты, когда ее температура (частично) становится выше температуры солидуса, составляет около 10 млн лет для архея и около 3 млн лет для фанерозоя (см. рис. 9). Плавление части базальтов океанической коры и перекрывающих их осадков при достижении температур выше солидусных и приводит к образованию гранитоидов.

При данных расчетах допускается, что эрозия континентальной коры происходит равномерно, вне зависимости от возраста геологических тел. Кроме того, считается, что количество вновь образованных осадков пропорционально площади континентальной коры и что коэффициент E (см. рис. 8) является постоянным в течение геологического времени. Протяженность границ плит также определяет общее количество осадков, локализующихся вдоль глубоководных желобов. Если считать незначительным влияние изменения уровня моря в течение геологического времени, то чем выше отношение длины желоба к площади континентальной коры, тем больше осадков отлагается вдоль него. С другой стороны, более низкое отношение длины желоба к площади континентальной коры, например, в случае существования больших континентов (суперконтинентов), обеспечивает более интенсивное осадкообразование в пределах самих континентов. В результате отношение между осадконакоплением в желобах и на континентах (R) оказывается связанным с отношением длины желоба к площади континентальной коры (см. рис. 8). Поскольку образование суперконтинентов резко снижает общую протяженность глубоководных желобов, как, например, вокруг фанерозойского суперконтинента Пангея [Isozaki, 2007], то оно и ведет к снижению значения R . В будущем будет необходимо включить в нашу модель и формирование суперконтинентов, но синхронность образования суперконтинентов и эпизодов роста коры, а именно наличие соответствующих пиков и на спектрах площадного распространения пород континентальной коры опре-

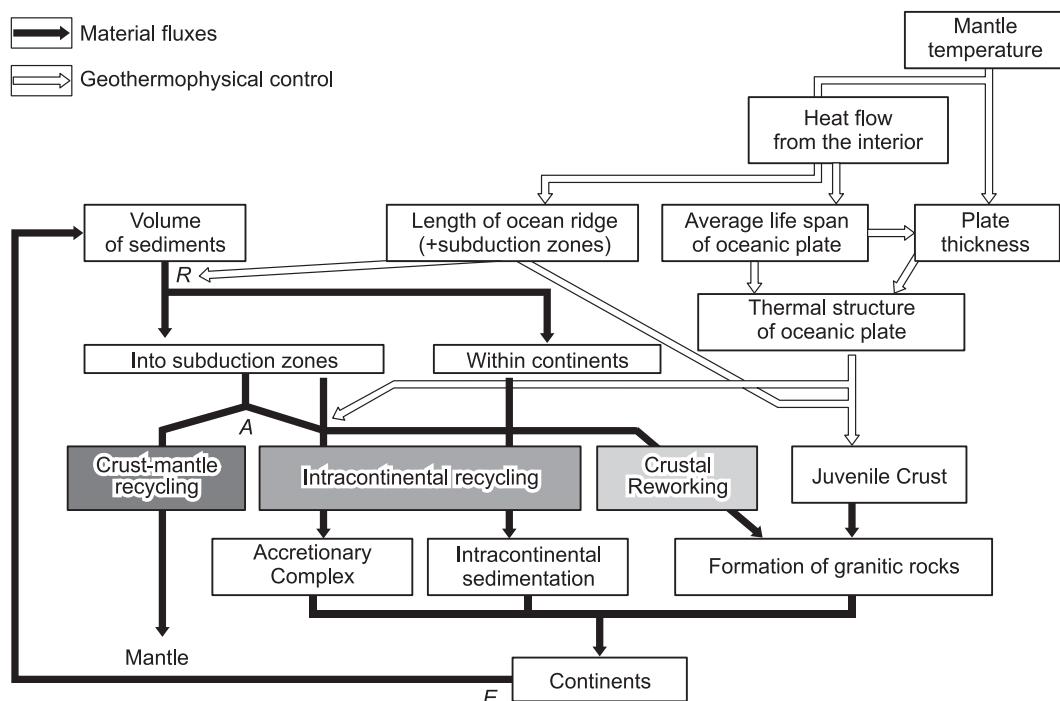


Рис. 8. Блок-диаграмма механизма расчета роста общего объема континентальной коры.

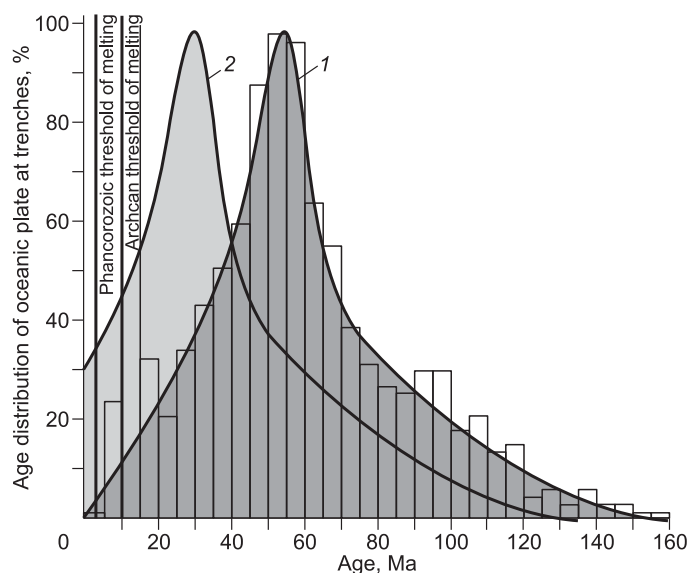
Температура верхней мантии прямо или косвенно контролирует тепловой поток, длину срединно-океанических хребтов, среднюю продолжительность существования океанической плиты [Hargraves, 1986], ее мощность [Sleep, Windley, 1982; Komiya et al., 1999] и тепловую структуру [Turcotte, Schubert, 1982]. С другой стороны, количество рециклированного материала континентальной коры определяется такими параметрами, как скорость континентальной эрозии (E), отношением между субдукцией и внутриконтинентальным осадконакоплением (R) и скоростью аккреции (A). Параметры R и A рассчитываются по современным данным, а E выводится на основе распределения общих объемов континентальной коры в разные периоды по данным изотопии Hf детритовых цирконов [Iizuka et al., 2010], U-Pb возрастов детритовых цирконов [Rino et al., 2008] и участков континентальной коры определенного возраста [Utsunomiya et al., 2007].

деленного возраста, и на спектрах возрастов детритовых цирконов, предполагает, что значение имеет не только континентальный рециклинг.

Последние результаты геологических исследований показали, что процессы аккреции океанических и обломочных осадочных пород при субдукции действовали еще в раннем архее [Kimura et al., 1993; Ohta et al., 1996; Komiya et al., 1999; Terabayashi et al., 2003]. Сравнение осадочных пород из современных аккреционных призм и глубоководных желобов показало, что отношение между аккрецией и субдукцией пород в пределах желоба (параметр A — аккреционное отношение) зависит от количества осадков в нем, при этом около 20 % всех осадков аккрецируется к континентам [Von Huene, Scholl, 1991]. Так как в общем плавучая океаническая литосфера архейского возраста [Davies, 1992] обеспечивает более интенсивную аккрецию

Рис. 9. Современное распределение возраста океанических плит от 0 до 160 млн лет с пиком около 55 млн лет (1) и примерное распределение возраста в архее, когда средний период существования океанической плиты составлял около 30 млн л. н.

1 — фанерозой, 2 — архей.



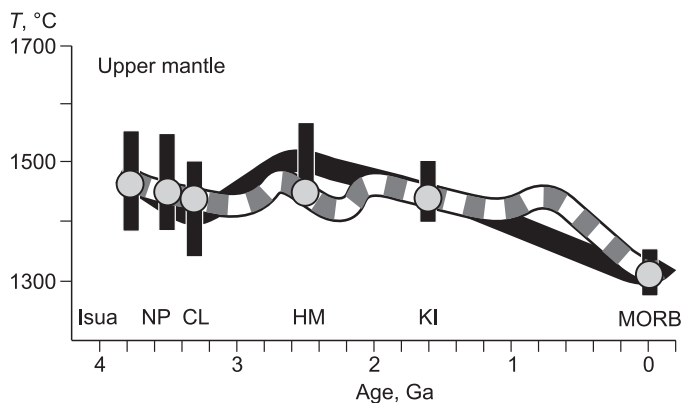


Рис. 10. Долгосрочные изменения температуры верхней мантии для расчетов роста общего объема континентальной коры.

Для периода с архея до мезопротерозоя оценки, приведенные на рис. 7, были скорректированы по петрологическим данным, полученным для древних базальтов срединно-океанических хребтов (MORB). Повышение температуры в позднем протерозое связывается с предполагаемым поступлением воды в мантию и последующим снижением ее температуры солидуса [Maruyama, Okamoto, 2007]. Расшифровку надписей см. на рис. 7.

субдуцируемых пород [Uyeda, 1984], то аккреционное отношение A в современных зонах субдукции, возможно, применимо и к более древним аккреционным комплексам.

Развитие Земли имеет периодический характер [Khain, Goncharov, 2006; Dobretsov, 2010]. На ее тепловую эволюцию влияли периоды охлаждения и разогрева. Долговременные изменения температур мантии были реконструированы на основе изучения петрологии архейских и протерозойских базальтов срединно-океанических хребтов (MORB) [Komiyu, 2004, 2007], для позднего протерозоя пока нет оценок таких температур. Е.М. Морс [Mooges, 1993] предположил, что мощность магматической части офиолитовой коры резко снизилась около 1000 млн л.н., но к самому концу протерозоя, т.е. около 800—700 млн л.н., кора стала значительно толще. Кроме того, авторы работы [Maruyama, Okamoto, 2007] определили поле устойчивости водосодержащих минералов на основе экспериментов с гидратированным базальтом при высоких давлениях и предположили, что начиная с позднего протерозоя такие минералы сохранялись. Транспортировка воды в мантию такими минералами привела к снижению температуры солидуса мантии и образованию большего количества магматических пород даже в более низкотемпературных условиях, аналогично тому, что сейчас происходит в Западной Пацифике [Komiyu, Maruyama, 2007]. И хотя пока сложно численно оценить такой эффект, мы предполагаем, что в результате испарения воды эффективная температура мантии может увеличиться на 30 °C (рис. 10).

На рис. 11 показаны результаты расчетов кривых континентального роста без рециклинга континентальной коры [Utsunomiya et al., 2007], с учетом внутриконтинентального рециклинга [Rino et al., 2008] и двух процессов континентального рециклинга — внутриконтинентального и коровой переработки [Iizuka et al., 2010]. Существуют очевидные различия между эквивалентными кривыми, особенно в районе наиболее четких пиков на кривых распределения возрастов детритовых цирконов (см. рис. 3). Это может быть результатом либо допущения о постепенном изменении мантийной температуры, либо образования суперконтинентов, либо неравномерного опробования детритовых цирконов из других рек мира. Тем не менее кривые континентального роста схожи с таковыми, рассчитанными выше указанными тремя методами [Utsunomiya et al., 2007; Rino et al., 2008; Iizuka et al., 2010]. В частности, распределение возраста континентальной коры без учета континентального рециклинга достаточно похоже на результат более точных оценок реального континентального роста в фанерозое [Reymer, Schubert, 1984].

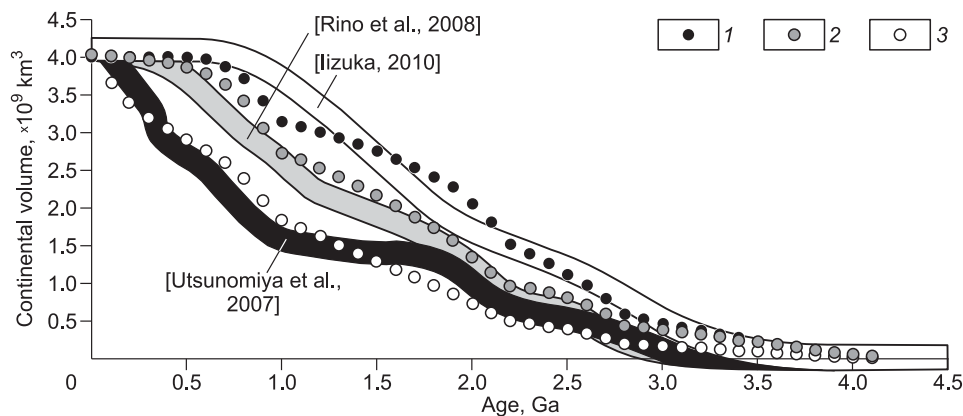


Рис. 11. Сравнение распределения объемов континентальной коры, рассчитанных по данным изотопии Hf детритовых цирконов (1), U-Pb возрастов детритовых цирконов (2) и площадного распространения континентальной коры определенного возраста (3).

ДИСКУССИЯ

Некоторые неизвестные факторы, влияющие на континентальный рост

Сложная и гетерогенная структура континентальной коры затрудняет получение точных оценок континентального роста. Представленные расчеты кривой континентального роста с учетом процессов континентального рециклинга основаны на некоторых допущениях.

Основное допущение связано с геологическим строением поверхности Земли, которое, как будем считать, характеризует всю континентальную кору или, по крайней мере, не предполагает захороненных глубоко в коре ее значительных фрагментов более древнего возраста. Континентальная кора состоит из трех частей: верхней, средней и нижней [Rudnick, Fountain, 1995; Suyehiro et al., 1996]. Верхняя континентальная кора включает гранитоиды, аккреционные комплексы, осадочные и метаморфические породы. Последние три компонента образуются в результате эрозии и преобразования материала континентальной коры, так как в составе и аккреционных, и метаморфических комплексов преобладают обломочные материалы, а количество базальтового материала океанической коры незначительно. Гранитоиды представлены двумя компонентами: ювенильным, т.е. сформированным в результате плавления слэба, и рециклированным, образованным при плавлении материала континентальной коры. Фактически только ювенильный компонент гранитоидов и аккрецированные фрагменты океанической (базальтовой) коры, входящие в состав аккреционных комплексов и метаморфических поясов, обеспечивают чистый прирост континентальной коры. Остальные компоненты образуются в результате рециклинга корового материала. Состав и происхождение нижней континентальной коры до сих пор неясны. По сейсмическим данным нижняя континентальная кора имеет базальтовый состав, а именно состоит из амфиболитов и основных гранулитов [Rudnick, Fountain, 1995]. Доказательством последних служат многочисленные находки гранулитовых ксенолитов [Rudnick, Taylor, 1987; Rudnick, 1992].

В данной работе для оценки континентального роста используются данные U-Pb возрастов и изотопного состава Hf детритовых цирконов из современных рек. Так как реки дренируют и разрушают только поверхность континентальной коры, то данные по таким цирконам отражают только верхнюю часть континентальной коры. Тем не менее мы не можем принять идею о широком распространении более древней континентальной коры под более молодыми континентами по следующим причинам. Обычно молодая континентальная кора оказывается под более древней корой за счет процессов, происходящих в зонах субдукции, а именно через подвиг фрагментов океанической коры в аккреционных комплексах и субдукционного плавления базальтоидов и осадочных пород океанического слэба под вулканическими дугами и в преддуговых областях [Matsuda, Isozaki, 1991]. Точнее, континентальная кора растет «со дна» при орогении тихоокеанского типа, и на этом «дне» нет более древних блоков [Maruyama, 1997; Santosh et al., 2010]. Сравнение и корреляция кумулятивных мощностей осадочных формаций также показали несостоятельность идеи о наличии крупных древних блоков в глубинах коры [Veizer, Jansen, 1979]. Кроме того, надо учитывать, что по сейсмическим данным мощности континентальной коры и архейского возраста, и более молодого, вплоть до современного, примерно одинаковы. При этом мощность континентальной коры в пределах современных коллизионных поясов (например, Гималайский ороген) доходит до 50 км, а местами и до 80 км, тогда как в пределах древних коллизионных поясов (палеозоиды Центральной Азии) она составляет 30—40 км, что предполагает деламинацию нижней континентальной коры. На денудационной поверхности древние орогенные пояса (архейские и фанерозойские) также состоят из гранитов и аккреционных поясов [Hickman, 1990; Hoffman, 1991; Nutman et al., 1996]. Следовательно, мы принимаем, что геохронологические данные для верхней континентальной коры соответствуют возрасту всей коры.

Естественно, что степень сохранности поверхности континентальной коры зависит от многих факторов и не одинакова в пределах разных геологических комплексов разного возраста. Например, скорость эрозии в областях активных континентальных окраин, которые характеризуются расчлененным горным рельефом и большим количеством осадков, выше, чем в пустынных районах внутренних областей континентов. Различные геотектонические характеристики на активных и пассивных континентальных окраинах тоже влияют на скорость рециклинга материала континентальной коры, особенно внутриконтинентального. На активных окраинах осадки переносятся в глубоководный желоб, а часть из них попадает и в мантию. На пассивных окраинах вся масса осадочного материала отлагается на континентальном шельфе. Также на сохранение континентальной коры влияет образование суперконтинентов [Condie, Aster, 2010]. Такая связь подтверждается совпадением времени образования суперконтинентов и самыми высокими пиками на спектрах возрастов детритовых цирконов [Rino et al., 2008; Safonova et al., 2010]. Однако формирование суперконтинентов может продолжаться достаточно долгое время. Например, со времени распада Пангеи коллизия Евразии с Северо-Китайским кратоном произошла около 130 млн л.н., с Африкой — около 80 млн л.н., с Индией — около 50 млн л.н., а с Австралией и Северной Америкой она, вероятно, столкнется в будущем. Таким образом, продолжительность образования супер-

континента может быть дольше 300 млн лет и, следовательно, его влияние может оказаться менее выраженным. Поэтому для изучения влияния суперконтинентов на сохранение континентальной коры требуются дальнейшие исследования.

Рециклинг материала континентальной коры

Наши расчеты показали, что основной объем континентальной коры образовался в период высоких мантийных температур около 2.7, 1.9 и 0.9 млрд л.н., и с тех пор большая часть коры была разрушена (рис. 12). На рис. 13 показана расчетная кривая роста для объединенной по площади континентальной коры, которая позволяет предположить, что объемы континентальной коры в позднем архее были близки к таковым в настоящее время; в период с 2.7 до 1.6 млрд лет объем континентальной коры был гораздо больше, чем сейчас, а максимальные размеры были достигнуты около 2.4, 1.7 и 0.8 млрд лет; с тех пор объемы/площадь континентальной коры уменьшались и образование и разрушение континентальной коры было наиболее интенсивным в периоды проявления восходящих течений в мантии. В результате континентальная кора с возрастом, древнее восходящих течений в мантии, была в значительной степени уничтожена. Это подтверждается резкими снижениями (отрицательными пиками) кривых распределения возрастов детритовых цирконов на уровне 3.5—2.7, 2.4—2.1 и 1.4—1.0 млрд лет (см. рис. 4), что предполагает именно переработку корового материала или его разрушение на границе коры и мантии во время мантийных восходящих течений.

Тот факт, что современное кумулятивное площадное распространение континентальной коры определенного возраста постепенно растет в течение геологического времени, часто интерпретируется как прогрессивное увеличение объемов вновь образованной континентальной коры [Hurley, Rand, 1969; Utsunomiya et al., 2007]. Дж. Вейцер с соавторами предложили другую интерпретацию, заметив, что распространение идет экспоненциально, и подчеркнули первостепенную роль внутриконтинентального рециклинга и второстепенную роль переработки корового материала [Veizer, 1976a,b, 1979; Veizer, Jansen, 1979, 1985]. Но, основываясь на данных изотопной систематики Pb и Sr, Р.Л. Армстронг и С.М. Хейн рассматривали важную роль корово-мантийного рециклинга [Armstrong, Hein, 1973; Armstrong, 1981]. Распределение U-Pb возрастов детритовых цирконов и речных песков [Rino et al., 2004, 2008] напрямую показывает «каннибальский» характер рециклинга осадков [Veizer, Jansen, 1985]. Но в целом кривые распределения возрастов имеют экспоненциальный характер [Rino et al., 2008], особенно на участках кривых перед и после самых больших пиков. При этом высота пиков уменьшается с увеличением возраста. Участки кривых возрастов в интервалах 4.0—2.7, 2.5—2.2, 1.5—1.1 и 1.0—0.7 млрд лет носят явно экспоненциальный характер перед самыми пиками. Следовательно, другие процессы континентального рециклинга, такие как переработка корового материала и корово-мантийный рециклинг, действовали уже в архейское время.

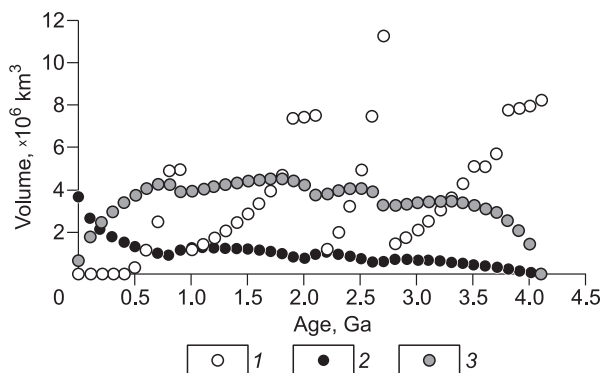


Рис. 12. Рассчитанные изменения объемов вновь образованной ювенильной гранитной коры (1), внутриконтинентального рециклинга (2) и субдуцированных осадков (3).

Часть субдуцированных осадков могла быть аккрецирована к континентальным окраинам при параметре аккреции 0.2 [Von Huene, Scholl, 1991]. Образование ювенильной коры увеличивается в периоды высоких мантийных температур. С другой стороны, при резком увеличении объемов континентальной коры растет и скорость корового рециклинга.

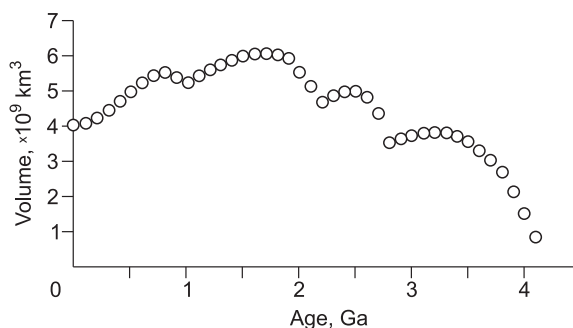


Рис. 13. Расчетная кривая роста общего объема континентальной коры.

Широкие выпуклые участки соответствуют периодам «ледяного дома» и большому количеству захороненного органического материала. Начиная с фанерозоя объемы континентальной коры фактически уменьшаются.

Сейсмические данные показали наличие обогащенного пироксеном слоя в переходной зоне в мантии и стишовитсодержащих участков в нижней мантии [Duffy, Anderson, 1989; Kaneshima, Helffrich, 1999]. Они предполагают, что пироксеновый слой, возможно, сформировался в результате реакции между субдуцированным кварц-полевошпатовым материалом и материалом окружающей γ -шпинелевой мантии, тогда как стишовитовые блоки образовались из субдуцированных осадков также кварц-полевошпатового состава.

На геохимический состав мантии, в том числе на ее фертильность и содержание радиоактивных элементов, влияет корово-мантийный рециклинг. Т. Комиа [Komiya, 2004] предположил, что, по крайней мере, один раз в истории Земли мантия претерпела плавление с образованием базальтовой океанической коры. Относительное обеднение современных базальтов срединно-океанических хребтов несовместимыми элементами также подтверждает плавление мантийного субстрата [Sun, McDonough, 1989]. Отделение расплава при плавлении до 20 % мантийного материала оставляет тугоплавкий остаток с небольшим количеством пироксена, но без алюминийсодержащих минералов [Hirose, Kushiro, 1993], что затрудняет вторичное плавление. Продолжающаяся субдукция осадков в некотором роде обновляет способность мантии эффективно плавиться. Уже начиная с архея привнос в мантию материала континентальной коры, обогащенного радиогенными элементами, также влияет на тепловую эволюцию мантии. По сейсмическим данным, локализация восходящих потоков горячих мантийных плюмов соответствует положению бывших зон субдукции [Maruyama et al., 2007], т.е. субдукция пород, обогащенных радиогенными элементами, играла важную роль при зарождении плюмов.

Истинный континентальный рост и его воздействие на окружающую среду

В статье представлена кривая роста для общей площади континентальной коры (см. рис. 13). В предыдущих работах были показаны важные эпизоды роста континентальной коры около 2.7 и 1.9 млрд лет [Condie, 1995, 1998; Rino et al., 2004], тогда как период около 2.4 млрд лет был относительно спокоен. Такая интерпретация вызывает сомнения из-за увеличения количества захороненного органического углерода, которое хорошо иллюстрируется явным отклонением кривой $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ в сторону его увеличения [Karhu, Holland, 1996; Melezhik, Fallick, 1996]. Тем не менее усиление процессов рециклинга континентального материала после резкого прироста континентальной коры позволяет предположить, что, возможно, именно такой рост был причиной увеличения количества захороненного органического материала и последующего увеличения количества атмосферного кислорода.

На рис. 13 видно, что периоды максимального распространения площади континентальной коры соответствуют периодам «ледяного дома», т.е. 3.0, 2.4 и 0.8 млрд л.н. В ряде недавних работ было показано, что периоды похолодания, включая так называемые периоды «снежной Земли», имели место в неопротерозое [Allen, Etienne, 2008] и палеопротерозое [Kirschvink et al., 2000; Kopp et al., 2005] и продолжались около 200 млн лет. Альbedo континентальной коры близко к таковому для облаков и гораздо выше альbedo океанов. Именно одновременное увеличение площади распространения континентальной коры и уменьшение количества двуокиси углерода в атмосфере как результата увеличения потоков щелочных компонентов из материала континентальной коры могло привести к глобальному похолоданию.

ВЫВОДЫ

На первый взгляд кривые континентального роста сильно отличаются друг от друга, но надо учитывать, что их вид напрямую зависит от метода расчета. Например, кривые, рассчитанные на основе современного распространения континентальной коры определенного возраста, предполагают ее медленный рост, а кривые, полученные по геохимическим данным, говорят скорее в пользу умеренного роста. Более современные модели, учитывающие данные по тепловой эволюции Земли, свидетельствуют о быстром росте континентальной коры. Основная причина таких расхождений заключается в оценке процессов рециклинга континентального материала. Такой рециклинг включает три компонента — внутриконтинентальный рециклинг, коровая переработка и корово-мантийный рециклинг. Последние работы по геохронологическому датированию и Hf изотопии детритовых цирконов показали важность процессов рециклинга [Rino et al., 2008; Iizuka et al., 2010].

В статье представлен расчет кривой истинного континентального роста, учитывающий и образование самих континентов, и их рециклинг. Варьируя скоростью эрозии, автор нашел решение, удовлетворяющее следующим условиям: современному распределению континентальной коры (без континентального рециклинга [Utsunomiya et al., 2007]); геохронологии цирконов (внутриконтинентальный рециклинг [Rino et al., 2008]); отношения изотопов Hf в цирконах (коровая переработка [Iizuka et al., 2010]); долговременного изменения температур мантии [Komiya, 2004]. Также можно предположить, что субдукционная геотерма, мощность, размер, продолжительность жизненного цикла океанических плит и длина океанических хребтов и глубоководных желобов зависят от температуры мантии [Hargraves,

1986]; скорость эрозии определяется количеством континентальной коры; количество обломочного осадочного материала, накапливающегося в глубоководных желобах, контролируется количеством континентальной коры и длиной желобов.

Расчеты показали следующее. Объем континентальной коры около 2.7 млрд лет эквивалентен современному. В период с 2.7 до 1.6 млрд лет он был гораздо больше, чем в настоящее время с пиками около 2.4, 1.7 и 0.8 млрд лет. Начиная с фанерозоя объем континентальной коры постоянно уменьшается. Большие объемы континентальной коры были образованы в периоды высоких мантийных температур около 2.7, 1.9 и 0.9 млрд лет, но с тех пор они в значительной степени разрушались. Представленные результаты показывают, что большие объемы континентальной коры и большие количества осадков явились причиной наступления в раннем и позднем протерозое ледниковых эпох (глобального похолодания) и связанного с этим захоронения большого количества органического материала.

Автор благодарит Т. Иизуку и С. Рино за предоставленную базу данных по возрастам и Hf изотопии детритовых цирконов.

Работа была частично поддержана грантами JSPS (№ 23253007, 23340152), глобальной программы COE «From the Earth to Earths» Министерства образования, культуры, спорта, науки и технологий Японии, а также фонда Мицубиси.

ЛИТЕРАТУРА

Добрецов Н.Л. Глобальная геодинамическая эволюция Земли и глобальные геодинамические модели // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (6), с. 761—784.

Allègre C.J. Chemical geodynamics // Tectonophysics, 1982, v. 81, p. 109—132.

Allen P.A., Etienne J.L. Sedimentary challenge to Snowball Earth // Nature Geosci., 2008, v. 1, p. 817—825.

Amelin Y., Lee D.-C., Halliday A.N. Early-middle Archaean crustal evolution deduced from Lu-Hf and U-Pb isotopic studies of single zircon grains // Geochim. Cosmochim. Acta, 2000, v. 64, p. 4205—4225.

Armstrong R.L. Radiogenic isotopes: the case for crustal recycling on a near-steady state no-continental-growth Earth // Philos. Trans. R. Soc. London. Ser A, v. 301, p. 443—472.

Armstrong R.L. The persistent myth of crustal growth // Aust. J. Earth Sci., 1991, v. 38, p. 613—630.

Armstrong R.L., Hein S.M. Computer simulation of Pb and Sr isotope evolution of the Earth's crust and upper mantle // Geochim. Cosmochim. Acta, 1973, v. 37, p. 1—18.

Arndt N., Leshner C.M., Barnes S.J. Komatiite. Cambridge, Cambridge University Press, 2008, 467 p.

Bennett V.C., Nutman A.P., McCulloch M.T. Nd isotopic evidence for transient, highly depleted mantle reservoirs in the early history of the Earth // Earth Planet. Sci. Lett., 1993, v. 119, p. 299—317.

Bowring S.A., Housh T. The Earth's early evolution // Science, 1995, v. 269, p. 1535—1540.

Bowring S.A., Williams I.S. Priscoan (4.00—4.03 Ga) orthogneisses from northwestern Canada // Contr. Miner. Petrol., 1999, v. 134, p. 3—16.

Bowring S.A., Williams I.S., Compston W. 3.96 Ga gneisses from the Slave province, Northwest Territories // Geology, 1989, v. 17, p. 760—764.

Bowring S.A., Housh T.B., Isachsen C.E. The Acasta gneisses: remnant of Earth's early crust // Origin of the Earth / Eds. H.E. Newsom, J.H. Jones. New York, Oxford University Press, 1990, p. 319—343.

Brown G.C. The changing pattern of batholith emplacement during earth history // Origin of granite batholiths / Eds. M.P. Atherton, J. Tarney. Shiva, Nantwich, 1979, p. 106—115.

Campbell I.H., Griffiths R.W., Hill R.I. Melting in an Archaean mantle plume: heads it's basalts, tails it's komatiites // Nature, 1989, v. 339, p. 697—699.

Collerson K.D., Kamber B.S. Evolution of the continents and the atmosphere inferred from Th-U-Nb systematics of the depleted mantle // Science, 1999, v. 283, p. 1519—1522.

Compston W., Pidgeon R.T. Jack Hills, evidence of more very old detrital zircons in Western Australia // Nature, 1986, v. 321, p. 766—769.

Condie K.C. Episodic ages of greenstones: a key to mantle dynamics? // Geophys. Res. Lett., 1995, v. 22, p. 2215—2218.

Condie K.C. Episodic continental growth and supercontinents: a mantle avalanche connection? // Earth Planet. Sci. Lett., 1998, v. 163, p. 97—108.

Condie K.C., Aster R.C. Episodic zircon age spectra of orogenic granitoids: the supercontinent connection and continental growth // Precam. Res., 2010, v. 180, p. 227—236.

Condie K.C., Belousova E., Griffin W.L., Sircombe K.N. Granitoid events in space and time: constraints from igneous and detrital zircon age spectra // Gondwana Res., 2009, v. 15, p. 228—242.

- Defant M.J., Drummond M.S.** Dehydration of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere // *Nature*, 1990, v. 347, p. 662—665.
- Dewey J.F., Windley B.F.** Growth and differentiation of the continental crust // *Philos. Trans. R. Soc. London*, 1981, Ser. A, v. 301, p. 189—206.
- Drummond M.S., Defant M.J.** A model for trondjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons // *J. Geophys. Res.*, 1990, v. 95, p. 21503—21521.
- Duffy T.S., Anderson D.L.** Seismic velocities in mantle minerals and the mineralogy of the upper mantle // *J. Geophys. Res.*, 1989, v. 94, p. 1895—1912.
- Elliott T., Plank T., Zindler A., White W., Bourdon B.** Element transport from slab to volcanic front at the Mariana arc // *J. Geophys. Res.*, 1997, v. 102, p. 14.991—15.020.
- Fyfe W.S.** The evolution of the Earth's crust: modern plate tectonics to ancient hot spot tectonics // *Chem. Geol.*, 1978, v. 23, p. 89—114.
- George R., Turner S., Hawkesworth C., Morris J., Nye C., Ryan J., Zheng S.-H.** Melting processes and fluid and sediment transport rates along the Alaska-Aleutian arc from an integrated U-Th-Ra-Be isotope study // *J. Geophys. Res.*, 2003, v. 108, № B5, p. 2252, doi: 10.1029/2002JB001916.
- George R., Turner S., Morris J., Plank T., Hawkesworth C., Ryan J.** Pressure-temperature-time paths of sediment recycling beneath the Tonga-Kermadec arc // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2005, v. 233, p. 195—211.
- Grambling J.A.** Pressures and temperatures in Precambrian metamorphic rocks // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1981, v. 53, p. 63—68.
- Hargraves R.B.** Faster spreading or greater ridge length in the Archean? // *Geology*, 1986, v. 14, p. 750—752.
- Hawkesworth C.J., Gallagher K., Hergt J.M., McDermott F.** Mantle and slab contributions in ARC magmas // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 1993, v. 21, p. 175—204.
- Hayashi M., Komiya T., Nakamura Y., Maruyama S.** Archean regional metamorphism of the Isua supracrustal belt, southern West Greenland: implications for a driving force for Archean plate tectonics // *Int. Geol. Rev.*, 2000, v. 42, p. 1055—1115.
- Herzberg C., Condie K., Korenaga J.** Thermal history of the Earth and its petrological expression // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2010, v. 292, p. 79—88.
- Hickman A.H.** Geology of the Pilbara Craton // *Third International Archean Symposium: Excursion Guidebook № 5* / Eds. S.E. Ho, J.E. Glover, J.S. Myers, J.R. Muhling. University of Western Australia Geol. Dept. and Univ. Ext. Publ., Perth, 1990, p. 2—57.
- Hirose K., Kushiro I.** Partial melting of dry mantle peridotites at high pressures: determination of compositions of melts segregated from peridotite using aggregates of diamond // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1993, v. 114, p. 477—489.
- Hoffman P.F.** On accretion of granite-greenstone terranes // *Greenstone gold and crustal evolution: St. John's* / Eds. F. Robert, P.A. Sheahan, S.B. Green. Newfoundland, Geological Association of Canada, 1991, p. 32—45.
- Horie K., Nutman A.P., Friend C.R.L., Hidaka H.** The complex age of orthogneiss protoliths exemplified by the Eoarchean Itsaq Gneiss Complex (Greenland): SHRIMP and old rocks // *Precam. Res.*, 2010, v. 183, p. 25—43.
- Hurley P.M., Rand J.R.** Pre-drift continental nuclei // *Science*, 1969, v. 164, p. 1229—1242.
- Iizuka T., Hirata T., Komiya T., Rino S., Katayama I., Motoki A., Maruyama S.** U-Pb and Lu-Hf isotope systematics of zircons from the Mississippi River sand: implications for reworking and growth of continental crust // *Geology*, 2005a, v. 33, p. 485—488.
- Iizuka T., Horie K., Komiya T., Maruyama S., Hirata T., Hidaka H., Windley B.F.** Occurrence of a 4.2 Gyr old zircon in the Acasta Gneiss Complex of northwestern Canada // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2005b, p. A394—A394.
- Iizuka T., Komiya T., Ueno Y., Katayama I., Uehara Y., Maruyama S., Hirata T., Johnson S.P., Dunkley D.** Geology and zircon geochronology of the Acasta Gneiss Complex, northwestern Canada: new constraints on its tectonothermal history // *Precam. Res.*, 2007, v. 153, p. 179—208.
- Iizuka T., Komiya T., Johnson S.P., Kon Y., Maruyama S., Hirata T.** Reworking of Hadean crust in the Acasta gneisses, northwestern Canada: evidence from in-situ Lu-Hf isotope analysis of zircon // *Chem. Geol.*, 2009, v. 259, p. 230—239.
- Iizuka T., Komiya T., Rino S., Maruyama S., Hirata T.** Detrital zircon evidence for Hf isotopic evolution of granitoid crust and continental growth // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2010, v. 74, p. 2450—2472.
- Ishikawa T., Nakamura E.** Origin of the slab component in arc lavas from across-arc variation of B and Pb isotopes // *Nature*, 1994, v. 370, p. 205—208.

Isozaki Y. Plume winter scenario for biosphere catastrophe: the Permo-Triassic boundary case // *Superplumes: beyond plate tectonics* / Eds. D.A. Yuen, S. Maruyama, S. Karato, B.F. Windley. New York, Springer, 2007, p. 409—440.

Iwamori H., Richardson C., Maruyama S. Numerical modeling of thermal structure, circulation of H₂O, and magmatism-metamorphism in subduction zones: implications for evolution of arcs // *Gondwana Res.*, 2007, v. 11, p. 109—119.

Kaneshima S., Helffrich G. Dipping low-velocity layer in the mid-lower mantle: evidence for geochemical heterogeneity // *Science*, 1999, v. 283, p. 1888—1892.

Karhu J.A., Holland H.D. Carbon isotopes and the rise of atmospheric oxygen // *Geology*, 1996, v. 24, p. 867—870.

Khain V., Goncharov M. Geodynamic cycles and geodynamic systems of various ranks: their relationships and evolution in the Earth's history // *Geotectonics*, 2006, v. 40, p. 327—344.

Kimura G., Ludden J.N., Desrochers J.-P., Hori R. A model of ocean-crust accretion for the Superior province, Canada // *Lithos*, 1993, v. 30, p. 337—355.

Kirschvink J.L., Gaidos E.J., Bertani L.E., Beukes N.J., Gutzmer J., Maepa L.N., Steinberger R.E. Paleoproterozoic snowball Earth: extreme climatic and geochemical global change and its biological consequences // *Proc. Natl. Acad. Sci. USA* 97, 2000, p. 1400—1405.

Komiya T. Material circulation model including chemical differentiation within the mantle and secular variation of temperature and composition of the mantle // *Phys. Earth Planet. Int.*, 2004, v. 146, p. 333—367.

Komiya T. Material circulation through time — chemical differentiation within the mantle and secular variation of temperature and composition of the mantle // *Superplumes: beyond plate tectonics* / Eds. D.A. Yuen, S. Maruyama, S. Karato, B.F. Windley. New York, Springer, 2007, p. 187—234.

Komiya T., Maruyama S. A very hydrous mantle under the western Pacific region: implications for formation of marginal basins and style of Archean plate tectonics // *Gondwana Res.*, 2007, v. 11, p. 132—147.

Komiya T., Maruyama S., Masuda T., Nohda S., Hayashi M., Okamoto K. Plate tectonics at 3.8—3.7 Ga: field evidence from the Isua accretionary complex, southern West Greenland // *J. Geol.*, 1999, v. 107, p. 515—554.

Komiya T., Hayashi M., Maruyama S., Yurimoto H. Intermediate-*P/T* type Archean metamorphism of the Isua supracrustal belt: implications for secular change of geothermal gradients at subduction zones and for Archean plate tectonics // *Amer. J. Sci.*, 2002a, v. 302, p. 804—826.

Komiya T., Maruyama S., Hirata T., Yurimoto H. Petrology and geochemistry of MORB and OIB in the mid-Archean North Pole region, Pilbara craton, Western Australia: implications for the composition and temperature of the upper mantle at 3.5 Ga // *Int. Geol. Rev.*, 2002b, v. 44, p. 988—1016.

Komiya T., Maruyama S., Hirata T., Yurimoto H., Nohda S. Geochemistry of the oldest MORB and OIB in the Isua supracrustal belt (3.8 Ga), southern West Greenland: implications for the composition and temperature of early Archean upper mantle // *The Island Arc*, 2004, v. 13, p. 47—72.

Kopp R.E., Kirschvink J.L., Hilburn I.A., Nash C.Z. The Paleoproterozoic snowball Earth: a climate disaster triggered by the evolution of oxygenic photosynthesis // *PNAS*, 2005, v. 102, p. 11131—11136.

Korenaga J. Archean geodynamics and the thermal evolution of Earth // *Archean geodynamics and environments* / Eds. K. Benn, J.-C. Mareschal, K. Condie. Washington DC, American Geophysical Union, 2006, p. 7—32.

Korenaga J. Urey ratio and the structure and evolution of Earth's mantle // *Rev. Geophys.*, 2008, v. 46, p. 32, doi: 10.1029/2007RG000241.

Maas R., Kinny P.D., Williams I.S., Froude D.O., Compston W. The Earth's oldest known crust: a geochronological and geochemical study of 3900—4200 Ma old detrital zircons from Mt. Narryer and Jack Hills, Western Australia // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1992, v. 56, p. 1281—1300.

Maruyama S. Pacific-type orogeny revisited: Miyashiro-type orogeny proposed // *The Island Arc*, 1997, v. 6, p. 91—120.

Maruyama S., Okamoto K. Water transportation from the subducting slab into the mantle transition zone // *Gondwana Res.*, 2007, v. 11, p. 148—165.

Maruyama S., Liou J.G., Terabayashi M. Blueschists and eclogites of the world and their exhumation // *Int. Geol. Rev.*, 1996, v. 38, p. 485—594.

Maruyama S., Santosh M., Zhao D. Superplume, supercontinent, and post-perovskite: mantle dynamics and anti-plate tectonics on the core-mantle boundary // *Gondwana Res.*, 2007, v. 11, p. 7—37.

Matsuda T., Isozaki Y. Well-documented travel history of Mesozoic pelagic chert in Japan // *Tectonics*, 1991, v. 10, p. 475—499.

- McCulloch M.T., Bennett V.C.** Progressive growth of the Earth's continental crust and depleted mantle: geochemical constraints // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1994, v. 58, p. 4717—4738.
- McLennan S.M., Taylor S.R.** Geochemical constraints on the growth of the continental crust // *J. Geol.*, 1982, v. 90, p. 347—361.
- Melezhik V.A., Fallick A.E.** A widespread positive ^{13}C anomaly at 2.33—2.06 Ga on the Fennoscandian Shield: a Paradox? // *Terra Nova*, 1996, v. 8, p. 141—157.
- Moore E.M.** Neoproterozoic oceanic crustal thinning, emergence of continents and origin of the Phanerozoic ecosystem: a model // *Geology*, 1993, v. 21, p. 5—8.
- Morris J.D., Leeman W.P., Tera F.** The subducted component in island arc lavas: constraints from Be isotopes and B-Be systematics // *Nature*, 1990, p. 31—36.
- Müller R.D., Roest W.R., Royer J.-Y., Gahagan L.M., Sclater J.G.** Digital isochrons of the world's ocean floor // *J. Geophys. Res.*, 1997, v. 102, p. 3211—3214.
- Nelson D.R.** 142942: metasandstone, Croydon Well // Geological Survey of Western Australia, Compilation of Geochronology Data, June 2007 update, Geochronology dataset, 2000, CD-ROM, 327.
- Nelson D.R.** 178010: lithic quartz sandstone, Mount Olive // Geological Survey of Western Australia, Compilation of Geochronology Data, June 2007 update, Geochronology dataset, 2005, CD-ROM, 549.
- Nisbet E.G., Cheadle M.J., Arndt N.T., Bickle M.J.** Constraining the potential temperature of the Archean mantle: a review of the evidence from komatiites // *Lithos*, 1993, v. 30, p. 291—307.
- Nutman A.P., McGregor V.R., Friend C.R.L., Bennett V.C., Kinny P.D.** The Itsaq Gneiss Complex of southern West Greenland; the world's most extensive record of early crustal evolution (3900—3600 Ma) // *Precam. Res.*, 1996, v. 78, p. 1—39.
- O'Nions R.K., Evensen N.M., Hamilton P.J.** Geochemical modeling of mantle differentiation and crustal growth // *J. Geophys. Res.*, 1979, v. 84, p. 6091—6101.
- Ogawa M.** A bifurcation in the coupled magmatism-mantle convection system and its implications for the evolution of the Earth's upper mantle // *Phys. Earth Planet. Inter.*, 1997, v. 102, p. 259—276.
- Ohta H., Maruyama S., Takahashi E., Watanabe Y., Kato Y.** Field occurrence, geochemistry and petrogenesis of the Archean Mid-Oceanic Ridge Basalts (AMORBs) of the Cleaverville area, Pilbara Craton, Western Australia // *Lithos*, 1996, v. 37, p. 199—221.
- Plank T.** Constraints from thorium/lanthanum on sediment recycling at subduction zones and the evolution of the continents // *J. Petrol.*, 2005, v. 46, p. 921—944, doi: 10.1093/petrology/egi005.
- Plank T., Langmuir C.H.** Tracing trace elements from sediment input to volcanic output at subduction zones // *Nature*, 1993, v. 362, p. 739—743.
- Plank T., Langmuir C.H.** The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle // *Chem. Geol.*, 1998, v. 145, p. 325—394.
- Prokopyev A.V., Toro J., Miller E.L., Gehrels G.E.** The paleo-Lena River — 200 m.y. of transcontinental zircon transport in Siberia // *Geology*, 2008, v. 36, p. 699—702.
- Rapp R.P., Watson E.B.** Dehydration melting of metabasalt at 8—32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling // *J. Petrol.*, 1995, v. 36, p. 891—931.
- Reymer A., Schubert G.** Phanerozoic addition rates to the continental crust and crustal growth // *Tectonics*, 1984, v. 3, p. 63—77.
- Ringwood A.E.** Composition and evolution of the upper mantle // *The Earth's crust and upper mantle* / Ed. P.J. Hart. American Geophysical Union, Geophysical Monograph, 13, Washington DC, 1969, p. 1—17.
- Rino S., Komiya T., Windley B.F., Katayama I., Motoki A., Hirata T.** Major episodic increases of continental crustal growth determined from zircon ages of river sands; implications for mantle overturns in the Early Precambrian // *Phys. Earth Planet. Int.*, 2004, v. 146, p. 369—394.
- Rino S., Kon Y., Sato W., Maruyama S., Santosh M., Zhao D.** The Grenvillian and Pan-African orogens: World's largest orogenies through geologic time, and their implications on the origin of superplume // *Gondwana Res.*, 2008, v. 14, p. 51—72.
- Rudnick R.L.** Xenoliths — samples of the lower continental crust // *Continental lower crust* / Eds. D.M. Fountain, R. Arculus, R.W. Kay. Amsterdam, Elsevier, 1992, p. 269—316.
- Rudnick R.L., Taylor S.R.** The composition and petrogenesis of the lower crust: a xenolith study // *J. Geophys. Res.*, 1987, v. 92, p. 13981—14005.
- Rudnick R.L., Fountain D.M.** Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective // *Rev. Geophys.*, 1995, v. 33, p. 267—309.

Safonova I., Maruyama S., Hirata T., Kon Y., Rino S. LA ICP MS U-Pb ages of detrital zircons from Russia largest rivers: implications for major granitoid events in Eurasia and global episodes of supercontinent formation // *J. Geodyn.*, 2010, v. 50, p. 134—153.

Santosh M., Maruyama S., Komiya T., Yamamoto S. Orogens in the evolving Earth: from surface continents to 'lost continents' at the core—mantle boundary // *The evolving continents: understanding processes of continental growth* / Eds. T.M. Kusky, M.-G. Zhai, W. Xiao. London, Geological Society, Special Publications. V. 338. 2010, p. 77—116.

Sleep N.H., Windley B.F. Archean plate tectonics: constraints and inferences // *J. Geol.*, 1982, v. 90, p. 363—379.

Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the ocean basins* / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Oxford, London, Blackwell Scientific Publishers, 1989, p. 315—345.

Takahashi E. Speculations on the Archean mantle: missing link between komatiite and depleted garnet peridotite // *J. Geophys. Res.*, 1990, v. 95, p. 15941—15954.

Terabayashi M., Masuda Y., Ozawa H. Archean ocean-floor metamorphism in the North Pole area, Pilbara Craton, Western Australia // *Precam. Res.*, 2003, v. 127, p. 167—180.

Turcotte D.L., Schubert G. Geodynamics: applications of continuum physics to geological problems. New York, John Wiley & Sons, 1982, 450 p.

Utsunomiya A., Ota T., Windley B.F., Suzuki N., Uchio Y., Munekata K., Maruyama S. History of the Pacific superplume: implications for Pacific paleogeography since the Late Proterozoic // *Superplumes: beyond plate tectonics* / Eds. D.A. Yuen, S. Maruyama, S. Karato, B.F. Windley. New York, Springer, 2007, p. 363—408.

Uyeda S. Subduction zones: their diversity, mechanism and human impacts // *GeoJournal*, 1984, v. 8, p. 381—406.

Veizer J. ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr evolution of seawater during geologic history and its significance as an index of crustal evolution // *The early history of the Earth* / Ed. B.F. Windley. London, John Wiley & Sons, 1976a, p. 569—578.

Veizer J. Evolution of ores of sedimentary affiliation through geologic history; relations to the general tendencies in evolution of the crust, hydrosphere, atmosphere and biosphere // *Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits I. Principles and general studies. V. 3. Supergene and surficial ore deposits; textures and fabrics* / Ed. K.H. Wolf. Amsterdam, Elsevier, 1976b, p. 1—41.

Veizer J. Secular variations in chemical composition of sediments: a review // *Phys. Chem. Earth*, 1979, v. 11, p. 269—278.

Veizer J., Jansen S.L. Basement and sedimentary recycling and continental evolution // *J. Geol.*, 1979, v. 87, p. 341—370.

Veizer J., Jansen S.L. Basement and sedimentary recycling-2: time dimension to global tectonics // *J. Geol.*, 1985, v. 93, p. 625—643.

Vielzeuf D., Schmidt M.W. Melting relations in hydrous systems revisited: application to metapelites, metagreywackes and metabasalts // *Contr. Miner. Petrol.*, 2001, v. 141, p. 251—267.

Von Huene R., Scholl D.W. Observation at convergent margins concerning sediment subduction, subduction erosion, and the growth of continental crust // *Rev. Geophys.*, 1991, v. 29, p. 279—316.

Weislogel A.L., Graham S.A., Chang E.Z., Wooden J.L., Gehrels G.E., Yang H. Detrital zircon provenance of the Late Triassic Songpan-Ganzi complex: sedimentary record of collision of the North and South China blocks // *Geol.*, 2006, v. 34, p. 97—100.

Wilde S.A., Valley J.W., Peck W.H., 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, p. 175—178.

Wu F.-Y., Yang J.-H., Wilde S.A., Liu X.-M., Guo J.-H., Zhai M.-G. Detrital zircon U-Pb and Hf isotopic constraints on the crustal evolution of North Korea // *Precam. Res.*, 2007, v. 159, p. 155—177.

Zhang S.-B., Zheng Y.-F., Wu Y.-B., Zhao Z.-F., Gao S., Wu F.-Y. Zircon U-Pb age and Hf isotope evidence for 3.8 Ga crustal remnant and episodic reworking of Archean crust in South China // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2006, v. 252, p. 56—71.

*Поступила в редакцию
30 мая 2011 г.*