

РАННЕДОКЕМБРИЙСКАЯ ИСТОРИЯ ЗЕМЛИ: РОЛЬ ПЛЕЙТ- И ПЛЮМ-ТЕКТониКИ И КОСМИЧЕСКОГО ФАКТОРА

Н.Л. Добрецов^{1,3}, О.М. Туркина^{2,3}

¹ Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коттюга, 3, Россия

² Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коттюга, 3, Россия

³ Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

Рассмотрены особенности эволюции Земли и геологических процессов в течение хадея и архея на основании имеющейся информации из области космофизики и сравнительной планетологии; изотопной геохронологии, геологии и петрологии пород архейских зеленокаменных поясов (ЗКП) и тоналит-тронджемит-гранодиоритовых (ТТГ) комплексов, а также геодинамических моделей с целью анализа роли плейт- и плюм-тектонических и импактных процессов. Сходство возрастных пиков хадейско-эоархейских цирконов на Земле с событиями поздней тяжелой бомбардировки на Луне, а также судя по изотопному Hf составу, преимущественно мафические источники этих цирконов предполагают существенную роль импактных процессов во временном интервале 4.4—3.8 млрд лет. Появление пород сиалической коры, представленной породами ТТГ комплексов, относится к рубежу 4.2 млрд лет (гнейсы комплекса Аюста), тогда как масштабный ее рециклинг фиксируется в изотопных Hf характеристиках цирконов после 3.75 млрд лет. Анализ породных ассоциаций и их геохимических характеристик показывает, что формирование архейских зеленокаменных поясов было связано с обстановками рифтинга и спрединга, субдукции и мантийно-плюмовыми, в ключевых чертах сходных с современными. Специфика архейского периода проявлена в более широком развитии мантийно-плюмовых (коматиит-базальтовых) ассоциаций, субдукционных производных бонинитовых и адакитовых серий, кратковременности и быстрой смене режимов субдукции, что выражается в переменяемости типичных известково-щелочных андезит-дацит-риолитовых и адакитовых ассоциаций, которые вызваны более «горячей» мантией, обуславливающей высокотурбулентный режим конвекции и нестационарность субдукции. Это позволяет рассматривать архейский период как переходный, отвечающий тектонике малых плит.

Хадей, архей, лунная орбита, импактный процесс, субдукция, мантийные плюмы, офиолиты, тоналит-тронджемитовые коматииты, гранодиоритовые комплексы.

EARLY PRECAMBRIAN EARTH HISTORY: PLATE AND PLUME TECTONICS AND EXTRATERRESTRIAL CONTROLS

N.L. Dobretsov and O.M. Turkina

The Hadean and Archean geologic history of the Earth is discussed in the context of available knowledge from different sources: space physics and comparative planetology; isotope geochronology; geology and petrology of Archean greenstone belts (GB) and tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) complexes; and geodynamic modeling review to analyse plate-tectonic, plume activity, and impact processes. Correlation between the age peaks of terrestrial Hadean–Early Archean zircons and late heavy bombardment events on the Moon, as well as the Hf isotope composition of zircons indicating their mostly mafic sources, hint to an important role of impact processes in the Earth's history between 4.4 and 3.8 Ga. The earliest continental crust (TTG complexes) formed at 4.2 Ga (Acasta gneisses), while its large-scale recycling left imprint in Hf isotope signatures after 3.75 Ga. The associations and geochemistry of rocks suggest that Archean greenstone belts formed in settings of rifting, ocean floor spreading, subduction, and plume magmatism generally similar to the present respective processes. The Archean history differed in the greater extension of rocks derived from mantle plumes (komatiites and basalts), boninites, and adakites as well as in shorter subduction cycles recorded in alternation of typical calc-alkaline andesite-dacite-rhyolite and adakite series that were generated in a hotter mantle with more turbulent convection and unsteady subduction. The Archean is interpreted as a transient period of small plate tectonics.

Hadean, Archean, Moon orbit, impact process, subduction, mantle plume, ophiolite, TTG complexes, komatiite

ВВЕДЕНИЕ

Публикацию новых материалов по ранней истории Земли (прежде всего данных по первым двум миллиардам лет в интервале 4.6—2.6 млрд лет) следует приветствовать. Причины этого достаточно объективны и очевидны: выходы пород самого раннего периода 4.56—4.00 млрд лет (хадей (Hadean) [Хаин, 2003, 2010] лучше, чем гаденский, как в статье [Глуховский, Кузьмин, 2015]) на Земле единичны, а эо-, палео- и мезоархейские комплексы (с возрастом 4.0—3.2 млрд лет) довольно редки. Поэтому касательно ранних периодов истории Земли осталось много спорных оценок и нерешенных проблем.

В последние годы появляется большой объем информации, связанной с данными космофизики, космической геодезии, сравнительной планетологии; новыми датировками цирконов и оценками их изотопных параметров (ϵ_{Hf}); находками древнейших офиолитов (3.8—3.5 млрд лет) и эклогитов (2.9—2.7 млрд лет); выявленным геохимическим сходством архейских пород тоналит-трондьемит-гранодиоритовых комплексов (ТТГ) и адакитов — продуктов современного субдукционного магматизма. Эти данные широко использованы в статье [Глуховский, Кузьмин, 2015], но многие их оценки представляются спорными и противоречивыми.

В статье рассмотрены особенности раннедокембрийской истории Земли. Мы опирались на вышеперечисленные группы новых данных, последние публикации, синтезирующие изотопную информацию [Griffin et al., 2014] и геодинамические модели [O'Neil, Debaille, 2014], крупные обобщающие работы по эволюции Земли, в которых активно участвовали [Розен и др., 2008; Проблемы..., 2009; Добрецов, 2011], а также систему геодинамических моделей, изложенных в статьях [Добрецов и др., 2001; Добрецов, 2010, 2011], помогающих разобраться в противоречивых оценках. К сожалению, в статье [Глуховский, Кузьмин, 2015] эти работы почти не нашли своего отражения. Мы начнем с вопроса о происхождении Земли и влиянии импактного процесса, затем перейдем к эволюции тектоники плит (проблема древнейших офиолитов и зон субдукции) и тектоники плюмов.

ПРОБЛЕМА ОБРАЗОВАНИЯ ЛУНЫ, РОЛЬ ИМПАКТНОГО ПРОЦЕССА

Названные проблемы — одни из наиболее дискуссионных в науках о Земле. Практически общепринятой, особенно в западной литературе, является гипотеза образования Луны в результате мегаимпакта — столкновения ранней Земли, когда она имела массу 60—70 % от современной, с космическим телом размером, близким Марсу (0.15 массы Земли), через 40—30 млн лет после начала аккреции [Hartmann, Davis, 1975; Kleine et al., 2002; Koeberl, 2006]. Эта гипотеза с небольшим комментарием принята и в статье [Глуховский, Кузьмин, 2015]. В результате мегаимпакта формирование Луны произошло быстро (за несколько тысяч лет) путем аккреции выброшенного вещества на орбите радиусом около 6 радиусов Земли, а последняя после импакта была почти полностью расплавлена. Однако А.В. Витязев и Г.В. Печерникова [2009] считают, что массы крупнейших падающих тел на ранних стадиях роста Земли (до 90 % ее массы) не превышали массы Луны (0.013 массы Земли). По модели [Витязев, Печерникова, 2009], формирование Земли происходило и за счет многочисленных макроимпактов более мелких тел, и за счет вещества протопланетного диска в течение нескольких миллионов лет на более удаленной орбите, а Земля была частично расплавлена (только верхние оболочки на глубину 300—500 км). Геохимические следствия разных моделей формирования Луны обсуждены в работах [Галимов, 1995, 2008] и сделан вывод о возможности одновременного образования Земли и Луны в качестве двойной планеты.

В работе А.А. Боярчука с соавторами [1998] была проведена оценка последствий мегаимпакта и сделан вывод, что удар тела размером с Марс ведет к эксцентриситету орбиты Земли, на порядок превышающему современный. При ударе более мелких тел (размером с Луну и меньше) эффект не противоречит наблюдаемому эксцентриситету и наклону орбиты системы Земля — Луна [Витязев, Печерникова, 2009].

По оценке [Goldreich, 1966], образование Луны путем аккумуляции выброшенного при импактах вещества и вещества, приобретенного из протопланетного диска, требует первоначальной орбиты Луны в интервале $(10—30)R_E$, где R_E — радиус Земли. Как видно на рис. 1, а, начальный радиус орбиты Луны около $19R_E$ ($21.6R_E$ для 4 млрд лет) (по модели [Жарков, 2000]) лежит внутри этого интервала, по более ранней модели [Binder, 1982] — около $(3—6)R_E$, заметно меньше этого интервала, и по нашей интерполяции модели [Varga, 1996] — около $30R_E$, вблизи верхнего предела [Goldreich, 1966].

В зависимости от модели и начального радиуса орбиты Луны получены разные варианты изменения орбиты Луны и связанные с этим изменения диссипации приливной энергии (E), показанные на рис. 1, б для фанерозоя. На кривых для фанерозоя (см. рис. 1, б, [Жарков, 2000]) видно замедление роста радиуса лунной орбиты (ΔC) в интервале 400—130 млн лет, определяемое минимумом диссипации приливной энергии, причем минимальный рост ΔC за период 300—230 млн лет совпадает со временем существования Пангеи, а перегибы кривой для 130 и 420—400 млн лет отвечают максимумам плюмового магматизма около 130—120 и 420 млн лет. Как показано в работе [Жарков, 2000], эволюция лунной

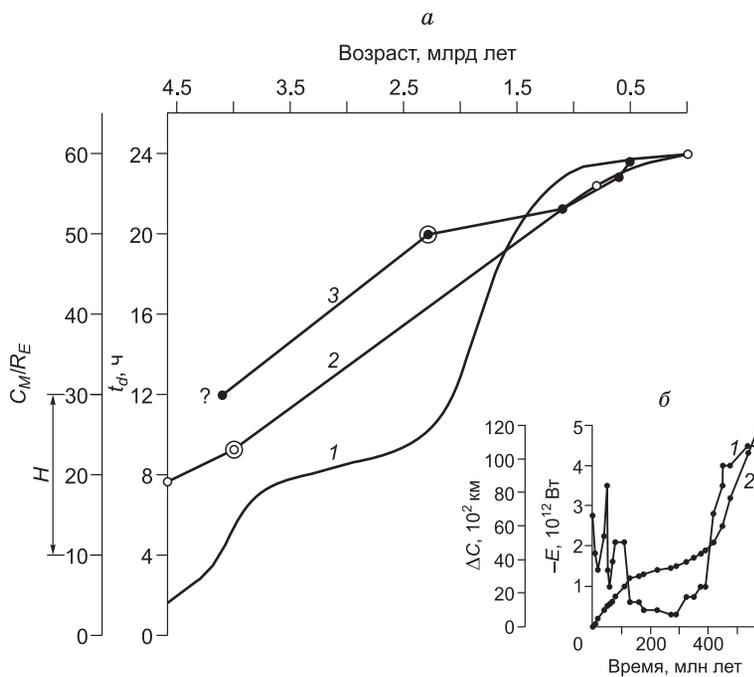


Рис. 1. Изменение радиуса лунной орбиты, периода вращения Земли, диссипации приливной энергии в истории Земли.

a — изменение радиуса лунной орбиты C_M (в отношении к земному радиусу R_E) и длительности суток (t_d) в разных моделях: 1 — по [Binder, 1982], 2 — по [Жарков, 2000], 3 — по [Varga, 1996] с дополнениями. Двойными кружками показаны опорные точки по данным [Binder, 1982; Varga, 1996; Жарков; 2000], остальными точками — интерпретация авторов. H — предел Гольдрайха [Goldreich, 1966]; b — изменение радиуса лунной орбиты как функция времени $\Delta C = C_0 - C(t)$ (1) и соответствующая диссипация приливной энергии ($-E$) (2) для волны M_2 в течение фанерозоя [Жарков, 2000].

лунных и солнечных приливов и рельефом дна океана, зависящего от положения континентов и срединно-океанических хребтов. Современная вековая скорость увеличения радиуса лунной орбиты составляет 3.82 см/год [Dickey et al., 1994]. Эта величина определяется в основном лунными океанскими приливами, дополнительный вклад солнечных приливов составляет примерно 10 %. Анализ кривых (см. рис. 1, б) показывает, что рельеф дна оказывает решающее влияние на темпы роста ΔC и E : минимальный рост ΔC и E во время существования суперконтинента Пангея, а перегибы кривых ΔC и E связаны с ростом срединно-океанических хребтов и подводных гор, т.е. рельефом океанического дна. Оба фактора (рост суперконтинентов и рост СОХ) оказывают существенное влияние, но разной направленности.

На рис. 1, а (кривая 3) учтены данные прямых измерений суточного периода вращения Земли, изменившегося от 24 ч до 19 ч к 2.5 млрд лет, определенные по кольцам роста ископаемых кораллов, двустворчатых моллюсков, водорослевых строматолитовых слоев для палеозоя [Varga, 1996], а также с использованием тонкослоистых осадков — приливные ритмики для докембрийских осадков, например, формаций Котонвуд (около 900 млн лет) и Элатина (около 650 млн лет) из Австралии [Sonett et al., 1996; Sonett, Chan, 1998]. Усредненные линейные зависимости показывают более быстрое изменение периода вращения Земли в фанерозое (от современных $C_M/R_E = 60$ и $t_d = 24$ ч) до 21 ч для начала кембрия за 540 млн лет и почти постоянное значение $t_d = 19$ —20 ч в интервале 2.5—0.9 млрд лет (см. рис. 1, а, кривая 3). Известно и довольно хорошо изучено внезапное изменение скорости вращения Земли в девоне (от 360 до 400 дней, т.е. t_d уменьшается от 23.0 до 21.5 ч), что видно и на рис. 1, б в интервале 420—350 млн лет.

Подобное скачкообразное изменение скорости вращения Земли предполагалось и в юре (около 150—200 млн лет) и по аналогии в интервале 500—600 млн лет (см. рис. 1, а). Такая модель не обсуждалась в работе [Жарков, 2000], на основе которой составлен рис. 1, но она следует из расположения точек на рисунке, палеонтологических данных [Varga, 1996] и вышеприведенных соображений о влиянии рельефа континентов и дна океана. Наиболее существенные перегибы показаны на рис. 1, а и б после распада суперконтинентов Пангеи (около 200 млн лет), Гондваны (около 500 млн лет), Родинии (около 950 млн лет), после «сборки» суперконтинента Колумбии (около 2.5 млрд лет). Из реконструкции [Binder, 1982] можно предположить изгиб на границе хадея и архея (около 3.9—4 млрд лет). В.Н. Жарков [2000] также рассматривал возможное влияние суперконтинентов Пангея, Родиния, Нуна (около 1.5 млрд лет), Колумбия (около 2.5 млрд лет), но без количественных оценок и без учета изменения рельефа океанического дна за счет неравномерного роста СОХ и симаунтов.

Таким образом, при дальнейшем изучении следует уточнить исходный радиус лунной орбиты, соответствующий период вращения Земли (4, 8 или 12 ч) и возможность скачкообразного изменения лунной орбиты и скорости вращения Земли через 0.7—0.6 млрд лет, а именно 0.2 (?), 0.4, 1.0, 1.6, 2.5, 3.2 (?) и 3.9 млрд лет тому назад. Но в любом случае только самая ранняя стадия эволюции лунной орбиты и скорости вращения Земли может быть связана с земными приливами в ранней «полурасплавленной» Земле (в интервале 4.5—4.0 млрд лет). Оставшаяся часть изменения радиуса лунной орбиты опре-

деляется приливными явлениями в океане, косвенно связанными с эндогенными причинами через изменение рельефа дна океана. Сами силы приливного трения достаточно малы и не вызывают заметных тектонических движений, а общие рассуждения о «ротационных эффектах» [Глуховский, 2005; Глуховский, Кузьмин, 2015] серьезного основания не имеют. Частично этот вопрос рассмотрен в работах [Авсюк, 1996, 2001; Жарков, 2000; Хаин, 2003; Добрецов, 2010], но, возможно, заслуживают дополнительного обсуждения. Никакой связи с внешними причинами (метеоритными бомбардировками) в приведенных материалах также не просматривается. В.Е. Хаин [2003, с. 8] среди предположений, которые «представляются слишком экстравагантными, либо нарушающими общепризнанные законы физики», назвал гипотезы, признающие основными факторами развития Земли космические процессы, а также придающие решающую роль ротационному фактору.

Другим дискуссионным вопросом является специфика начальной истории развития Земли — аккреция и постаккреционный период, называемый также «хадей». Наиболее обоснованной представляется быстрая (около 100 млн лет) аккреция и отделение ядра, подтверждаемые изотопными (Hf-W и U-Pb) данными [Holliday, 2000; Витязев, Печерникова, 2009; Wood, 2011]. В течение аккреции (4.56—4.45 млрд лет) сформировались ядро и Луна (через 20—25 и 40 млн лет соответственно после ее начала).

Постаккреционный период, или хадей (4.45—4.00 млрд лет), характеризовался остыванием поверхности и потерей плотной, первоначально метаново-водородной, атмосферы, а также интенсивными метеоритными бомбардировками, неоднократно разрушавшими первичную кору над магматическим океаном глубиной 300—500 км [Holliday, 2001; Витязев, Печерникова, 2009; Bottke et al., 2012].

На самом раннем этапе существования магматического резервуара (около 4.53 млрд лет) сформировался источник, обогащенный ^{147}Nd [Bayet, Carlson, 2005; Витязев, Печерникова, 2009]. Хронология этого этапа 4.5—4.0 млрд лет на Земле не сохранилась, но зафиксированы и датированы на Луне главные этапы бомбардировки и образования лунных морей в интервале 4.3—3.8 млрд лет [Богатиков и др., 1986; Bottke et al., 2012] (рис. 2). Максимальный размер метеоритов и на Земле, и на Луне в этот период не превышает 260 км (до 4.2 млрд лет включительно) или 65—100 км после 4.0 млрд лет [Витязев, Печерникова, 2009].

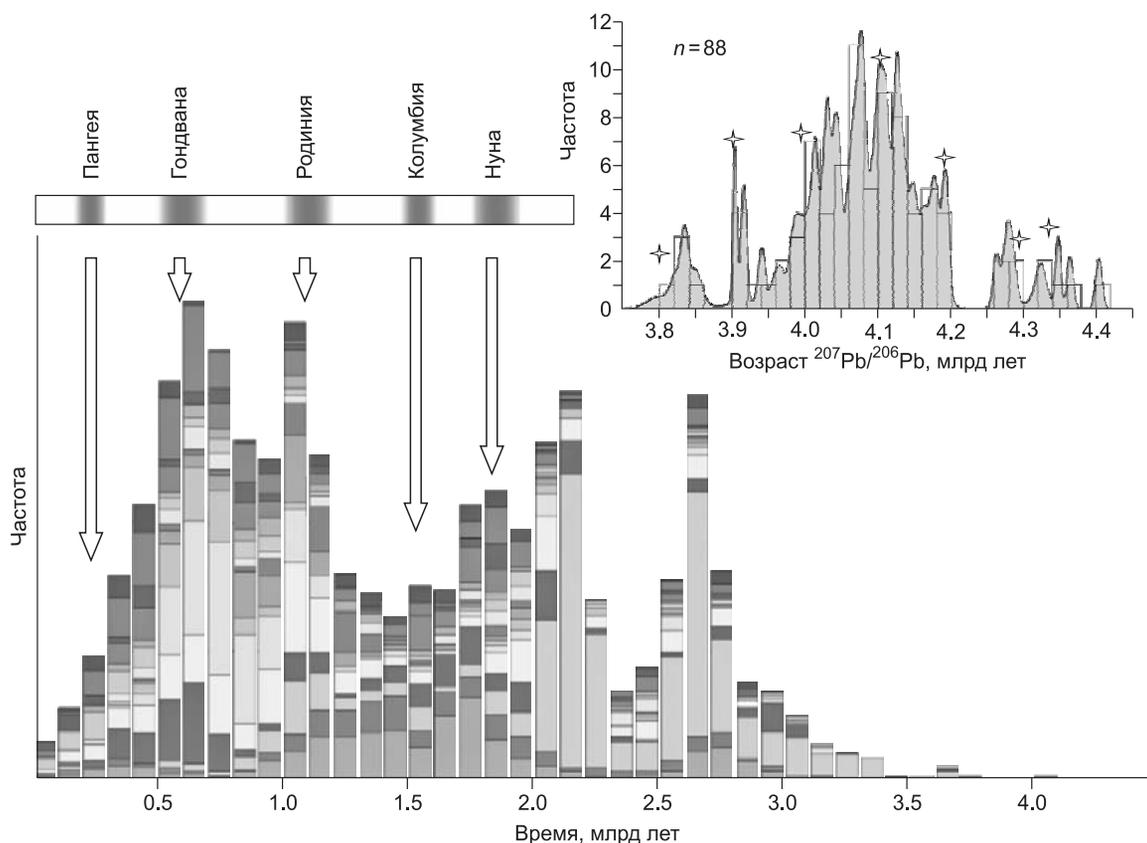


Рис. 2. Распределение U-Pb возрастов детритовых цирконов из 16 крупнейших рек [Комия, 2011].

Стрелками показано время образования суперконтинентов. На врезке — гистограмма для древнейших (> 3.8 млрд лет) обломочных цирконов кратона Илгарн, Западная Австралия [Cavosie et al., 2005] и возраст импактных фаз на Луне (звездочки) [Богатиков и др., 1986, 2010; Bottke et al., 2012].

Наиболее древние цирконы, найденные в формации Джек Хиллс (Jack Hills) в Австралии, обнаруживают интервал 4.4—3.8 млрд лет, который совпадает с возрастом цирконов и главными импактными событиями на Луне (см. рис. 2) около 4.3, 4.2, 4.1, 4.0 и 3.8 млрд лет [Богатиков и др., 1986, 2010; Bottke et al., 2012]. Естественно было трактовать хадейские обломочные цирконы как импактные, отражающие этапы поздней «тяжелой» метеоритной бомбардировки и на Земле, и на Луне [Добрецов, 2010, 2011]. Однако по этому вопросу продолжается горячая дискуссия [Cavosie et al., 2005; Holden et al., 2009; Miller, Wooden, 2012; Nebel et al., 2014; Глуховский, Кузьмин, 2015]. Распределение возрастов хадейских детритовых цирконов за период 4.4—3.8 млрд лет по всем имеющимся в настоящее время данным согласуется с импактными возрастами, полученными путем расчетного моделирования, с главными максимумами в интервале 4.2—4.1 млрд лет [Marchi et al., 2014].

После уточнения древнейшего этапа лунной бомбардировки (4.22 млрд лет) [Norman, Nemchin, 2014] имеющиеся результаты U-Pb и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования фиксируют наиболее отчетливые максимумы 3.34, 3.90, 4.00, 4.20 и, возможно, 4.33 млрд лет (см. рис. 2). По расчетам [Bottke et al., 2012], поздняя тяжелая бомбардировка в интервале 4.1—3.7 млрд лет была вызвана в основном астероидами из пояса E. Их удары сформировали 10 лунных бассейнов и кратеров диаметром свыше 300 км за 4.1—3.7 млрд лет, еще три крупных кратера (от 260 до 189 км в диаметре) в интервале 3.7—3.2 млрд лет и один кратер около 2.8—2.7 млрд лет (диаметром 167 км).

На Земле, благодаря ее огромной поверхности, число импактных процессов было больше, но они практически закончились к 3.2 млрд лет. В широком диапазоне 3.7—2.5 млрд лет, по оценке [Bottke et al., 2012], сформировались 15 крупных импактных структур. Из них семь структур, подтвержденных семью слоями, содержащими импактные сферулы в интервале 3.47—3.23 млрд лет, четыре структуры и четыре сферулосодержащих слоя — 2.63—2.49 млрд лет. После 2.5 млрд лет (в палеопротерозое) были сформированы только два крупных кратера размером 150—170 км — Вредфорт (2.02 млрд лет) и Садбери (1.85 млрд лет), позже образовались несколько более мелких кратеров размером около 100 км и менее (Карский, Попигайский и др.).

ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ОГРАНИЧЕНИЯ НА ПРОЦЕССЫ ФОРМИРОВАНИЯ АРХЕЙСКОЙ КОРЫ И ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ

Мировая база данных по U-Pb возрасту, Lu-Hf изотопному и редкоэлементному составу раннедокембрийских цирконов, а также Re-Os модельных возрастов сульфидов и сплавов из мантийных пород и ксенокристов была использована Б. Гриффином с соавторами для анализа коровой эволюции, мантийно-корового взаимодействия и времени становления континентальной литосферы [Griffin et al., 2014]. Единственным источником информации о хадейской коре служат детритовые цирконы района Джек Хиллс из метаосадков кратона Илгарн, Западная Австралия. Эти цирконы характеризуются возрастом в диапазоне 4.4—3.8 млрд лет (преимущественно 4.2—4.0 с максимумом на 4.2 млрд лет). В австралийских цирконах встречаются включения кварца и полевого шпата, но они известны и в лунных цирконах. Совокупность данных указывает на сходство и вероятную импактную природу и тех, и других цирконов. Зональность хадейских цирконов [Cavosie et al., 2005; Holden et al., 2009] показывает, что древнейшие датировки ≥ 4.3 млрд лет присутствуют только в центральных частях, а внешние каемки имеют возраст 3.3—3.1 млрд лет, что доказывает переработку и/или дораствление цирконовых зерен при переплавлении древнейшей коры.

Среди хадейских цирконов (более 100 зерен), дающих слабый пик 4.2—4.1 млрд лет (см. рис. 3, а), редки цирконы с ювенильными Hf изотопными характеристиками (положительными ϵ_{Hf}) и их нет среди древнейших зерен с возрастом 4.45—4.25 млрд лет, что может указывать на участие в их образовании более древнего резервуара с крайне низким Lu/Hf, близким к нулю (см. рис. 3, б). Как признак источников среднего и кислого составов для хадейских цирконов рассматривались включения в них кварца, полевого шпата и мусковита, однако детальные исследования включений показали, что они могут быть метаморфическими [Rasmussen et al., 2011]. Данные по редкоэлементному составу [Cavosie et al., 2005] свидетельствуют о доминировании в хадейской популяции цирконов, имевших источник среднего и основного составов. По величине $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$, согласно интерпретации [Griffin et al., 2014], около 66 % хадейских цирконов соответствуют мафическому источнику, 30 % — кислому источнику и 10 % аппроксимируется линией с Lu/Hf = 0, что не согласуется с представлением об их происхождении за счет пород континентальной коры. Многие более молодые хадейские и эоархейские цирконы (до 3.9 млрд лет) трассируют линию эволюции коры с возрастом 4.2 млрд лет и $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} \approx 0.01$, что ниже среднекоровой величины ($^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$), т.е. на первый взгляд указывает на кислый источник. По мнению [Griffin et al., 2014], хадейские цирконы не дают бесспорных свидетельств рециклинга корового сиалического материала и допускают альтернативную интерпретацию, предполагающую, что их отрицательные величины ϵ_{Hf} не являются первичной характеристикой и обусловлены «омоложением» воз-

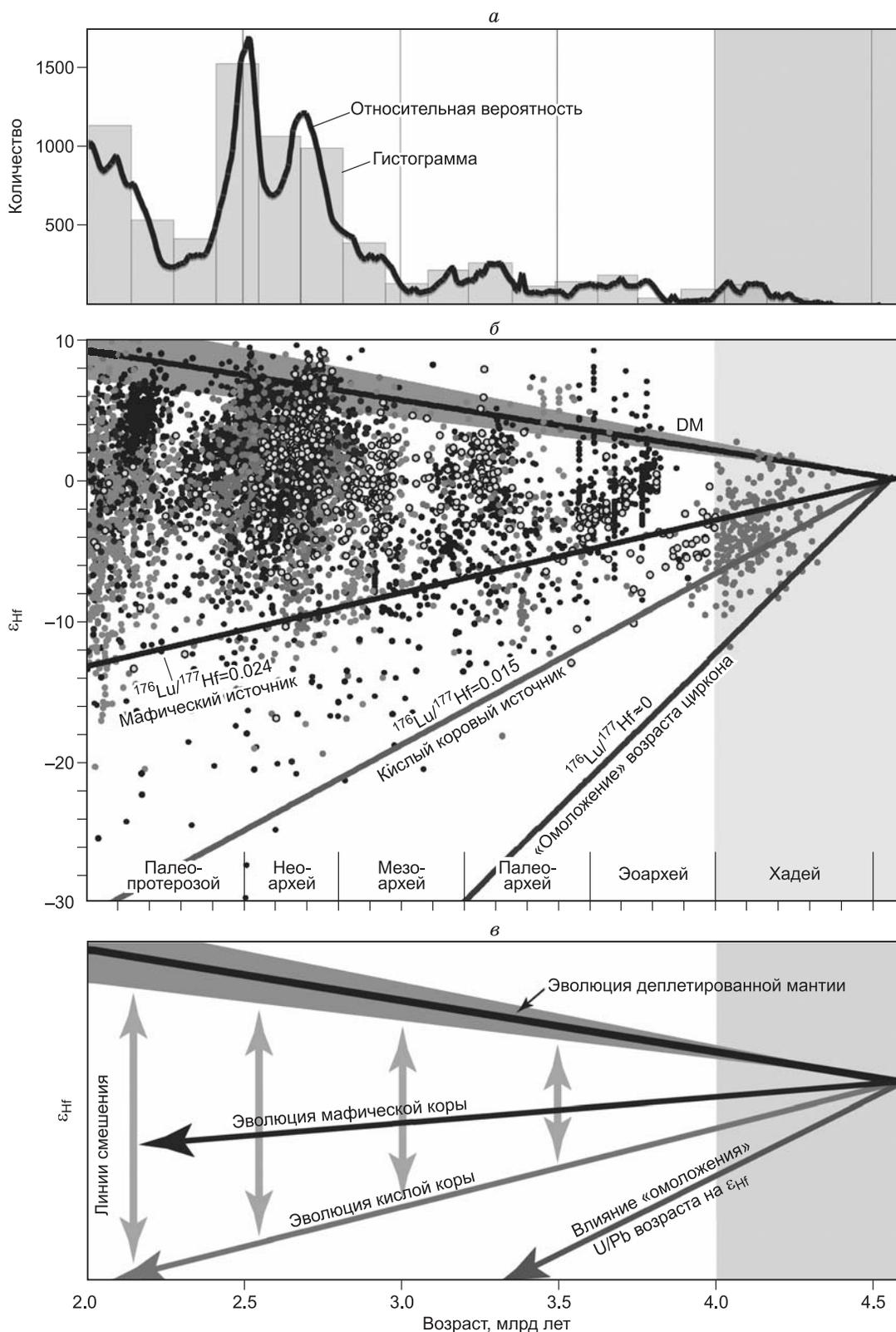


Рис. 3. Возраст и изотопный состав циркона для мировой базы данных, по [Griffin et al., 2014].

a — гистограмма возрастов циркона и кривая кумулятивной вероятности; *б* — диаграмма ϵ_{Hf} — возраст для цирконов; *в* — линии изменения изотопного состава мафической коры ($^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.024$), средней континентальной коры (кислый источник, $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$) и цирконов с $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0$, что соответствует влиянию «омоложения» возраста на ϵ_{Hf} .

раста в результате нарушения U-Pb изотопной системы. Все эти данные приводят к выводу о том, что детритовые хадейские цирконы имели в основном мафический источник.

Эо- и палеоархейские цирконы дают два основных пика 3.8—3.7 и 3.35—3.15 млрд лет (см. рис. 3, а, б). Большинство цирконов с возрастом 3.85—3.75 млрд лет имеют положительные ϵ_{Hf} , т.е. являются изотопно-ювенильными, тогда как цирконы в возрастном диапазоне 3.7—3.4 млрд лет имеют низкие ϵ_{Hf} и группируются вдоль линии эволюции коры с $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} \approx 0.01$, что может отражать переработку ювенильной коры с возрастом 3.8 млрд лет. Цирконы в интервале 3.35—3.15 млрд лет в отличие от более ранних вновь обладают ювенильными изотопными Hf характеристиками и могли иметь источники, представленные мафическими магматическими и метаморфическими породами. Многие цирконы более молодого возраста отвечают тренду с прогрессивно снижающимся ϵ_{Hf} , возможно, отражая интенсивную переработку коры с возрастом 3.35—3.30 млрд лет и $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} \approx 0.01$. В этом диапазоне имеется также значительная популяция цирконов с очень низкими ϵ_{Hf} , которые могут образоваться при переплавлении коры с возрастом 3.8 млрд лет. Таким образом, в рассматриваемом временном диапазоне фиксируются два импульса формирования ювенильной коры: ~ 3.8 и 3.4—3.3 млрд лет, разделенные периодами рециклинга. Неоархейские цирконы маркируют два пика: 2.75 и 2.55 млрд лет, которые являются также пиками ювенильного вклада в кору. Вместе с тем данные по позднему архею предполагают значительную переработку более древней коры, чем в более ранние эпизоды, что отражается в большой пропорции цирконов с $\epsilon_{\text{Hf}} < 0$. Наиболее низкие ϵ_{Hf} согласуются с образованием магм из мафической коры возрастом до 4.5 млрд лет или более молодой, но более кислой коры. С 2.45 млрд лет резко уменьшаются как количество цирконов, так и исчезают цирконы с ювенильными характеристиками, что отражает начало мирового периода низкой мантийной магматической активности, длящегося около 300 млн лет [Condie, Aster, 2010].

Информацию о этапах формирования литосферной мантии дают Re-Os изотопные данные. В мантийных перидотитах Os сосредоточен в примесных фазах: сульфидах основных металлов, Os-Ir сплавах и сульфидах платиноидов. Модельный возраст (T_{RD}), фиксирующий фракционирование Re для минералов из мантийных перидотитов, не подверженных метасоматозу, трактуется как индикатор времени обеднения расплавом вмещающих пород, и пики модельных возрастов обычно сопоставляются с событиями в перекрывающей коре. Напротив, проявление метасоматической активности, связанной с конвектирующей мантией, приводит к образованию зерен смешанного происхождения, для которых модельные возрасты не соответствуют каким-либо реальным событиям. Большинство перидотитов содержат Os-содержащие фазы с широким рядом T_{RD} , отражающим сложную историю процессов, включающих экстракцию расплавов и многократное наложение метасоматических флюидов различного происхождения [O'Reilly, Griffin, 2012]. В отличие от информации по цирконам в базе данных по мантийным ксенолитам отсутствуют хадейские или эоархейские модельные возрасты [Griffin et al., 2014]. Данные по сульфидам также не дают свидетельств существования субконтинентальной литосферной мантии (SCLM) в первый миллиард лет истории Земли. Наиболее ранний значимый пик модельных возрастов появляется только на рубеже 3.4—3.2 млрд лет и соответствует второму главному пику модельных Hf возрастов по цирконам. Более значимый пик для сульфидов отвечает $T_{\text{RD}} = 2.8$ млрд лет, совпадая с неоархейским всплеском магматической активности по цирконам. Этот пик резко обрывается к более молодым возрастам, что соответствует резкому спаду распространенности цирконов с возрастом менее 2.45 млрд лет. Обзор по геохронологии SCLM по мантийным перидотитам, ранее выполненный в работе [Carlson et al., 2005], выявил только три образца ксенолитов с T_{RD} около 3.6 млрд лет и резкое увеличение числа значений, начиная с 3 млрд лет с заметным пиком 2.75—2.50 млрд лет, что согласуется с данными по сульфидам. Так же как и по сульфидам/Os-сплавам, не выявлено свидетельств существования значительного объема SCLM до 3.5 млрд лет. Таким образом, формирование стабильной субконтинентальной литосферы «запаздывает» по отношению к времени образования эо- и палеоархейской коры и наиболее ранним эпизодам рециклинга корового материала по Hf изотопным данным для циркона, но синхронизировано с этапом наиболее масштабного формирования коры в неоархее. Эта изотопная информация соответствует данным и по древнейшим алмазам, которые появились после 3.5—3.0 млрд лет и свидетельствуют об образовании к этому времени достаточно мощной литосферы, захватывающей поле стабильности алмаза [Добрецов, 2010; Shirey et al., 2013].

ОЦЕНКИ ОБЪЕМА НОВООБРАЗОВАННОЙ КОРЫ

На рис. 2 приведена сводная диаграмма детритовых цирконов из 16 крупнейших рек мира [Комия, 2011], ее можно считать наиболее представительной. Древнее 2.0 млрд лет отчетливо выделяются максимумы 2.2—2.0 и 2.8—2.5 млрд лет, которые аналогичны пикам на рис. 3, а, с двумя дополнительными пиками в интервале 2.7—2.5 млрд лет. Сопоставление гистограмм U-Pb датировок детритовых цирконов и модельных Hf возрастов ($T_{\text{Hf}}(\text{DM})$) тех же цирконов [Iizuka et al., 2009; Комия, 2011] показывает,

что на гистограмме $T_{\text{Hf}}(\text{DM})$ появляется более древний максимум 3.3—3.0 млрд лет, а максимум 2.9—2.2 млрд лет заметно уменьшается, что видно и из сравнения рис. 2 и 3. Это удревнение по $T_{\text{Hf}}(\text{DM})$, как и вышеприведенные данные по зональности древнейших цирконов и их Lu-Hf параметрам, объясняются рециклированием корового материала в архее. Об этом же говорят другие данные — находки хадейских ядер цирконов (около 4.2 млрд лет) в архейском гнейсовом комплексе Акоста в Канаде [Iizuka et al., 2009], нерадиогенный изотопный состав Hf хадейских и раннеархейских цирконов [Amelin et al., 2000; Iizuka et al., 2009], наличие раннеархейских цирконов даже в фанерозойских гранитах [Horie et al., 2010].

Кривые изменения объема континентальной коры, рассчитанные по ϵ_{Hf} цирконов и по U-Pb возрасту детритовых цирконов, отличаются [Комия, 2011]. К 2.5 млрд лет объем континентальной коры, оцененный по ϵ_{Hf} достиг $1.3 \cdot 10^9 \text{ км}^3$, по U-Pb возрасту детритовых цирконов лишь $0.9 \cdot 10^9 \text{ км}^3$, что при объеме современной континентальной коры $4.0 \cdot 10^9 \text{ км}^3$ составляет 32.5 и 22.5 % современной континентальной коры. Однако с учетом рециклинга и довольно сложных пересчетов на основе таких параметров, как отношение аккретированных и субдуцированных пород, скорость континентальной эрозии и соотношение внутриконтинентальных и аккретированных осадков, в работе [Комия, 2011] получено, что уже в раннем докембрии к 3.3 млрд лет сформировано $4.0 \cdot 10^9 \text{ км}^3$ континентальной коры, а около 1.9—1.8 млрд лет достигнут максимум объема континентальной коры, равный $6.0 \cdot 10^9 \text{ км}^3$. В дальнейшем 1/3 этой коры была уничтожена (до $4.0 \cdot 10^9 \text{ км}^3$) благодаря возрастанию скорости субдукции осадков и внутриконтинентального рециклинга в фанерозое при заметном уменьшении роста ювенильной континентальной коры в зонах субдукции.

Последнее утверждение о заметном уменьшении роста континентальной «андезитовой» коры вызывает несогласие многих авторов. Но и все расчеты, приведенные в работе [Комия, 2011], вызывают сомнения, прежде всего, из-за отсутствия баланса с объемом новообразованной океанической коры. Средний объем образования океанической коры в кайнозое около 20 км^3 [Магума, 1994; Добрецов, 2011]. Это подтверждается простейшим расчетом: при длине СОХ $6.5 \cdot 10^4 \text{ км}$, толщине коры 8 км и средней скорости спрединга $4 \cdot 10^{-5} \text{ км/год}$ получим $6.5 \cdot 10^4 \cdot 8 \cdot 4 \cdot 10^{-5} = 20.8 \text{ км}^3/\text{год}$. При такой скорости за 4 млрд лет будет накоплено $80 \cdot 10^9 \text{ км}^3$. Можно допустить, что были периоды заметного замедления роста океанической коры, так что средняя скорость ее роста была в 2—3 раза ниже, что дает $(27—40) \cdot 10^9 \text{ км}^3$.

Объемы субдуцированной литосферы и новообразованной в зонах спрединга не могут заметно различаться, поскольку радиус Земли существенно не менялся. При таких исходных данных из $(27—40) \cdot 10^9 \text{ км}^3$ в зонах субдукции за 4 млрд лет мог сформироваться объем коры $(11—15) \cdot 10^9 \text{ км}^3$ (из них 30 % от объема океанической коры (т.е. $(8—12) \cdot 10^9 \text{ км}^3$) за счет выплавления андезитов из эклогитов + + около $3 \cdot 10^9 \text{ км}^3$ за счет полного переплавления субдуцированных осадков). Несмотря на относительность и неточность приведенных оценок, полученная величина $(11—15) \cdot 10^9 \text{ км}^3$ (в среднем $13 \cdot 10^9 \text{ км}^3$) в 3 раза превышает современный объем континентальной коры и в 2 раза — максимальный объем $6 \cdot 10^9 \text{ км}^3$, сформированный к рубежу 1.9 млрд лет. Поэтому проблема, поставленная в работах [Rino et al., 2004, 2008; Комия, 2011], заслуживает дополнительного обсуждения.

АРХЕЙСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ, ИЛИ КОГДА НАЧАЛАСЬ НА ЗЕМЛЕ ТЕКТОНИКА ПЛИТ

Этот вопрос был поднят почти сразу после появления понятия «тектоника плит». Л.П. Зоненшайн, М.И. Кузьмин, В.М. Моралев [1976] и Ч.Б. Борукаев [1990] предполагали, что тектоника плит появилась уже в раннем докембрии. В работе В.Е. Хаина одной из главных проблем современной геологии посвящена глава 6 «Тектоника плит. Когда и как она началась», где на основании проведенного анализа он сделал вывод, что «зародившись в архее, тектоника плит эволюционировала на протяжении среднего протерозоя, пока к началу позднего протерозоя не приобрела свой современный стиль проявления» [Хаин, 2003, с. 77].

В специальном выпуске Геологического общества Америки [When did plate..., 2008] в разделе «Синтез» представлены две версии [Stern, 2008; Condie, Kröner, 2008] интерпретации времени появления плитно-тектонических процессов. Таблица из работы [Stern, 2008] воспроизведена на рис. 4 с некоторыми уточнениями. В частности, добавлены более частые находки офиолитов в раннем докембрии начиная с 3.9 млрд лет (см. ниже), появление пород УНР метаморфизма в позднем архее и проявления мантийных плюмов с учетом работ [Abbot, Isley, 2002; Ernst et al., 2005; Ernst, 2007].

Всего на рис. 4 показаны девять групп данных.

1. Пассивные окраины океанов, начиная со специфических позднеархейских пассивных окраин в условиях более горячей мантии.

2, 3. Породы сверхвысоких давлений, голубые сланцы—эклогиты (объединенные), включая голубые сланцы и эклогиты позднего протерозоя [Brown, 2008], эклогиты позднего архея [Розен и др., 2008; Щипанский и др., 2012а,б] и алмазоносные породы позднего архея [Смелов и др., 2012].

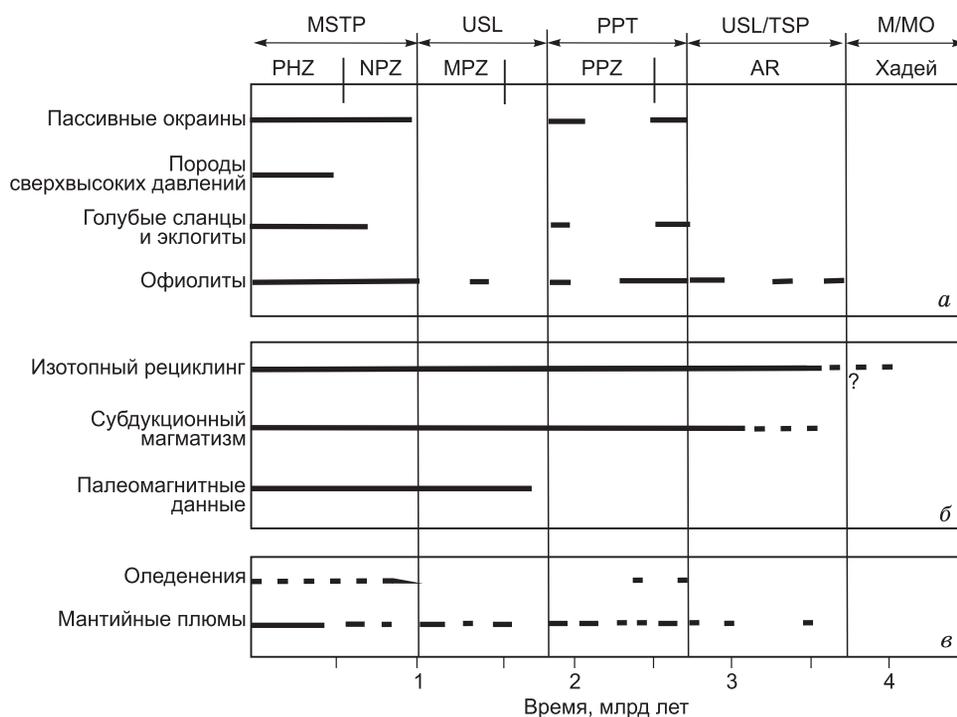


Рис. 4. Эволюция важнейших геологических процессов и критерии установления тектоники плит в истории Земли, по [Stern, 2008] с изменениями, пояснение см. в тексте.

a — геологические данные; *б* — изотопные, геохимические и палеомагнитные свидетельства; *в* — дополнительные эффекты. MSPT — современный стиль тектоники плит, USL — тектоника нестабильной стагнирующей крышки, PPT — протоплейт-тектоника, TSP — тектоника малых плит, M/MO — смешивание/магматический океан.

4. Офиолиты, широко распространенные в неопротерозое и фанерозое и спорадически проявляющиеся в более раннее время, начиная с раннего архея (см. ниже).

5. Рециклинг по изотопным данным, в том числе по изотопии Hf в цирконах (см. выше), начался в палеоархее.

6. Субдукционный магматизм в полном объеме реконструируется в фанерозое и неопротерозое (с максимумами в начале и конце фанерозоя и конце неопротерозоя), но с некоторой спецификой прослеживается во всех интервалах докембрия [Розен и др., 2008].

7. Палеомагнитные данные свидетельствуют, что кинематику плит можно реконструировать с 1900 млн лет, хотя более уверенно последние 650 млн лет [Evans, Pisarevsky, 2008].

8. Оледенения наиболее сильные были в неопротерозое (750—550 млн лет), ордовике, перми и кайнозое, но спорадические проявляются начиная с мезоархея [Чумаков, 2001, 2015; Хаин, 2003].

9. Проявления мантийных плюмов прослеживаются во всей документируемой истории Земли с заметным уменьшением их интенсивности в раннем архее (древнее 3.3 млрд лет) и в неопротерозое, с максимумом в фанерозое (около 120, 250, 360 и 480 млн лет), а также в интервалах 1.2—1.0, 2.0—1.8, 2.8—2.5 и 3.3—3.1 млрд лет [Isley, Abbott, 2002; Ernst, 2007].

На основании этих данных Р. Штерн [Stern, 2008] считает, что в неопротерозое и фанерозое действует современный стиль тектоники плит, в палеопротерозое и неоархее выделяются интервалы PPT (протоплейт-тектоники), в мезо- и палеоархее действовал режим USL — нестабильной стагнирующей покрывки (Lid). Мы вслед за В.Е. Хайным [2003] называем палеомезоархейскую стадию тектоники малых плит (см. ниже). Напротив, в работе [Condie, Kröner, 2008] на основании вышеназванных и некоторых дополнительных индикаторов обосновывается, что тектоника плит в полном объеме действует с 2.7 млрд лет. Около 1 млрд лет изменился режим субдукции. Таким образом, наиболее существенными границами в обеих концепциях признаются рубежи 1.0 и 2.8—2.7 млрд лет, но их трактовки различаются.

АНАЛИЗ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПОЯСОВ И ТТГ КОМПЛЕКСОВ В АРХЕЕ

Для целей реконструкции древнейших офиолитов наиболее важными являются раннеархейские породы океанической коры с перекрывающими глубоководными осадками пояса Исуса (Isua) в Западной

Гренландии и древнейшие породы кратона Каапвааль с тектоническими офиолитовыми покровами пояса Барбертон в Южной Африке. В поясе Исуа установлены линзы ультрамафитов и габбро, фрагмент типичного комплекса параллельных даек и метаморфизованные пиллоу-лавы, перекрытые кремнями, мощностью 40—60 м и залегающая выше метаграувакковая серия (рис. 5). Эти породы представляют тектонически расчлененный офиолитовый комплекс палеоархейского возраста около 3.8 млрд лет [Komiyu et al., 1999; Furnes et al., 2007]. Он надвинут на купол ТТГ гнейсов (рис. 6, а) серии Амитсок (или объединенной серии Итсак, включающей серии Амитсок, Амалия, дайки Амералик) с изотопными возрастными от 3850 до 3570 млн лет [Moorbath et al., 1977; Nutman et al., 1996]. Возраст по циркону гранат-биотитовых гнейсов серии Амитсок составляет 3.872—3.847 млрд лет [Rosing et al., 1996]. Состав пикритов и пиллоу-лав в серии Исуа, а также большинства пиллоу-лав, габбро и по спектрам REE, и по мультиэлементным спектрам соответствует MORB [Polat et al., 2008]. Пикриты и базальты, близкие к MORB [Polat et al., 2008], комплекс параллельных даек (см. рис. 5, а), кремнистые породы глубоководного облика, мафические граувакки без примеси континентального материала, дуплекс-структуры свидетельствуют о сходстве с океаническими породами и аккреционными комплексами Японии и других районов Западно-Тихоокеанского обрамления [Komiyu et al., 1999]. Встречающиеся в метаграувакках линзы кислых и андезитовых метавулканитов, а среди амфиболитов метаморфизованные пиллоу-лавы — породы, близкие по составу к бонинитам [Polat, Hoffman, 2003; Polat et al., 2008; Розен и др., 2008; Щипанский, 2008], позволяют трактовать эти образования как члены аккреционного комплекса вблизи островной дуги.

В черных сланцах серии Исуа, переслаивающихся с метаграувакками, присутствует примесь метеоритного вещества. Об этом свидетельствует изотопная аномалия ^{182}Hf — ^{182}W , характеризующаяся величиной $\varepsilon_{\text{w}} = 0.44$ — 1.23 , сходной с $\varepsilon_{\text{w}} = 0.5$ — 3.5 в метеоритах. Предполагается [Schoenberg et al., 2002], что такие осадки накапливались при размыве как океанических базальтов, так и метеоритного материала, поступавшего при последней крупной метеоритной бомбардировке в интервале 3.8—4.0 млрд лет. В этом заключается переходный характер серии Исуа от хадея к палеоархею, хотя океанические обстановки этого региона близки к современным задуговым бассейнам.

В 25 км к югу от пояса Исуа установлен мезоархейский (около 3.1 млрд лет) пояс Ивисарток (Ivisartok) [Polat et al., 2008]. Пояс Исуа обрамляет купол Амитсок и представляет пластину длиной около 40 км и шириной 2—4 км (см. рис. 6, а). Пояс Ивисарток представляет сложную пластину общей длиной около 100 км с синформными ответвлениями по 20—30 км и шириной в них до 7 км. Пояс облекает и палеоархейские ортогнейсы Исукасия с возрастом 3.8—3.6 млрд лет, и мезоархейские гранито-гнейсы (см. рис. 6, а). На разрезе (см. рис. 6, б) видно, что палео-, мезо- и неоархейские комплексы представляют серию чешуй, смятые в сильно сжатые складки с вертикальными осевыми плоскостями. Они были смещены и метаморфизованы 2.9—2.8 млрд л.н. и прорываются неоархейскими (2.55 млрд лет) гранитами [Friend, Nutman, 2005].

В разрезе офиолитов Ивисарток выделяется нижний кумулятивный комплекс (метагаббро с линзами серпентинитов, анортозитов-лейкогаббро, амфиболлизированных пироксенитов, кремнисто-пиритовых и титаномагнетитовых пород) и верхний комплекс пиллоу-базальтов с тектоническими линзами серпентинитов, габбро и габбро-диоритов, кислых пород, кремней, обогащенных пиритом. Хорошо сохраняются структуры пироксеновых кумулятов, анортозитовых включений в габбро, пиллоу-лав, осадочные текстуры в силикокластитах и кремнях. Sm-Nd возраст кумулятов и актинолитовых сланцев по ним составляет 3.09 млрд лет, пиллоу-лав и габбро-диоритов — 3.07 млрд лет, U-Pb возраст пиллоу-лав и габбро-диоритов — 3.06 млрд лет, кумулятов и актинолитовых сланцев — 2.77 млрд лет (вероятно, омоложен) [Polat et al., 2008].

Тектонические покровы пояса Барбертон расположены в восточной части кратона Каапвааль в Южной Африке, где обрамляют «древние гнейсы» с возрастом 3.57 млрд лет и слагают также самостоятельный сложнодеформированный пояс (рис. 7). В структуре пояса Барбертон выделяются пластины Каапвааль, Онвервахт и Кромберг. Пластина Онвервахт с возрастом 3.48—3.46 млрд лет выделялась так же, как офиолиты Джеймстаун [De Wit et al., 1987; De Wit, 2008]. Они сложены коматиит-толеитовой ассоциацией, включающей перидотиты, дайковый и силловый комплексы, сменяемые высокомагнезиальными базальтами, близкими к MORB. Специфика пластины Онвервахт заключается в обилии коматиитов и преобладании силлов, а не даек, следовательно, это нетипичные офиолиты [Bickle et al., 1994]. Пластина Кромберг имеет возраст 3.45—3.36 млрд лет, сложена толеитовыми базальтами типа MORB, сменяющимися вниз по разрезу комплексом параллельных даек, диабазовыми и пироксенитовыми силами, перидотитовым комплексом (дуниты, лерцолиты, верлиты). Пластина Каапвааль на 250 млн лет моложе и к офиолитам не относится. В кратоне Каапвааль также выделяется древнейший уровень (комплекс основания древнее 3.6 млрд лет, см. рис. 6).

Таким образом, в Гренландии и Южной Африке выделяются древнейшие офиолиты трех возрастных уровней (3.85—3.80, 3.50—3.45, 3.1 млрд лет) в тесной ассоциации с комплексами ТТГ двух уров-

ней — 3.8 и 3.6 млрд лет. В большинстве офиолитовых пластин присутствуют или преобладают базальты типа MORB (иногда наряду с коматиитами), обнаружены комплексы параллельных даек и кумуляты, сходные с фанерозойскими офиолитами, а в комплексе Исуа установлены бониниты, сходные с фанерозойскими породами примитивных океанических островных дуг. Наличие коматиитов, бонинитов и анортозитов определяет специфику некоторых комплексов древних офиолитов.

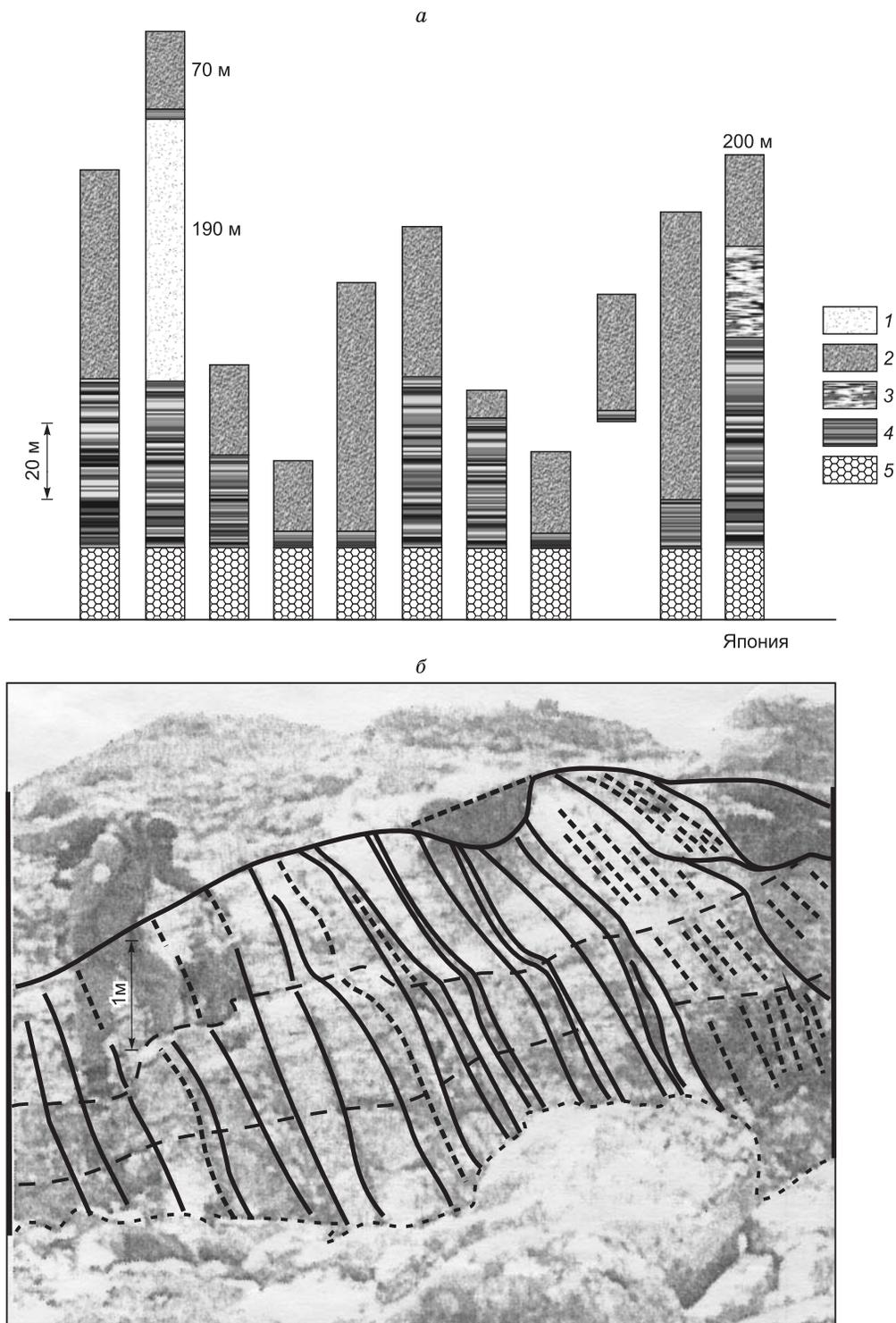


Рис. 5. Реконструкция литологии древнейших офиолитов серии Исуа (Юго-Западная Гренландия) в сравнении со стратиграфией молодой океанской плиты в Японии [Komiya et al., 1999] (*a*) и фотография сохранившегося фрагмента комплекса параллельных даек в поясе Исуа [Furnes et al., 2007] (*b*).

1—3 — осадки: 1 — мафические/кислые, 2 — мафические, 3 — гемипелагические; 4 — кварциты, 5 — пиллоу и массивные лавы.

Кратон Каапвааль представляет древнейший платформенный блок размером 1200×1200 км (см. рис. 7). Фундамент кратона сложен гранитогнейсами типа ТТГ возрастом 3.60—3.45 млрд лет (в ассоциации с зеленокаменными поясами Барбертон (описанный выше) и Амалия, а также блоком древних гнейсов (3.57—3.42 млрд лет), который вместе с формациями Свазиленд (3.4—3.2 млрд лет) и Понгола (2.96—2.92 млрд лет) образуют аккреционный комплекс. Формирование фундамента завершилось сжа-

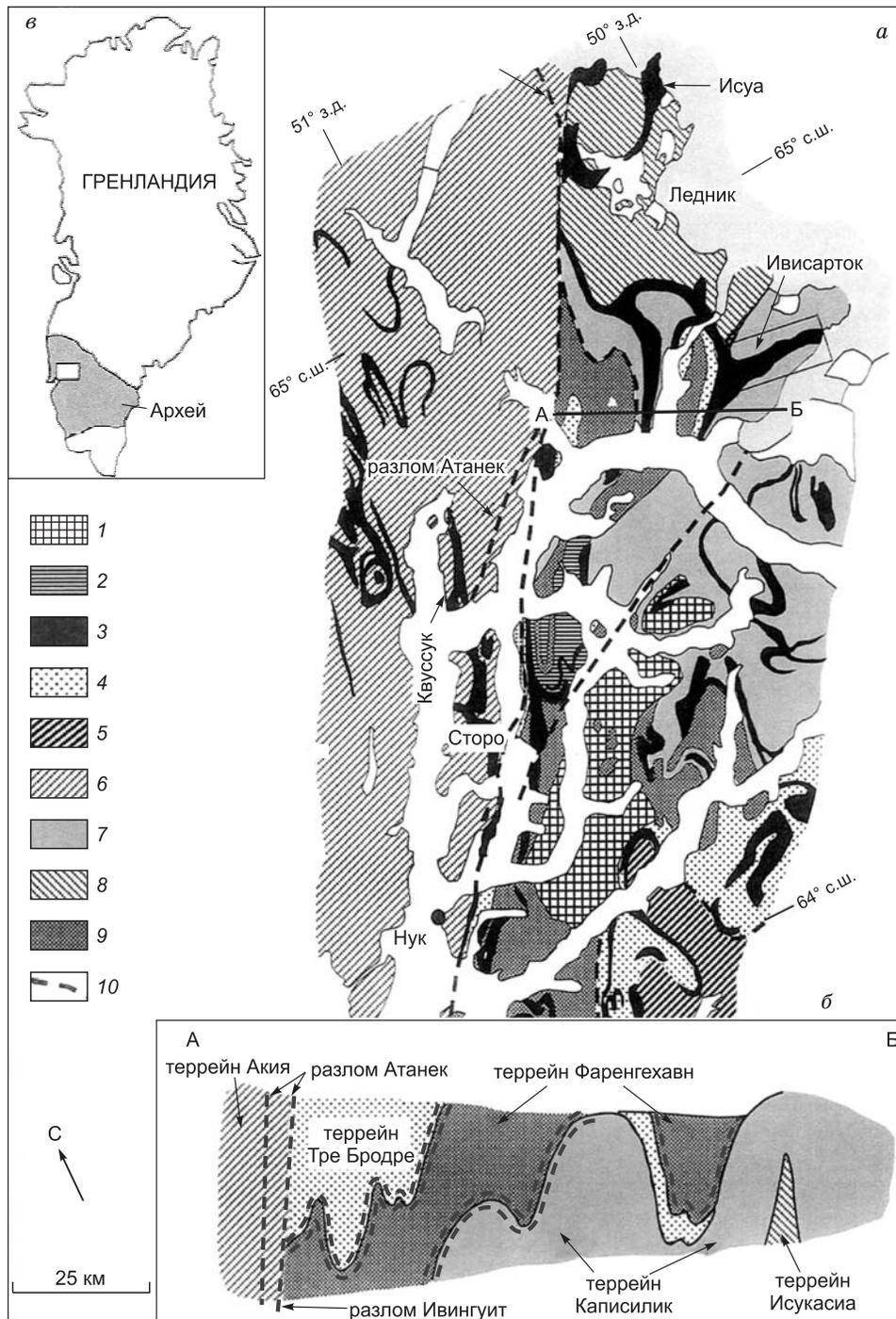


Рис. 6. Упрощенная геологическая карта региона Нук в Юго-Западной Гренландии, включающего офиолиты Исуа, Ивисарток, Квуссук, Сторо (Qussuk, Storo) (а), геологический разрез (б), положение района (в) [Polat et al., 2008].

1 — неоархейские граниты Кворкут (2550 млн лет), 2 — неоархейские (2720 млн лет) граниты, 3 — архейские зеленокаменные пояса, 4 — неоархейский террейн Тре Бродре, 5 — неоархейский террейн Тасиусарсуак, 6 — мезоархейский террейн Акия, 7 — мезоархейский террейн Каписилик, 8 — эоархейский террейн Исукасия, 9 — эоархейский террейн Фаренгехавн, 10 — зоны разломов. На разрезе зеленокаменные пояса не показаны.

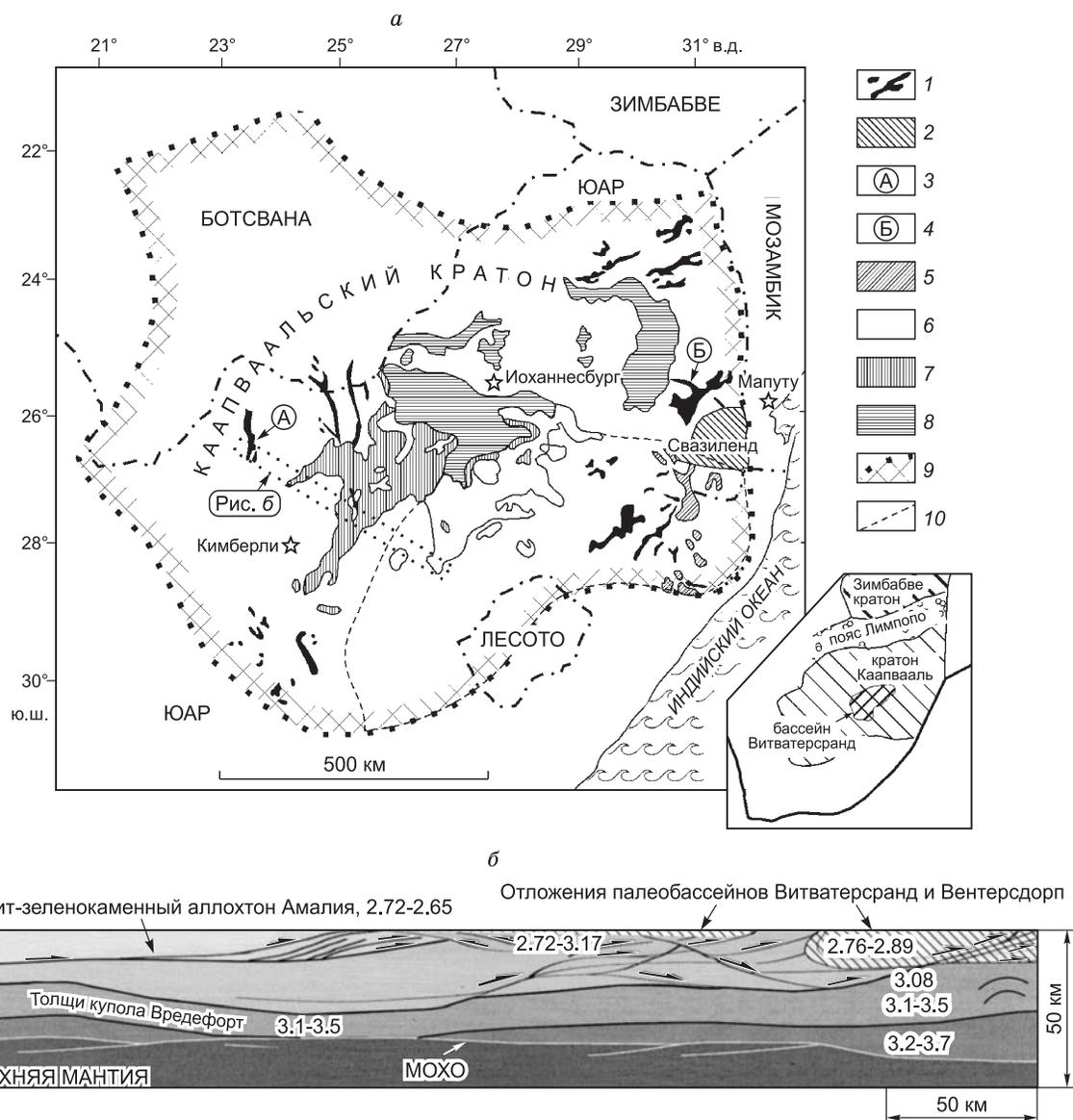


Рис. 7. Стрoение крaтона Каапвааль (а) и разрез коры по отраженным сейсмическим волнам (б) [Розен и др., 2008].

1 — фрагменты зеленокаменных поясов (3.6—3.2 млрд лет); 2 — древний гнейсовый комплекс (3.57 млрд лет); 3, 4 — зеленокаменные пояса: Амалия (3) и Барбертон (4), 5—8 — палеобассейны: Понгола (5), Вентерсдорп (6), Витватерсранд (7), Трансвааль (8); 9 — геофизическая граница крaтона; 10 — реконструкция границ бассейна Витватерсранд. На врезке положение крaтона. Цифры на разрезе — возраст метаморфизма (млрд лет) по обнаженным породам и коровым включениям в кимберлитах.

тием и надвигами пластин в интервале 2.92—2.76 млрд лет [Windley, 1999]. Стрoение и история развития древнейших комплексов Каапвааль сходна с вышеописанными древнейшими комплексами Гренландии, исключая то, что в последней завершающая орогения моложе (3.80, а не 3.92 млрд лет). Формация Доминион, сложенная железистыми кварцитами с возрастом 3.07 млрд лет, либо завершала аккреционный комплекс, либо предшествовала накоплению бассейна Витватерсранд.

Для реконструкции специфики геодинамических режимов мезо- и неоархей ключевыми являются обстановки формирования зеленокаменных поясов (ЗКП). Анализ, выполненный в работах [Щипанский, 2008; Розен и др., 2008] и базирующийся на характере породных ассоциаций, геохимических индикаторах вулканитов и потенциальных мантийных температурах генерации исходных расплавов, показывает, что типичными для формирования зеленокаменных поясов были три геодинамические обстановки: 1) рифтинга и спрединга — офиолитовые, в том числе супрасубдукционные ассоциации; 2) субдукционные: а — **высокотемпературные**: бониниты и низкотитанистые базальты, адакиты, высокомагнези-

альные андезиты, высоко-Nb базальты; б — **низкотемпературные**: базальт-андезит-дациты; 3) мантийно-плюмовые — коматиит-базальтовые ассоциации.

Характерным для архея является присутствие в отдельных ЗКП породных ассоциаций мантийно-плюмовых (или спрединговых) и субдукционных обстановок. Их сочетание может трактоваться в рамках двух существующих моделей как результат их смены во времени и последующих аккреционных процессов (1), либо активного воздействия мантийно-плюмовой активности на зоны субдукции (2). Согласно первой модели, аккреция океанического плато приводит к блокировке зоны субдукции и заложению новой субдукционной зоны во фронтальной части аккреционного комплекса [Desrochers et al., 1993]. Эта модель объясняет последовательность субдукционного, мантийно-плюмового и вновь субдукционного магматизма в зеленокаменном поясе Абитибби (провинция Суперитор Канадского щита) в интервале ~ 30 млн лет (от 2730 до 2698 млн лет). Подобная интерпретация может быть принята для сочетаний коматиит-базальтовой и известково-щелочной (и/или толеитовой) субдукционной ассоциаций вулканитов, типичных для ряда ЗКП. Примерами на Балтийском щите служат мезоархейские Костомукшинская зеленокаменная структура с мантийно-плюмовой коматиит-толеитовой ассоциацией океанического плато (2.84 млрд лет), островодужными известково-щелочными кислыми вулканитами, туфогенно-осадочными породами (2.78 млрд лет) [Puchtel et al., 1998] и Каменно-Озерская, включающая коматиит-толеитовую ассоциацию океанического плато (2.92—2.89 млрд лет), а также субдукционные базальт-андезит-дацит-риолитовую и адакитовую серии (2.875 млрд лет) [Puchtel et al., 1999]. На Сибирском кратоне эта геодинамическая модель формирования применима для Олондинского ЗКП с возрастом ~ 3.0 млрд лет (Олекминский блок, запад Алданского щита), сложенного мафит-ультрамафитовыми (коматиит-базальтовыми) вулканитами и известково-щелочными вулканитами и туфами среднекислого состава и терригенными породами [Добрецов и др., 1986; Попов и др., 1990], которые могут представлять аккретированные пластины, образованные продуктами мантийно-плюмового и субдукционного магматизма. Согласно другой интерпретации, мафит-ультрамафитовые лавы и когенетичные им габброиды, скорее, сходны с бонинитовыми сериями фанерозоя, а не коматиитовыми сериями архея, а кумулятивные ультрамафиты — с мантийными перидотитами супрасубдукционных обстановок, и, следовательно, Олондинский пояс представляет тектонически нарушенную супрасубдукционную офиолитовую последовательность [Puchtel, 2004].

Для второй модели активного воздействия мантийно-плюмовых и субдукционных процессов ключевым является наличие наряду со стандартными островодужными ассоциациями также вулканитов бонинитовой серии (собственно бонинитов и низко-Ti базальтов) и адакитов в сочетании с мантийно-плюмовыми производными: базальтами ОИВ (структуры Хизоваара и Ирингора Северо-Карельского ЗКП Балтийского щита) или коматиит-толеитами океанических плато (ЗКП Абитибби провинции Суперитор Канадского щита). Вклад мантийно-плюмовых компонентов в образовании вулканитов бонинитовой серии проявлен в соотношении высоkozарядных элементов (Nb/Y—Zr/Y), подобном базальтам внутриплитных обстановок (ОИВ) и коматиит-базальтовых ассоциаций. С влиянием мантийно-плюмовых процессов на конвергентную границу плит связывают и смену адакитового магматизма на типичный островодужный андезит-дацит-риолитовый в Ириногорской ЗКП структуре, что обусловлено изменением геометрии и угла наклона субдуцирующей плиты [Щипанский и др., 1999; Shchipsansky et al., 2004].

В редких случаях для отложений ЗКП реконструируется связь их образования с процессами континентального рифтогенеза. Примером на Сибирском кратоне служит Олотский ЗКП, располагающийся среди блоков палеоархейского (3.4 млрд лет) ТТГ комплекса. Этот ЗКП характеризуется бимодальной (базальты и дацит-риолиты) и антидромной последовательностью вулканизма, сходством кислых метавулканитов с гранитами А-типа, изотопными признаками вклада древних коровых источников в образование как кислых (отрицательные ϵ_{Nd}), так и основных метавулканитов, а также наличием древних (до 3.4 млрд лет) детритовых цирконов в терригенных осадках (гранат-ставролитовых сланцах) [Туркина, Ножкин, 2008; Туркина и др., 2014].

Синтез всей информации по архейским зеленокаменным поясам свидетельствует о многообразии геодинамических режимов их формирования и их сочетания в пространстве и во времени, что не дает оснований для существенного вклада внеземных (импактных) факторов в геологическую эволюцию Земли на протяжении архея. При безусловном сходстве отложений ЗКП по породным ассоциациям, их изотопно-геохимическим свойствам и условиям генерации расплавов с комплексами фанерозоя специфика геодинамических режимов архея выражается в наличии и более широком развитии коматиит-базальтовых ассоциаций, магматических производных бонинитовых и адакитовых серий, которые в фанерозое проявляются только в нетипичных условиях более «горячей» мантии, нестационарности и пологих углов субдукции, как, например, в юго-западной части Тихоокеанского сегмента Земли.

Для реконструкции тектонических режимов архея важное значение имеет также анализ условий формирования пород ТТГ комплексов — главных представителей гранитоидного магматизма этого вре-

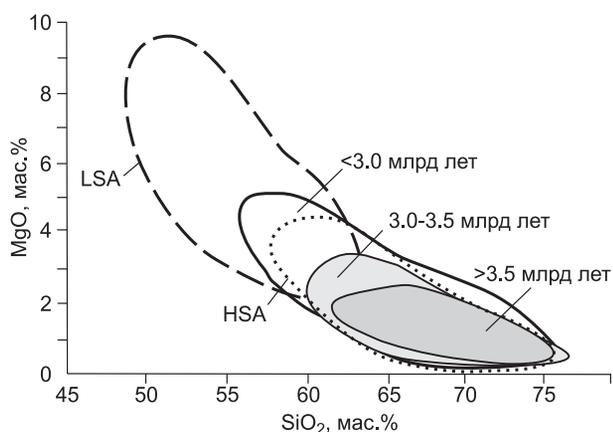


Рис. 8. Состав архейских ТТГ в сопоставлении с современными адакитами [Мойен, 2009].

HSA и LSA — высоко- и низкремнистые адакиты соответственно.

ются продуктами плавления базитовых субстратов при $P \geq 18$ кбар в равновесии с гранатсодержащими амфиболитовыми или эклогитовыми реститами [Rapp, Watson, 1995; Туркина, 2000; Martin et al., 2005; Nair, Chacko, 2008; Мойен, 2009]. Для образования архейских ТТГ привлекаются две модели плавления: (1) метабазитов погружающейся в зоне субдукции океанической плиты и (2) метабазитов в основании утолщенной коры, сформированной под действием мантийного плюма (океаническое плато) или путем сгуживания океанической коры [Martin, 1994; Smithies, 2000; Martin et al., 2005]. Первая модель базируется на сходстве по вещественным характеристикам архейских ТТГ с современными среднекислыми вулканитами — адакитами со следующими геохимическими параметрами $SiO_2 > 56$, $Al_2O_3 > 15$ мас. %, $Sr/Y > 40$, $La/Yb > 20$, что моделируется процессами частичного плавления погружающегося слэба [Drummond, Defant, 1990; Martin et al., 2005; Мойен, Martin, 2012; Добрецов и др., 2015]. Согласно моделям, специфика условий образования адакитов и архейских ТТГ обусловлена их связью с зонами «теплой и пологой» субдукции. Численные модели ограничивают возможность начала частичного плавления слэба случаями погружения преимущественно молодых (< 5 млн лет) порций океанической коры [Reasock et al., 1994], подавляющее большинство примеров фанерозойского адакитового магматизма приурочено к конвергентным границам, где субдуцируют океанические плиты с возрастными от 10 до 45 млн лет [Gutscher et al., 2000; Добрецов и др., 2015]. Формирование пологих зон субдукции связывают с погружением океанической коры повышенной мощности, фактически такие зоны представляют собой области поддвига одной океанической плиты под другую.

Наряду с несомненным сходством архейские ТТГ и фанерозойские адакиты имеют и определенные отличия, состоящие в более низкой магнезиальности архейских ТТГ (рис. 8). В сравнении с экспериментально полученными расплавами из метабазитов адакиты обладают более высоким $Mg\#$ (≥ 40), что объясняется реакцией расплава с перидотитами мантийного клина и подтверждено экспериментально [Rapp et al., 1999; Martin et al., 2005]. Анализ состава архейских ТТГ показал низкий $Mg\#$ в раннем архее (≤ 50) и его увеличение (до 65) к неорархею [Smithies, 2000; Martin, Moyen, 2002], что находит объяснение в ограниченной возможности взаимодействия расплава из погружающегося слэба с перидотитами мантийного клина при пологой субдукции. Предполагается, что редкость фанерозойских адакитов обусловлена преимущественной дегидратацией, а не плавлением базитов океанической плиты в современных зонах субдукции. Более высокие температуры архейской мантии приводят к широкому развитию архейских ТТГ наряду с типичными для современных зон субдукции вулканитами андезит-дацит-риолитовых ассоциаций, которые тоже являются характерным элементом зеленокаменных поясов архея.

ЭВОЛЮЦИЯ ПЛЮМОВОГО МАГМАТИЗМА

В предыдущем разделе коматиит-базальтовые серии были традиционно отнесены к проявлениям мантийно-плюмового магматизма. Однако это положение вызывает дискуссию, поскольку мантийно-плюмовый магматизм в протерозое и фанерозое очень сильно отличается от коматиит-базальтового в архее [Добрецов, 2005; Ernst, 2007; Добрецов и др., 2010]. Во-первых, в постархейское время мантийно-плюмовые производные это, как правило, крупные изверженные провинции (КИП) диаметром до 3000 км (сибирские траппы, Онтонг-Джава в Западной Пацифике и др.). Линейные пояса появляются только как след движения большой океанической плиты над небольшой горячей точкой, например, Гавайско-Императорская цепь островов. Если так трактовать коматиит-базальтовые пояса, то это будет служить доказательством полномасштабной тектоники плит. Во-вторых, в крупных изверженных провинциях плюмового типа, как правило, проявлены мощные дайковые пояса, в том числе радиально ориентированные к центру плюмовых извержений. Ничего похожего в зеленокаменных поясах не на-

Рис. 9. Распределение крупных изверженных мафит-ультрамафитовых провинций в истории Земли (колонка) и кумулятивная кривая частоты распределения [Ernst, 2007].

блюдается. В-третьих, распределение в пространстве и во времени крупных лавовых извержений, дайковых поясов, дифференцированных интрузий, оруденения подчиняется закономерностям, обусловленным эволюцией грибообразной шляпы плюма [Добрецов, 2005, 2011; Добрецов и др., 2010]. В-четвертых, протерозойские и фанерозойские плюмы всегда включают как закономерный член щелочные и щелочно-ультраосновные комплексы, часто с карбонатами и повышенным или высоким содержанием K, F, Nb, REE. Таких признаков в коматиит-базальтовых сериях не наблюдается.

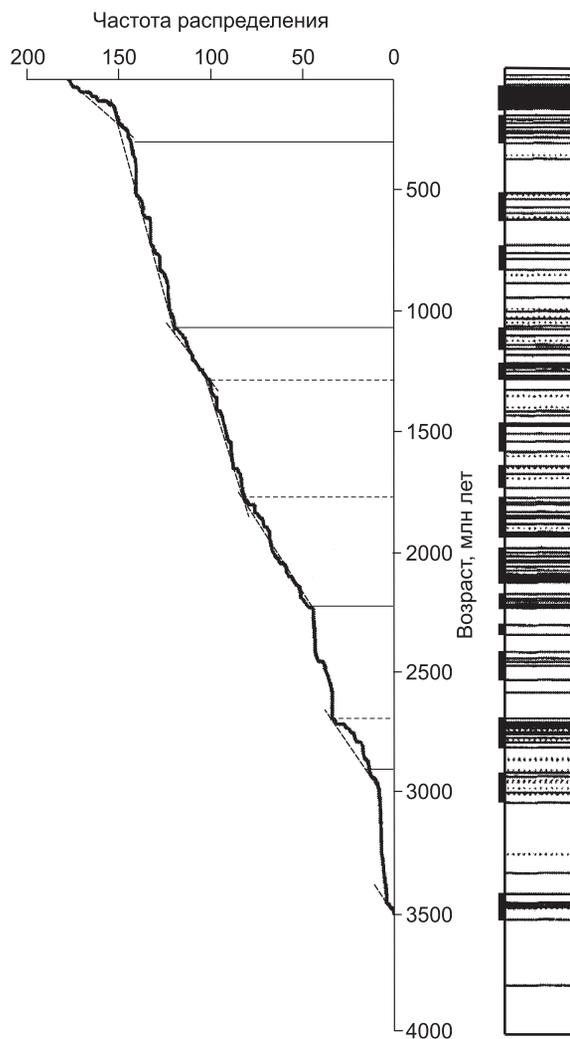
Вместе с тем щелочные и щелочно-ультраосновные комплексы редки или не найдены и в океанических плато, являющихся типичными производными мантийных плюмов и наиболее часто сопоставляемыми с архейскими коматиит-базальтовыми ассоциациями. Стоит напомнить, что коматииты Горгона установлены в меловом Карибско-Колумбийском океаническом плато [Storey et al., 1991; Kerr et al., 1998]. Другие характерные черты постархейских проявлений плюмов на континентах связаны, прежде всего, с наличием мощной субконтинентальной литосферы, которая, согласно Re-Os изотопным данным, фиксируется только с рубежа 3.0 млрд лет.

Таким образом, базальт-коматиитовые серии не похожи на типичные продукты протерозойских и фанерозойских плюмов и могут представлять либо раннюю форму мантийных плюмов, либо особую высокотемпературную форму спредингового магматизма в океанических бассейнах, близких к «горячим» окраинным морям тихоокеанского типа. Горячие глубинные струи с коматиитами можно считать мантийными плюмами, но их линейная форма, изогнутая первоначально или при последующих деформациях, лучше соответствует особой форме горячего спрединга. К этому вопросу мы еще вернемся в разделе «Дискуссия».

На рис. 9 приведено распределение крупных мафит-ультрамафитовых провинций в истории Земли по данным [Ernst, 2007], из которого видно, что массовое появление мантийных плюмов типа КИП зафиксировано с 3 млрд лет, причем повторяются периоды максимального проявления такого магматизма длительностью 120—60 млн лет, разделенные промежутками относительного покоя такой же продолжительности. Всего в диапазоне 3.0—1.0 млрд лет выделяются 14 интервалов интенсивного плюмового магматизма, отмеченных на колонке слева и более крутыми отрезками на кумулятивной кривой: 14 интервалов по 60 или 120 млн лет (в среднем около 70 млн лет) составляют около 1 млрд лет, другой миллиард лет составляют периоды относительного покоя.

Всю историю плюмового магматизма (см. рис. 9) можно разделить на пять интервалов (млрд лет): 1) 4.0—3.0 — редкие проявления плюмов (или плюмов особого типа); 2) 3.0—2.2 — промежуточный режим с выделением четырех интервалов интенсивного плюмового магматизма (~ 3.0, 2.8, 2.5 и 2.35); 3) 2.2—1.0 — наиболее интенсивный плюмовый магматизм, в котором можно выделить 9—10 максимумов; 4) 1.0—0.4 — период относительного затишья или промежуточного режима с двумя максимумами плюмового магматизма (0.82—0.70 и 0.62—0.50); 5) 0.4—0 — интервал интенсивного плюмового магматизма.

Как мы обсудим в дискуссионном разделе, интервалы интенсивного плюмового магматизма могут совпадать с периодами интенсивной конвекции в астеносфере, а этапы промежуточного режима — с этапами перестройки конвекции.



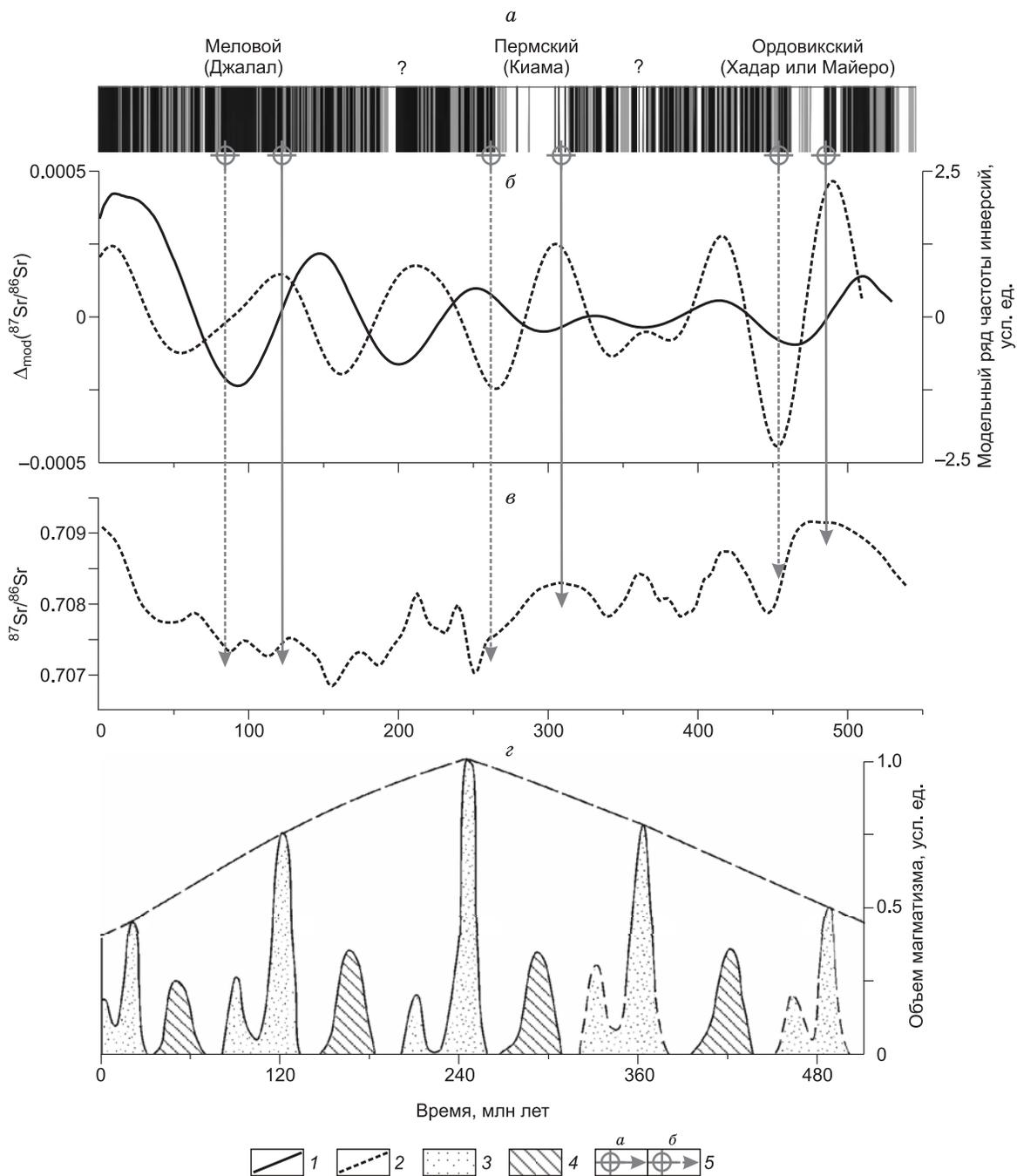


Рис. 10. Сопоставление частоты геомагнитных инверсий, изотопных $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношений в карбонатных осадках и пиков мантийно-плюмового магматизма [Диденко, 2011].

a — шкала магнитной полярности в фанерозое, черный цвет соответствует временным интервалам прямой полярности, белый — обратной полярности; *b* — сопоставление модельных рядов частоты магнитных инверсий (1) и отклонения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (2); *z* — исходный ряд $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$; *z* — основные этапы мантийно-плюмового (3) и коллизионного (4) магматизма [Добрецов, 2005, 2010], границы известных геомагнитных суперхрон (5) — начало (*a*), конец (*b*).

На рис. 10 показаны более детально максимумы мантийно-плюмового магматизма в фанерозое и их корреляция с колебаниями магнитного поля Земли, обусловленными изменениями конвекции в ядре, а также кривая изменения изотопного состава Sr в морских карбонатных осадках [Добрецов, 2005, 2011; Диденко, 2011]. Нижняя мантия относительно слабо проницаема для расплавов, происходит периодический перегрев ядра и пограничной зоны нижней мантии, где накапливаются линзы окисно-карбонатных расплавов. В моменты перегревов конвекция в ядре турбулентная, неустойчивая и сопровождается частыми инверсиями магнитного поля. При массовом подъеме накопившихся расплавов во время пиков

мантийно-плюмового магматизма ядро остывает, конвекция в нем успокаивается, что отражается в снижении числа магнитных инверсий или полном их отсутствии. Эпохи спокойного магнитного поля, называемые суперхронами (меловой — 124—84 млн лет, пермский — 290—240 млн лет, ордовикский — 485—460 млн лет), совпадают с максимумами мантийно-плюмового магматизма [Добрецов, 2005, 2010] (см. рис. 10).

Проверка этой гипотезы путем совместного анализа изменений частоты магнитных инверсий и величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морских карбонатных осадках [Диденко, 2011] показала, что минимумы на кривых $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ предваряются минимумами на кривых частоты магнитных инверсий с задержкой около 12—20 млн лет (в среднем 15 млн лет), что отражает их причинно-следственные связи. Скорость передачи энергии процессов, протекающих на границе ядро—мантия в слое D'' и определявших главную периодичность геологических процессов, оценивается для фанерозоя от 7 до 25 см/год, что близко наблюдаемым горизонтальным скоростям перемещения литосферных плит и оценкам скоростей мантийной конвекции [Диденко, 2011]. С определенной уверенностью можно допустить справедливость этих выводов и для архея с тем отличием, что в нем (и особенно в раннем) скорость этих процессов могла быть и в несколько раз выше.

ДИСКУССИЯ

Изложенные материалы и их анализ позволяют сделать вывод о характере геологических процессов, обусловивших формирование и эволюцию коры и литосферы на протяжении архея.

Главные особенности геодинамики в раннем архее определяются более высокой теплогенерацией в ядре и мантии и, соответственно, более высоким тепловым потоком и иным распределением температуры в мантии. Оценка теплового потока в хаеде составляет $q_H = 500\text{—}600$ мВт/м², в раннем архее — $q_{AR} = 350\text{—}280$ мВт/м². При современном среднем тепловом потоке $q_0 = 56$ мВт/м² это означает, что в хаеде $q_H = 10q_0$ и в раннем архее $q_{AR} = 5q_0$ [Добрецов и др., 2001; Добрецов, 2010, 2011]. Для этих оценок и при разных перепадах T в мантии рассчитаны распределения вязкости ν и числа Рэлея (Ra), определяющие режим конвекции в мантии (рис. 11). При одинаковой ΔT в нижней мантии ($\Delta T = 1500\text{—}2000$ °С) вязкость в раннем архее будет составлять $\nu_{AR1} = 10^{17}$ м²/с и в хаеде — $\nu_H = 10^{16}$ м²/с, что на 2—3 порядка ниже, чем современная $\nu_0 = 10^{19}$ м²/с [Добрецов и др., 2001; Добрецов, 2010].

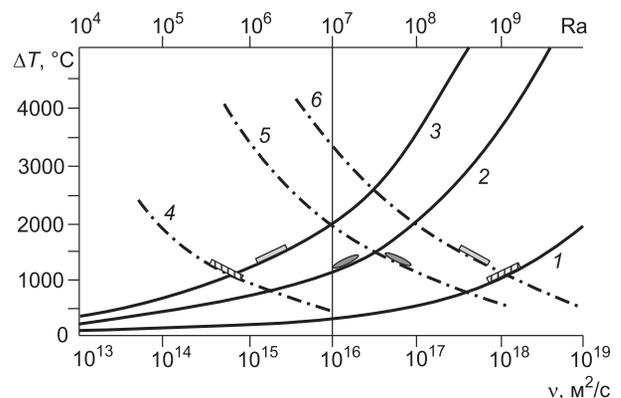
Оценки вязкости в архейской нижней мантии близки к оценке вязкости в астеносфере [Добрецов и др., 2001; Добрецов, 2010]. Это говорит о том, что скачка вязкости на границе верхней и нижней мантии могло не быть, и конвекция могла быть общемантийной [Добрецов, 2010, 2011]. Режим этой конвекции высокотурбулентный, что следует из оценок числа Рэлея — $Ra = 10^7$ в раннем архее и $Ra = 10^8$ в хаеде при современном Ra около $5 \cdot 10^5$ в астеносфере.

Анализ существующих расчетных моделей, приведенный в работе [O'Neil, Debaille, 2014], подтверждает, что специфика геодинамических режимов хаеда и эоархея вызвана высокими теплогенерацией и температурами мантии, обуславливающими ее низкую вязкость, а также низкую прочность плит. Согласно модели [Sizova et al., 2010], увеличение мантйных температур на 200 °С в хаеде в сравнении с современными, что соответствует пятикратному увеличению теплогенерации, приводит к обрыву слэба и прекращению субдукции.

Высокотурбулентный режим конвекции в горячей мантии означает быструю и изменчивую конвекцию с быстроперестраиваемыми конвективными ячейками. Отсюда следует режим малых плит [Хаин, 2003] или микроплит [Минц, 1998], еще точнее малых океанических бассейнов с быстроменяющимися по температуре и местоположению центрами спрединга, а также зонами субдукции, где были характерны «горячие» выплавки с более магнезиальными и менее водными расплавами, чем современные андезиты и адакиты. В центрах спрединга в зависимости от мощности поднимающейся струи и, соответственно, температуры выплавки формировались коматииты или коматиитовые базальты, либо базальты, близкие к MORB. В качестве перво-

Рис. 11. Теплообмен и реология нижней мантии в ранние периоды развития Земли [Добрецов, 2010, 2011].

При разных значениях перепада температуры T в нижней мантии рассчитаны вязкость (ν) при q_0 (1), $5q_0$ (2) и $10q_0$ (3) и числа Рэлея (Ra) при q_0 (4), $5q_0$ (5) и $10q_0$ (6). Прямоугольниками и эллипсами показаны вероятные значения Ra и ν современные (на кривых 1 и 4), для раннего архея (2 и 5) и хаеда (3 и 6).



го приближения, как отмечено, можно взять океанические бассейны и островные дуги юго-западной части Тихого океана. Здесь насчитывается около 16 океанических бассейнов на 20 % площади океанов. В раннем архее их могло быть в 5 раз больше, т.е. 80—100 океанических бассейнов и зон субдукции.

Наиболее ранний этап, включающий хадей и начало эоархея (4.5—3.8 млрд лет), характеризуется, по-видимому, нестабильным геодинамическим режимом. Доступная информация по возрасту и изотопному Lu-Hf составу цирконов свидетельствует о доминировании мафической коры, процессы рециклинга (плавления) которой, вероятно, были связаны с поздней тяжелой бомбардировкой, проявление последней по аналогии с Луной ограничено 3.8 млрд лет. Основной пик возрастов детритовых цирконов из Джек Хиллс (4.2—4.1 млрд лет) [Griffin et al., 2014] совпадает со временем главных импактных событий на Луне (4.2—4.1 и 3.8 млрд лет, по данным [Bottke et al., 2012]). Как уже отмечалось, изотопно-ювенильный (мафический) источник имеют и раннеэоархейские (3.80—3.75 млрд лет) цирконы [Griffin et al., 2014]. Вопрос о наличии коровых сиалических источников для детритовых цирконов этого этапа остается дискуссионным. Реальным доказательством сиалической коры хадейско-эоархейского времени служат только гнейсы комплекса Акоста, в которых доминируют цирконы 4.03—3.94 млрд лет и ксенокристы до 4.2 млрд лет [Iizuka et al., 2009]. Более молодые протолиты среди гнейсов Акоста (3.8—3.6 млрд лет) характеризуются преимущественно отрицательными ϵ_{Hf} , что дает первые свидетельства рециклинга сиалической коры с возрастом ≤ 4.2 млрд лет [Iizuka et al., 2009].

Распространение сиалической коры, представленной породами ТТГ комплексов, фиксируется начиная с 3.8 млрд лет и, судя по изотопным характеристикам цирконов, их формирование было связано преимущественно с плавлением мафических источников с изотопно-ювенильными параметрами на рубежах 3.80—3.75 и 3.4—3.3 млрд лет [Griffin et al., 2014]. Образование пород ТТГ комплексов на протяжении архея, согласно существующим моделям и аналогии с фанерозойскими адакитами, было связано с субдукционными процессами, специфика которых обусловлена повышенным температурным режимом и погружением слэбов с повышенной мощностью океанической коры. Начало масштабного рециклинга сиалической коры фиксируется по изотопным характеристикам цирконов после 3.75 млрд лет, а интенсивность переработки более древней коры нарастает во времени, что выражается в увеличении доли цирконов с $\epsilon_{\text{Hf}} < 0$, периоды рециклинга прерываются импульсами роста континентальной коры на рубежах 3.4—3.3, 2.75 и 2.55 млрд лет [Griffin et al., 2014]. На юго-западе Сибирского кратона по изотопным Lu-Hf параметрам циркона ($\epsilon_{\text{Hf}} \geq 0$) отчетливо проявлен рост сиалической коры, представленной породами ТТГ комплексов Булунского и Онотского блоков Шарыжалгайского выступа на рубеже 3.4—3.3 млрд лет [Туркина и др., 2013], а о рециклинге коры с возрастом до 4.0 млрд лет свидетельствуют неархейские (2.7 млрд лет) детритовые цирконы из метаосадков Онотского зеленокаменного пояса [Туркина и др., 2014].

Большее разнообразие тектонических режимов в архее отражают комплексы зеленокаменных поясов. Представленный выше анализ, по [Щипанский, 2008; Розен и др., 2008] с дополнениями авторов настоящей работы, показывает связь формирования ЗКП с обстановками рифтинга и спрединга; субдукции и мантийно-плюмовыми. Подобный вывод сделан и в работе [Furnes et al., 2015] на основании наиболее полной базы данных для 105 докембрийских зеленокаменных последовательностей. Эти авторы [Furnes et al., 2015] 85 % зеленокаменных комплексов докембрия относят к субдукционно-связанным офиолитам, образованным в задуговых и преддуговых обстановках, с увеличением вклада субдукционных процессов для архейских ЗКП. Несвязанные с субдукцией зеленокаменные отложения отнесены к обстановкам континентального рифтинга, спрединга и плюмовой активности. Это разнообразие магматических комплексов зеленокаменных поясов свидетельствует о действии на протяжении архея различных геодинамических режимов, в ключевых чертах сходных с современными. Вместе с тем, как отмечалось выше при анализе породных ассоциаций ЗКП, типичными для архея являются одновременное существование или быстрая смена тектонических процессов, их специфика, проявленная в более широком развитии мантийно-плюмовых (коматиит-базальтовых) ассоциаций, субдукционных производных бонинитовых и адакитовых серий, смена режима субдукции с пологого на крутой и обратно, что выражается в переменяемости типичных известково-щелочных андезит-дацит-риолитовых и адакитовых ассоциаций, обусловленных более «горячей» мантией и нестационарностью субдукции [Moyen, van Hunen, 2012].

В фанерозойское время подобный характер геодинамического развития проявлен в Индо-Тихоокеанском сегменте, отличающемся взаимодействием ряда океанических и континентальных плит [Lagabriele et al., 1997]. В архее такая геодинамика, по-видимому, была связана с нестационарной и мелкочечной конвекцией, обуславливающей малый размер и нестабильность плит. Все это позволяет рассматривать архейскую тектонику как тектонику малых плит [Хаин, 2003] или протоплейт-тектонику в терминологии [Stern, 2008].

Мезоэоархейский период знаменуется масштабными процессами аккреции океанических и микроконтинентальных плит и островных дуг. Наиболее раннее проявление таких процессов фиксируется

в Юго-Западной Гренландии, где установлено совмещение и метаморфизм отложений зеленокаменных поясов Исуа (палеоархей) и Ивисарток (мезоархей) с палео- и мезоархейскими ТТГ и гранитогнейсами (Амитсок, Исукасия и др.) на рубеже 2.9—2.8 млрд лет, а стабилизацию коры маркирует внедрение неархейских (2.55 млрд лет) гранитов [Friend, Nutman, 2005]. Классическим примером аккреционных процессов в конце неархей является провинция Супериор Канадского щита, представляющая неархейский коллаж мезоархейских и неархейских континентальных, островодужных, преддуговых и океанических фрагментов [Card, 1990]. Предполагается, что глобальное проявление аккреционно-коллизийных процессов в конце неархей привело к формированию крупных континентальных масс и, возможно, первого суперконтинента. Геологическими свидетельствами позднеархейской стабилизации литосферы служат появление первых крупных осадочных бассейнов в неархее, например, на Каапваальском кратоне, и энсиалических зеленокаменных поясов рифтогенной природы (Онотский ЗКП на юго-западе Сибирского кратона) [Туркина, Ножкин, 2008]. Эти данные коррелируют с Re-Os модельными возрастными пиками сульфидов и перидотитовым ксенолитом, которые, согласно модельным возрастам, не дают свидетельств существования субконтинентальной литосферной мантии до 3.4—3.2 млрд лет, но демонстрируют пик модельных возрастов от 2.8 до 2.5 млрд лет, отвечающий событиям деплетирования верхней мантии и, следовательно, стабилизации литосферной мантии [Carlson et al., 2005; O'Reilly, Griffin, 2012; Griffin et al., 2014].

Пока нет оценки возможной добавки в кору метеоритного материала и вещества импакт-триггерных плюмов, индуцированных ударами метеоритов на ранних этапах развития Земли. Нет и обоснованной модели импакт-триггерных плюмов, ибо структуры типа Барбертон, Вредефорт, Куонамская и другие могут наводить на мысль о связи с импактными событиями, но не являются модельными объектами. В статье [Глуховский, Кузьмин, 2015] говорится то о крупных кратерах диаметром 100—300 км, то о крупных куполах и нуклеарах, то об импакт-триггерных плюмах с образованием коматитит-базитовых расплавов в мантии, эндербит-чарнокитовых расплавов в коре и эклогитовых реститов, но нет ни одного примера, поясняющего взаимосвязь этих событий.

Изложенные в данной работе представления об эволюции Земли и геологических процессах в течение хадея и архей базируются на не вызывающем сомнения факте о более «горячей» мантии на раннем этапе и ее остывании во времени. Эти представления не претендуют на полноту и, скорее, отражают текущий и далеко не полный уровень знания о ранней истории Земли. Остается надеяться, что накопление новых геологических и изотопно-геохронологических данных, развитие численных геодинамических моделей в ближайшем будущем позволят сделать картину геологической эволюции Земли более полной и непротиворечивой.

Авторы выражают благодарность за длительное сотрудничество и многократное обсуждение многих названных проблем Н.В. Соболеву, О.М. Розену, а также А.А. Щипанскому и А.Э. Изоху за полезные замечания, высказанные в рецензиях.

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ (гранты 12-05-00557, 15-05-02964).

ЛИТЕРАТУРА

- Авсюк Ю.Н.** Приливные силы и природные процессы. М., Изд-во ОИФЗ РАН, 1996, 188 с.
- Авсюк Ю.Н.** Внеземные движущие силы тектоники // Основные проблемы глобальной тектоники. М., Научный мир, 2001, с. 437—441.
- Богатиков О.А., Гоньшакова В.И., Симон А.К., Фрих-Хар Д.И.** Ранние этапы эволюции магматизма планет земной группы // Геология и геофизика, 1986 (7), с. 28—35.
- Богатиков О.А., Коваленко В.И., Шарков Е.В.** Магматизм, тектоника, геодинамика Земли. Связь во времени и пространстве. М., Наука, 2010, 606 с.
- Борукаев Ч.Б.** Структуры докембрия и тектоника плит. Новосибирск, Наука, 1990, 190 с.
- Боярчук А.А., Рускол Е.Л., Сафронов В.С., Фридман А.М.** Происхождение Луны: спутниковый рой или мегаимпакт? // ДАН, 1998, т. 361, № 4, с. 481—487.
- Витязев А.В., Печерникова Г.В.** Ранняя Земля в тесном окружении молодых звезд // Проблемы происхождения жизни. М., ПИН РАН, 2009, с. 131—157.
- Галимов Э.М.** Проблема происхождения Луны // Основные направления геохимии / Ред. Э.М. Галимов. М., Наука, 1995, с. 8—43.
- Галимов Э.М.** Современное состояние проблемы происхождения системы Земля—Луна // Проблемы зарождения и эволюции биосферы. М., Либроком, 2008, с. 213—222.
- Глуховский М.З.** Ротационный фактор и некоторые проблемы геотектоники и сравнительной планетологии // Геотектоника, 2005, № 6, с. 3—18.
- Глуховский М.З., Кузьмин М.И.** Внеземные факторы и их роль в тектонической эволюции Земли в раннем докембрии // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (7), с. 1225—1249.

Диденко А.Н. О возможной причине квазипериодических колебаний частоты геомагнитных инверсий и величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морских карбонатных породах в фанерозое // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (12), с. 1945—1956.

Добрецов Н.Л. Крупные магматические провинции Азии (250 млн лет): сибирские и эмейшаньские траппы (платобазальты) и ассоциирующие гранитоиды // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (9), с. 870—890.

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

Добрецов Н.Л. Основы тектоники и геодинамики. Новосибирск, Изд-во Новосиб. ун-та, 2011, 492 с.

Добрецов Н.Л., Добрецов Н.Н., Попов Н.В., Добрецова Л.В., Смелов А.П. Минералогия и геохимия коматиитовой серии из Олондинской структуры Витимо-Алданского щита // Геохимия вулканитов разных геодинамических обстановок. Новосибирск, Наука, 1986, с. 34—49.

Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001, 409 с.

Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М. Термохимическая модель пермотриасовых мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометалльных месторождений // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (9), с. 1159—1181.

Добрецов Н.Л., Кулаков И.Ю., Литасов К.Д., Кукарина Е.В. Значение геологии, экспериментальной петрологии и сейсмотомографии для комплексной оценки субдукционных процессов // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (1—2), с. 21—55.

Жарков В.Н. Об истории лунной орбиты // Астроном. Вестник, 2000, т. 34, № 1, с. 3—14.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М., Недра, 1976, 231 с.

Комия Ц. Континентальный рециклинг или истинный континентальный рост // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (12), с. 1927—1994.

Милиц М.В. Архейская тектоника микроплит // Геотектоника, 1998, № 6, с. 3—25.

Попов Н.В., Смелов А.П., Добрецов Н.Н., Богомолова Л.М., Картавченко В.Г. Олондинский зеленокаменный пояс / Ред. Н.Л. Добрецов. Якутск, ЯНЦ СО АН СССР, 1990, 172 с.

Проблемы происхождения жизни / Под ред. А.И. Григорьева, Н.Л. Добрецова, Г.А. Заварзина, А.Ю. Розанова. М., ПИН РАН, 2009, 257 с.

Розен О.М., Щипанский А.А., Туркина О.М. Геодинамика ранней Земли: эволюция и устойчивость геологических процессов. М., Научный мир, 2008, 184 с.

Смелов А.П., Шацкий В.С., Рагозин А.Н., Реутский В.Н., Молотов А.Г. Алмазоносные архейские породы Олондинского зеленокаменного пояса (западная часть Алдано-Станового щита) // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (10), с. 1322—1334.

Туркина О.М. Модельные геохимические типы тоналит-трондьемитовых расплавов и их природные эквиваленты // Геохимия, 2000, № 7, с. 704—717.

Туркина О.М., Ножкин А.Д. Океанические и рифтогенные метавулканические ассоциации зеленокаменных поясов северо-западной части Шарыжалгайского выступа, Прибайкалье // Петрология, 2008, т. 16, № 5, с. 501—526.

Туркина О.М., Капитонов И.Н., Сергеев С.А. Изотопный состав Hf в цирконе из палеоархейских плагиогнейсов и плагиогранитоидов Шарыжалгайского выступа (юг Сибирского кратона) и его значение для оценки роста континентальной коры // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (3), с. 357—370.

Туркина О.М., Сергеев С.А., Капитонов И.Н. U-Pb возраст и Lu-Hf изотопные характеристики детритовых цирконов метаосадков Олотского зеленокаменного пояса (Шарыжалгайский выступ, юг Сибирского кратона) // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (11), с. 1581—1597.

Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии. М., Научный мир, 2003, 348 с.

Хаин В.Е. Об основных принципах построения подлинной глобальной модели динамики Земли // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (6), с. 753—760.

Чумаков Н.М. Периодичность главных ледниковых событий и их корреляция с эндогенной активностью Земли // ДАН, 2001, т. 378, № 5, с. 652—655.

Чумаков Н.М. Роль оледенений в биосфере // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (4), с. 694—702.

Щипанский А.А. Субдукционные и мантийно-плюмовые процессы в геодинамике формирования архейских зеленокаменных поясов. М., Изд-во ЛКИ, 2008, 560 с.

Щипанский А.А., Самсонов А.В., Богина М.М., Слабунов А.В., Бибикова Е.В. Высокомагнезиальные, низкотитанистые кварцевые амфиболиты Хизоваарского зеленокаменного пояса Северной Карелии — архейские метаморфизованные аналоги бонинитов? // ДАН, 1999, т. 365, № 6, с. 817—820.

- Щипанский А.А., Ходоревская Л.И., Конилов А.Н., Слабунов А.И.** Эклогиты Беломорского пояса (Кольский полуостров): геология и петрология // Геология и геофизика, 2012а, т. 53 (1), с. 3—29.
- Щипанский А.А., Ходоревская Л.И., Слабунов А.И.** Геохимия и изотопный возраст эклогитов Беломорского пояса (Кольский полуостров): свидетельства о субдуцировавшей архейской океанической коре // Геология и геофизика, 2012б, т. 53 (3), с. 341—364.
- Abbott D.M., Isley A.E.** Extraterrestrial influences on mantle plume activity // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2002, v. 205, p. 53—62.
- 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 // *Geochem. Cosmochim. Acta*, 2000, v. 64, p. 4205—4225.
- Bayet M., Carlson R.W.** ¹⁴⁷Nd evidence for early (4.53 Ga) global differentiation of the silicate Earth // *Science*, 2005, v. 309, p. 576—581.
- Bickle M.J., Nisbet E.G., Martin A.** Archaean greenstone belts are not oceanic crust // *J. Geol.*, 1994, v. 102, p. 121—138.
- Binder F.B.** The Moon: its figure and orbital evolution // *Geophys. Res. Lett.*, 1982, v. 9, p. 33—36.
- Bottke W.F., Vokrouhlický D., Minton D., Nesvorný D., Morbidelli A., Brassier R., Simonson B., Levison H.F.** An Archean heavy bombardment from a destabilized extension of the asteroid belt // *Nature*, 2012, v. 485, p. 78—81.
- Brown M.** Characteristic thermal regimes of plate tectonics and their metamorphic imprint throughout Earth history // When did plate tectonics begin on Planet Earth? / Eds. K.C. Condie, V. Pease. *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* 440. 2008, p. 97—128.
- Card K.D.** A review of the Superior Province of the Canadian Shield, a product of Archean accretion // *Precam. Res.*, 1990, v. 48, p. 99—156.
- Carlson R.W., Pearson D.G., James D.E.** Physical, chemical and chronological characteristics of continental mantle // *Rev. Geophys.*, 2005, v. 43, RG1001.
- Cavosie A.J., Wilde S.A., Liu D., Weiblen P.W., Valley J.W.** Internal zoning and U-Th-Pb chemistry of Jack Hills detrital zircons: a mineral record of Early Archean to Mesoproterozoic (4348—1576 Ma) magmatism // *Precambrian Res.*, 2005, v. 135, p. 251—279.
- Condie K.C., Aster R.C.** Episodic zircon age spectra of orogenic granitoids: The supercontinent connection and continental growth // *Precambrian Res.*, 2010, v. 180, p. 227—236.
- Condie K.C., Kröner A.** When did plate tectonics begin? Evidence from the geologic record // When did plate tectonic begin on Planet Earth? / Eds. K.C. Condie, V. Pease. *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* 440. 2008, p. 281—294.
- De Wit M.J.** Archean greenstone belts do contain fragments of ophiolites // *Precambrian ophiolites and related rocks* / Ed. T. Kusky. Amsterdam, Elsevier, 2008, p. 599—614.
- De Wit M.J., Hart R.A., Hart R.J.** The Jamestone ophiolite complex, Barberton mountain belt: a section through 3.5 Ga oceanic crust // *J. African Earth Sci.*, 1987, v. 6, p. 681—730.
- Desroches J.-P., Hubert C., Ludden J.H., Pilote P.** Accretion of Archean oceanic plateau fragments in the Abitibi greenstone belt, Canada // *Geology*, 1993, v. 21, p. 451—454.
- Dickey J.D., Bender P.L., Fallar J.E., Newhall R.L., Ricklefs J.G., Ries P.J.** Lunar laser ranging: A continuing Legacy of the Apollo program // *Science*, 1994, v. 265, p. 482—490.
- Drummond M.S., Defant M.J.** A model for trondhjemitic-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons // *J. Geophys. Res.*, 1990, v. 95, p. 21503—21521.
- Ernst R.E.** Mafic-ultramafic Large Igneous Provinces (LIPs): importance of the Pre-Mesozoic record // *Episodes*, 2007, v. 30, p. 108—114.
- Ernst R.E., Buchan K.L., Campbell I.H.** Frontiers in Large Igneous Province research // *Lithos*, 2005, v. 79, p. 271—297.
- Evans D.A.D., Pisarevsky S.A.** Plate tectonics on early Earth: weighing the paleomagnetic evidence // When did plate tectonics begin on Planet Earth? / Eds. K.C. Condie, V. Pease. *Geol. Soc. Amer. spec. paper* 440. 2008, p. 249—264.
- Friend C.R., Nutman A.P.** New pieces to the Archean terrane jigsaw puzzle in the Nuuk region, south west Greenland: steps in transforming a simple insight into a complex regional tectonothermal model // *J. Geol. Soc. London*, 2005, v. 162, p. 147—162.
- Furnes H., De Wit M.J., Staudigel H., Rosing M., Muehlenbachs K.** A vestige of Earth's oldest ophiolite // *Science*, 2007, v. 315, p. 1704—1707.
- Furnes H., Dilek Y., De Wit M.** Precambrian greenstone sequences represented different ophiolite types // *Gondwana Res.*, 2015, v. 27, p. 649—685.
- Goldreich P.** History of the lunar orbit // *Rev. Geophys.*, 1966, v. 4, p. 411—439.

- Griffin W.L., Belousova E.A., O'Neill C., O'Reilly S.Y., Malkovets V., Pearson N.J., Spetsius S., Wilde S.A.** The world turns over: Hadean-Archean crust-mantle evolution // *Lithos*, 2014, v. 189, p. 2—15.
- Gutscher M.-A., Maury R., Eissen J.-P., Bourdon E.** Can slab melting be caused by flat subduction? // *Geology*, 2000, v. 28, p. 535—538.
- Hartman W.K., Davis D.R.** Satellite-size planetesimals and lunar origin // *Icarus*, 1975, v. 24, p. 504.
- Holden P., Lanc P., Ireland T.R., Harrison T.M., Foster J.J., Bruce Z.** Mass-spectrometric mining of Hadean zircons by automated SHRIMP multi-collector and single-collector U/Pb zircon age dating: the first 100.000 grains // *Int. J. Mass Spectrom.*, 2009, v. 286, p. 53—63.
- Holliday A.N.** Hf-W chronometry and inner solar system accretion rates // *Space Sci. Rev.*, 2000, v. 92, № 1—2, p. 355—370.
- Horie K., Nutman A.P., Friend C.R., Hidaka H.** The complex age of orthogneiss protholiths exemplified by the Eoarchean Itsag Gneiss complex, Greenland: SHRIMP and old rocks // *Precambrian Res.*, 2010, v. 183, p. 25—43.
- Iizuka T., Komiya T., Johnson S.P., Kon Y., Maruyama S., Hirata T.** Reworking of Hadean crust in the Acasta gneisses, NW Canada: evidence from Lu-Hf isotope analyses of zircon // *Chem. Geol.*, 2009, v. 259, p. 230—239.
- Isley A.E., Abbot D.N.** Implication of the temporal distribution of high-Mg magmas for mantle plume volcanism through time // *J. Geol.*, 2002, v. 110, p. 151—155.
- Kerr A.C., Tarney J., Nivia A., Marriner G.F., Saunders A.D.** The internal structure of oceanic plateaus: inferences from obducted Cretaceous terranes in western Colombia and the Caribbean // *Tectonophysics*, 1998, v. 292, p. 173—188.
- Kleine T., Munker C., Mezger K., Palme H.** Rapid accretion and early core formation on asteroids and the terrestrial planets from Hf-W chronometry // *Nature*, 2002, v. 418, p. 952—955.
- Koeberl C.** Impact processes on the early Earth // *Elements*, 2006, v. 2, p. 211—216.
- 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, South-West Greenland // *J. Geol.*, 1999, v. 107, p. 515—554.
- Lagabriele Y., Goslin J., Martin H., Thiroit J.-L., Auzende J.M.** Multiple active spreading centers in the hot North Fiji Basin (Southern Pacific): a possible model for Archaean seafloor dynamics? // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1997, v. 149, p. 1—13.
- Marchi S., Bottke W.F., Elkins-Tanton L.T., Bierhaus M., Wuennemann K., Morbidelli A., Kring D.A.** Widespread mixing and burial of Earth's Hadean crust by asteroid impacts // *Nature*, 2014, v. 511, p. 578—582.
- Martin H.** Archean grey gneisses and the genesis of continental crust // *Archean crustal evolution*. Amsterdam, Elsevier, 1994, p. 205—259.
- Martin H., Moyen J.-F.** Secular changes in tonalite-trondhjemite-granodiorite composition as markers of the progressive cooling of Earth // *Geology*, 2002, v. 30, p. 319—322.
- Martin H., Smithies R., Rapp R., Moyen J.-F., Champion D.** An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution // *Lithos*, 2005, v. 79, p. 1—24.
- Maruyama Sh.** Plume tectonics // *J. Geol. Soc. Japan*, 1994, v. 100, № 1, p. 24—49.
- Miller P.A., Wooden J.L.** Trace element and Lu-Hf systematics in Hadean-Archean detrital zircons: implications for crustal evolution // *J. Geol.*, 2012, v. 120, p. 15—29.
- Moorbath S., Allaart J.H., Bridgwater D., McGregor V.R.** Rb-Sr ages of early Archean supracrustal rocks and Amitsok gneisses in Isua // *Nature*, 1977, v. 270, p. 43—45.
- Moyen J.-F.** High Sr/Y and La/Yb ratios: the meaning of the «adakitic signature» // *Lithos*, 2009, v. 112, p. 556—574.
- Moyen J.-F., Martin H.** Forty years of TTG research // *Lithos*, 2012, v. 148, p. 312—336.
- Moyen J.-F., van Hunen J.** Short-term episodicity of Archaean plate tectonics // *Geology*, 2012, v. 40, p. 451—454.
- Nair R., Chacko T.** Role of oceanic plateaus in the initiation of subduction and origin of continental crust // *Geology*, 2008, v. 36, p. 583—586.
- Nebel O., Campbell I.H., Sossi P.A., van Kranendonk M.J.** Hafnium and iron in early Archean komatiites record: a plume-driven convection cycle in the Hadean Earth // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2014, v. 397, p. 111—120.
- Norman N.D., Nemchin A.A.** A 4.2 billion year old impact basin on the Moon: U-Pb dating of zirconolite and apatite in lunar melt rock 67955 // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2014, v. 388, p. 387—398.
- Nutman A.P., Megregor V.R., Friend C.R., Bennett V.C., Kinny P.D.** The Itsag Gneiss Complex of S-W Greenland: the world's most extensive record of early crustal evolution (3900—3600 Ma) // *Precambrian Res.*, 1996, v. 78, p. 1—39.

- O'Neil C.O., Debaille V.** The evolution of Hadean-Eoarchean geodynamics // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2014, v. 406, p. 49—58.
- O'Reilly S.Y., Griffin W.L.** Mantle metasomatism // *Metasomatism and the chemical transformation of rock. Lecture notes in Earth System sciences / Eds. D.E. Harlov, H. Austrheim. Berlin, Heidelberg, Springer-Verlag, 2012, p. 467—528.*
- Peacock S.M., Rushmer T., Thompson A.B.** Partial melting of subduction oceanic crust // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1994, v. 121, p. 224—227.
- Polat A., Hofman A.W.** Alteration and geochemical patterns in the 3.7—3.8 Ga Isua greenstone belt, West Greenland // *Precambrian Res.*, 2003, v. 126, p. 197—218.
- Polat A., Frey R., Appel P.W.U., Fryer B., Dilek Y., Ordonez-Calderon J.C.** An overview of the lithological and geochemical characteristics of the Mesoarchean (ca. 3075 Ma) Ivisartoq greenstone belt, S-W Greenland // *When did plate tectonics begin on Planet Earth? / Eds. K.C. Condie, V. Pease. Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 440. 2008, p. 51—76.*
- Puchtel I.S.** 3.0 Ga Olondo greenstone belt in the Aldan shield, E. Siberia // *Precambrian ophiolites and related rocks / Ed. T. Kusky. Amsterdam, Elsevier, 2004, p. 405—423.*
- Puchtel I.S., Hofmann A.W., Mezger K., Shchipansky A.A., Samsonov A.V.** Oceanic plateau for continental crustal growth in the Archean: a case study from the Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic Shield // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1998, v. 155, p. 57—74.
- Puchtel I.S., Hofmann A.W., Amelin Yu.V., Garbe-Schönberg C.-D., Samsonov A.V., Shchipansky A.A.** Combined mantle plume-island arc model for the formation of the 2.9 Ga Sumozero-Kenozero greenstone belt, SE Baltic Shield: Isotope and trace element constraints // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1999, v. 63, p. 3579—3595.
- 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. 3, p. 891—931.
- Rapp P., Shimuzu N., Norman M., Applegate G.** Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 GPa // *Chem. Geol.*, 1999, v. 160, p. 335—356.
- Rasmussen B., Fletcher I.R., Muhling J.R., Gregory C.J., Wilde S.A.** Metamorphic replacement of mineral inclusions in detrital zircon from Jack Hills, Australia: implications for the Hadean Earth // *Geology*, 2011, v. 39, p. 1143—1146.
- Rino S., Komiya T., Windley B.F., Katayama I., Motoki A., Hirata I.** Major episodic increases of continental crustal growth determined from zircon ages of river sands // *Phys. Earth Planet. Int.*, 2004, v. 146, p. 369—394.
- Rino S., Kon Y., Sato W., Maruyama S., Santosh M., Zhao D.** The Grenville 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.
- Rosing M.T., Rose N.M., Bridgwater T., Thomsen H.S.** Earliest part of Earth's stratigraphic record: A reappraisal of the 3.7 Ga Isua (Greenland) supracrustal sequence // *Geology*, 1996, v. 24, p. 43—46.
- Schoenberg R., Kamber B.S., Collerson K.D., Moorbath S.** Tungsten isotope from 3.8 Ga metasediments for Early meteorite bombardment of Earth // *Nature*, 2002, v. 418, p. 403—495.
- Shchipansky A.A., Samsonov A.V., Bibikova E.V., Babarina I.I., Krylov K.A., Konilov A.N., Slabunov A.I., Bogina M.M.** 2.8 Ga boninite-hosting partial suprasubduction zone ophiolite sequences from the North Karelian greenstone belt, NE Baltic Shield, Russia // *Precambrian ophiolites and related rocks / Ed. T. Kusky. Amsterdam, Elsevier, 2004, p. 425—486.*
- Shirey S.B., Cartigny P., Frost D.J., Keshav S., Nestola F., Nimis P., Pearson D.G., Sobolev N.V., Walter M.J.** Diamonds and the geology of mantle carbon // *Rev. Mineral. Geochem.*, 2013, v. 75, p. 355—421, doi:10.2138/rmg.2013.75.12.
- Sizova E., Gerya T., Brown M., Perchuk L.L.** Subduction styles in the Precambrian: insight from numerical experiments // *Lithos*, 2010, v. 116, p. 209—229.
- Smithies R.H.** The Archaean tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) series is not an analogue of Cenozoic adakite // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2000, v. 182, p. 115—125.
- Sonett C.P., Kvale E.P., Zakharian A., Chan M.A., Demko T.M.** Late Proterozoic and Paleozoic tides, retreat of the Moon and rotation of the Earth // *Science*, 1996, v. 273, p. 100—104.
- Sonett C.P., Chan M.A.** Neoproterozoic Earth — Moon dynamics: rework of the 900 Ma Big Cottonwood Canyon (BCC) tidal laminae // *Geophys. Res. Lett.*, 1998, v. 25, p. 539—542.
- Stern R.J.** Modern-style plate tectonics began in Neoproterozoic time: an alternative interpretation of Earth's tectonic history // *When did plate tectonics begin on Planet Earth? / Eds. K.C. Condie, V. Pease. Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 440. 2008, p. 265—280.*

Storey M., Mahoney J.J., Kroenke L.W., Saunders A.D. Are oceanic plateaus sites of komatiite formation? // *Geology*, 1991, v. 19, p. 376—379.

Varga P. Variation of Earth's rotation speed in geological time-scale: The tidal friction // *The Earth and its rotation*. Heidelberg, Wichmans, 1996, p. 441—474.

When did plate tectonics begin on Planet Earth? / Eds. K.C. Condie, V. Pease. *Geol. Soc. Amer. spec. paper* 440. 2008, 294 p.

Windley B.F. *The evolving continents*. Chichester, John&Sons, 1999, 596 p.

Wood B.J. The formation and differentiation of Earth // *Physics Today*, 2011, v. 64, № 12, p. 40—45.

Рекомендована к печати 29 января 2015 г.

А.Э. Изухом

Поступила в редакцию

26 января 2015 г.