

ГЕОХИМИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД РАННИХ ЭТАПОВ ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМЛИ

УДК 551.71:551.2

МАГМАТИЗМ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ РАННИХ ЭТАПОВ РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ
КАК ОТРАЖЕНИЕ ЕЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ

М.И. Кузьмин¹, В.В. Ярмолюк², А.Б. Котов³, Н.А. Горячев^{1,4}

¹ Институт геохимии им. А.И. Виноградова СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1А, Россия

² Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
119017, Москва, Старомонетный пер., 35, Россия

³ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 199034, Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2, Россия

⁴ Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН,
685000, Магадан, ул. Портювая, 16, Россия

Рассмотрено развитие Земли начиная с ее образования, аккреции, разделения первичного вещества, отвечающего углистым хондритам, на ядро и мантию, образование спутника Земли — Луны в результате столкновения Протоземли с малым космическим телом. Эта часть истории нашей планеты рассмотрена кратко на основе наших ранних публикаций. Далее обсуждается геологическая история Земли, которая начинается с Гадейского эона, 4500—4000 млн лет. Эволюция Земли в этот период определялась постоянными метеоритно-астероидными бомбардировками, в результате которых появилась первая континентальная кора ультраосновного—основного состава, при ее дифференциации образовались небольшие объемы гранитоидной магмы, из которой кристаллизовались цирконы. Метеоритные бомбардировки разрушали создаваемую кору, которая погружалась в мантию, расплавлялась, оставляя тугоплавкие цирконы — показатели геологических условий раннего периода эволюции Земли.

В архее началась общемантийная конвекция, определяющая эндогенную активность Земли. В ряде регионов она происходила в связи с действием долгоживущих глубинных мантийных плюмов, определяющих образование мощной базальт-коматиитовой коры, которая в результате процессов сагдудки погружалась в мантию и служила источником гранитоидных магм тоналит-трондьемит-гранодиоритового (ТТГ) состава. ТТГ ассоциации пород представляют собой сохранившиеся остатки первой коры Земли. В океанах, полностью покрывающих в то время Землю, формировались единственно полезные ископаемые — полосчатые железные руды.

Такая обстановка на Земле, выделяемая как LID-тектоника (тектоника покрывки), совмещенная с тектоникой плюмов, существовала на Земле до начала переходного периода, он ознаменовался рядом новых геологических процессов и к 2.0 млрд лет привел к современной тектонике Земли, которая характеризуется совместным проявлением тектоники плит и тектоники плюмов. Переходный период смены тектонических движений на Земле охарактеризован в статье наиболее полно. Он, очевидно, начался со времени 3.4 млрд лет, когда происходило разделение ядра Земли на внутреннее железное и внешнее жидкое. Такое разделение закончилось 3.1 млрд лет. Примерно на этом рубеже изменился состав континентальных магматических пород ассоциации ТТГ на известково-щелочные вулканические и интрузивные серии. Начиная с 3.4—3.3 млрд лет произошло значительное увеличение типов месторождений полезных ископаемых, среди рудных месторождений главную роль играли благородные и сидерофильные металлы. Только к возрасту 2.0 млрд лет отмечается образование карбонатитов с редкометалльным типом минерализации. Очевидно, время 3.1—2.7 млрд лет характеризуется тектоникой малых плит и проявлением первых элементов субдукции и спрединга, что привело 2.7 млрд лет к появлению первого суперконтинента, отметившего начало суперконтинент-суперплюмовых циклов в геологической истории Земли.

В интервале 2.7—2.0 млрд лет сформировался слой D'' на границе ядро—мантия, ставший терморегулятором температуры восходящих мантийных плюмов, имеющих с этого времени состав толеитовых базальтов. К рубежу 2.0 млрд лет сформировались практически все глубинные оболочки Земли и крупные мантийные провинции с пониженными скоростями сейсмических волн, названные нами «горячими полями мантии», в пределах которых происходит образование океанических вулканических островов, сложенных базальтами EM-1 и EM-2. Произошло разделение верхней, деплетированной и нижней мантии. Со времени 2.0 млрд лет начался период взаимодействия всех оболочек Земли, свойственного современной эндогенной активности Земли.

Эволюция Земли, тектонические процессы, формирование оболочек Земли.

MAGMATISM AND METALLOGENY OF THE EARLY EARTH AS A REFLECTION OF ITS GEOLOGIC EVOLUTION

M.I. Kuzmin, V.V. Yarmolyuk, A.B. Kotov, and N.A. Goryachev

The paper is focused on the evolution of the Earth starting with the planetary accretion and differentiation of the primordial material (similar in composition to CI chondrites) into the core and mantle and the formation of the Moon as a result of the impact of the Earth with a smaller cosmic body. The features of the Hadean eon (ca. 4500–4000 Ma) are described in detail. Frequent meteorite–asteroid bombardments which the Earth experienced in the Hadean could have caused the generation of mafic/ultramafic primary magmas. These magmas also differentiated to produce some granitic magmas, from which zircons crystallized. The repeated meteorite bombardments destroyed the protocrust, which submerged into the mantle to remelt, leaving refractory zircons, indicators of the Early Earth's geologic conditions, behind.

The mantle convection that started in the Archean could possibly be responsible for the Earth's subsequent endogenous evolution. Long-living deep-seated mantle plumes could have promoted the generation of basalt–komatiitic crust, which, thickening, could have submerged into the mantle as a result of sagduction, where it remelted. Partial melting of the thick crust, leaving eclogite as a residue, could have yielded tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG) melts. TTG rocks are believed to compose the Earth's protocrust. Banded iron bodies, the only mineral deposits of that time, were produced in the oceans that covered the Earth.

This environment, recognized as LID tectonics combined with plume tectonics, probably existed on the Earth prior to the transitional period, which was marked by a series of new geologic processes and led to a modern-style tectonics, involving plate tectonics and plume tectonics mechanisms, by 2 Ga. The transitional period was likely to be initiated at about 3.4 Ga, with the segregation of outer and inner cores, which terminated by 3.1 Ga. Other rocks series (calc-alkaline volcanic and intrusive) rather than TTGs were produced at that time. Beginning from 3.4–3.3 Ga, mineral deposits became more diverse; noble and siderophile metal occurrences were predominant among ore deposits. Carbonatites, hosting rare-metal mineralization, could have formed only by 2.0 Ga. From 3.1 to 2.7 Ga, there was a period of “small-plate” tectonics and first subduction and spreading processes, which resulted in the first supercontinent by 2.7 Ga. Its amalgamation indicates coupling of super-plume–supercontinent cycles.

Between 2.7 and 2.0 Ga, a D'' layer formed at the core–mantle interface. It became a kind of thermal regulator to keep the constant temperature of the ascending already tholeiitic mantle plume magmas. All deep-seated layers of the Earth and large low-velocity shear provinces, called mantle hot fields, partially melted enriched EM-I and EM-II mantles, and the depleted recent asthenosphere mantle, which is parental for midocean-ridge basalts, were finally generated by 2 Ga. Therefore, an interaction of all Earth's layers began from that time.

Earth's evolution, tectonic processes, formation of the Earth's shells

ВВЕДЕНИЕ

Земля обладает рядом замечательных особенностей, которые она приобрела в ходе своего геологического развития: ее ядро, мантия и литосфера, разделенная на активно взаимодействующие плиты, атмосфера, гидросфера и биосфера. Наша планета обладает рядом важных особенностей, которые позволили ей стать колыбелью человечества. Многие из них, а именно: размеры и масса, близкая к круговой орбите, магнитное поле, наличие атмосферы и гидросферы, Земля получила во время формирования Солнечной системы [Goldblatt et al., 2010; Батыгин и др., 2016], а другие приобрела в ходе своей геологической истории, насчитывающей 4.5 млрд лет [Кузьмин, Ярмолюк, 2016а, 2017]. При этом наиболее значительные изменения в эндогенной активности Земли, сопровождавшиеся вещественной дифференциацией ее верхних твердых оболочек, расширением разнообразия проявлений магматических и рудообразующих процессов, произошли благодаря действию таких механизмов, как тектоника покрывки (LID-tectonics), тектоника плюмов и тектоника литосферных плит. С началом функционирования тектоники литосферных плит на Земле разделились континенты и океаны как структуры, различающиеся по строению и возрасту коры, значительно увеличилось содержание кислорода в атмосфере, обеспечившее развитие жизни, а также существенно увеличился спектр разнообразных месторождений полезных ископаемых, необходимых для развития цивилизации. Однако вопросы о том, как, когда и почему этот геодинамический механизм был «запущен», до сих пор остаются предметом острых дискуссий. Как в свое время правильно отметил Р. Штерн [Stern, 2008], без этих знаний, мы не сможем понять эволюцию геодинамических систем в истории Земли и реконструировать главные тектонические процессы на ранних этапах ее развития и определить причины, которые привели к их «перерождению» в тектонику плит.

Неслучайно вопросы о характере эндогенных процессов, которые доминировали на ранних этапах эволюции Земли, а начали проявляться при тектонике плит, давно обсуждаются на международных конференциях и в специальных выпусках международных геологических журналов. В 2008 г. был опу-

бликован специальный выпуск журнала «Geological Society of America» (v. 440, Spes. Paper), в котором рассматривается вопрос «Когда началась на Земле тектоника плит?». В статье, из этого выпуска, К. Конди (K.C. Condie) пишет: «Невероятно, чтобы тектоника плит на Земле как единое глобальное событие появилось точно в определенное время. Более вероятно, что она началась локально, постепенно становясь широко распространенной от раннего к позднему архею» [Condie, Kroner, 2008]. Существуют и альтернативные представления. Например, С. Маруяма и Эбисузаки [Maruyama, Ebisuzaki, 2017] предложили новую модель происхождения Земли (ABEL), согласно которой, появление тектоники плит относится к рубежу 4.37—4.20 млрд лет.

В связи с этим возникает необходимость дальнейшего обсуждения вопросов о том, когда и каким образом происходила смена стиля эндогенных процессов на Земле, как она отразилась на строении верхних оболочек Земли, магматизме и рудной продуктивности. Этой проблеме посвящена наша статья, материалы которой обсуждались на конференции, посвященной 100-летию первого директора Института геохимии СО РАН, академика Л.В. Таусона.

В более ранних работах [Кузьмин и др., 2011; Кузьмин, Ярмолюк, 2016а, 2017] мы рассматривали эти вопросы на основе результатов изучения магматических пород, образование которых теснейшим образом связано с геодинамическими режимами зарождения магм. В данной статье мы рассмотрим проблему термальной эволюции Земли — каким образом ее остывание определяло глобальные изменения в ней. Это действительно важная проблема, так как, по мнению многих геологов [Korenaga, 2006; Condie, 2011], именно эти процессы лежат в основе изменения эндогенной активности Земли и, соответственно, изменения состава и способов образования магматических горных пород, формирования различных типов месторождений полезных ископаемых в разные эпохи ее эволюции. Главное внимание мы уделили переходному периоду, определившему смену геологических процессов, свойственных ранней Земле, процессам, которые в конечном итоге привели к формированию структур и магматических пород, определяющих ее современный облик и доступных для непосредственного изучения. Вполне понятно, что решение всех этих вопросов — дело далекого будущего. Однако обсуждение их позволяет наметить некоторые пути их решения и тем самым приблизиться к разработке новой парадигмы геологии, охватывающей всю историю Земли.

РАННИЕ ХАОТИЧНЫЙ И ГАДЕЙСКИЙ ЭОНЫ — НАЧАЛО ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Общая характеристика этих эонов приведена в [Кузьмин, Ярмолюк, 2016б, 2017]. Поэтому здесь мы только напомним, что известно об этом периоде истории нашей планеты.

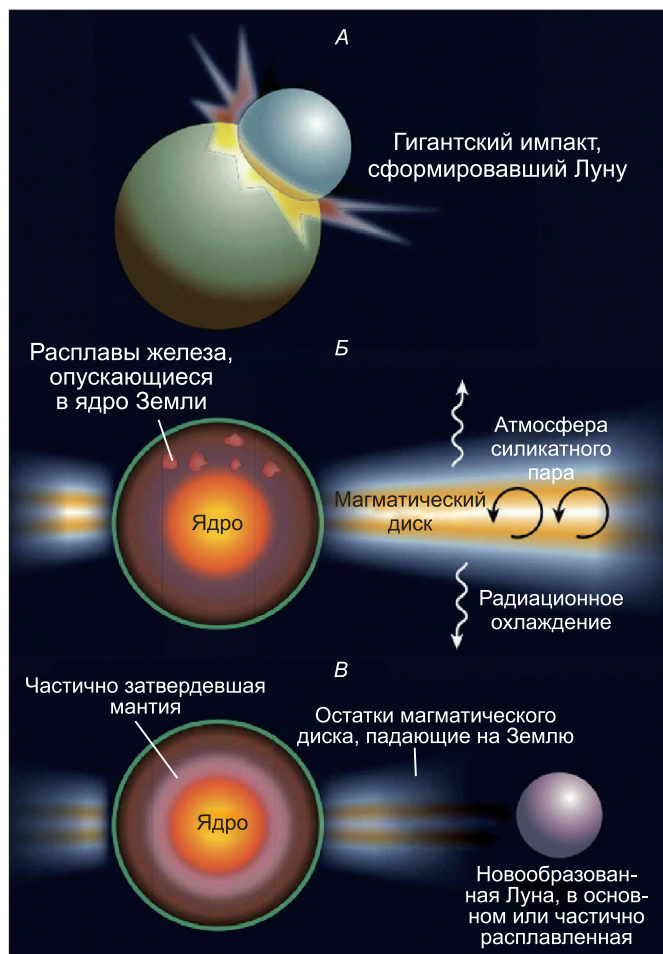
В Хаотичный эон началась аккреция Земли, строительным материалом которой были углистые хондриты, их состав сопоставим с составом Солнца и солнечной туманности, но отличается меньшим количеством летучих компонентов [Wood, 2011]. Уже через 11 млн лет после начала формирования масса Земли соответствовала 63% ее современной, а через 30 млн лет достигла 93% [Wood, 2011]. Почти одновременно с процессами аккреции началась дифференциация материала Земли, его разделение на железное ядро и силикатную мантию. На основе изучения короткоживущей изотопной системы $^{182}\text{Hf} \rightarrow ^{182}\text{W}$ разработана модель, согласно которой через 20 млн лет большая часть ядра Земли уже образовалась [Wood, Halliday, 2010], а приблизительно через 34 млн лет после начала аккреции ядро сформировалось практически полностью [Костицын, 2012].

Важное событие в истории Земли произошло на рубеже 30 млн лет после начала эволюции Солнечной системы. В это время масса Земли была близка к современной. Она обладала ядром и мантией, а также атмосферой, подобной атмосфере Венеры. Участие летучих при формировании планет земной группы было обеспечено планетами-гигантами (Сатурном и Юпитером), которые в результате дрейфа по Солнечной системе, спровоцировали поступление в ее внутреннюю зону большого количества «строительного» материала для планет земной группы (Венеры и Земли), среди которого преобладали ледяные метеориты [Батыгин и др., 2016].

Около 30 млн лет после зарождения Земли произошло образование ее спутника — Луны. Наиболее реальная модель образования Луны предполагает катастрофическое столкновение Земли с космическим телом Тейя (Theia) [Condie, 2011]. На рис. 1 приведена возможная модель столкновения этого космического тела с Землей, масса которого составляла 0.14 массы Земли, а скорость столкновения 5 км/с. Силикатная часть этого тела вместе с мантией Земли перешли в расплавно-пылевое облако, сформированное вследствие импакта, а железное ядро Тейя соединилось с ядром Земли. На Земле после столкновения существовал, как полагают, магматический океан глубиной до 700 км [Condie, 2011]. На периферии расплавно-пылевого импактного облака происходило формирование Луны, породы которой несколько обогащены некоторыми тугоплавкими элементами и имеют дефицит сидерофильных элемен-

Рис. 1. Модель образования Луны [Condie, 2011].

А — столкновение гипотетической планеты Тейя с Землей. *Б* — формирование около Земли расплавно-пылевого диска, вытянутого в направлении места образования Луны. *В* — образование Луны на периферии расплавно-пылевого диска, кристаллизация мантийного магматического океана Земли.



тов, основная часть которых находится в ядре Земли. Летучие компоненты атмосферы Земли были «притянуты» к ней после остывания магматического океана.

После образования Луны Земля на протяжении полумиллиарда лет продолжала подвергаться бомбардировке крупными астероидами. Этот период ее истории, начавшийся 4.5 млрд лет назад и завершившийся окончанием интенсивной астероидной бомбардировкой около 4 млрд лет назад, выделяется как Гадейский эон [Goldblatt et al., 2010]. Причиной последней тяжелой метеоритной бомбардировки Земли и прекращения постоянных бомбардировок явилось, как считают [Батыгин и др., 2016], стабилизация планет-гигантов на своих орбитах на периферии Солнечной системы.

Основанием для суждений о характере геологических процессов Гадея послужили детритовые цирконы с возрастaми от 4.0 до 4.4 млрд лет, обнаруженные в метаосадочных породах обнажения Джек Хиллс (Jack Hills) в Западной Австралии [Myers, 1988]. Для этих цирконов характерны содержания Hf — 0.86–1.30 мас.%; Zr/Hf — 30–57, фракционированное распределение РЗЭ, а также положительная Ce и отрицательная Eu аномалии [Maas et al., 1992]. В них присутствуют включения калиевого полевого шпата, кварца, плагиоклаза, монацита и апатита. Все это позволило сделать заключение о гранитоидном составе их источника и предложить модель формирования небольших объемов гранитных расплавов в результате дифференциации гадейских коматиитовых и базальтовых магм [Nebel et al., 2014; Кузьмин, 2014]. Однако постоянные метеоритные бомбардировки в Гадее приводили к уничтожению новообразованной континентальной коры, которая погружалась в мантию и расплавлялась. При этом в мантии могли сохраняться отдельные тугоплавкие кристаллы древних цирконов, которые с новыми порциями основных мантийных магм поступали на верхние горизонты Земли. Дифференциация этих магм приводила к образованию новых малых объемов гранитоидных расплавов, из которых кристаллизовались цирконы, содержащие в виде ядер цирконы более раннего гадейского времени [Nebel et al., 2014]. Детальные геохронологические исследования древнейших детритовых цирконов из метаосадочных пород района Джек Хиллс показали, что их возраст в среднем составляет 4.25 млрд лет [Holden et al., 2009; Nebel et al., 2014]. По-видимому, эта оценка возраста соответствует главному корообразующему событию Гадейского эона.

Несмотря на интенсивную бомбардировку Земли, которая, как отмечалось, закончилась на рубеже 4.0—3.9 млрд лет, небольшой остаток первичной коры Гадейского эона сохранился в Нуввуагитугском (Nuvvuagittuq) зеленокаменном поясе на северо-восточном побережье Гудзонского залива в Канаде [O’Neil et al., 2012]. Его центральная часть (серия Уяраалук (Ujaraaluk)) сложена основными и ультраосновными вулканическими и интрузивными породами, возраст которых составляет около 4400 млн лет (рис. 2). Другими словами, эти породы можно рассматривать как фрагменты древнейшей коры Земли, которая сформировалась после гигантского импакта, приведшего к образованию Луны.

Среди пород Нуввуагитугского зеленокаменного пояса в пределах участка Идивхаа (Idiwhaa) обнаружены гадейские тоналиты с возрастaм 4.03 млрд лет [Reimink et al., 2014]. В отличие от архейских тоналитов ассоциации ТТГ, они характеризуются распределением РЗЭ (рис. 3), соответствующим их обра-

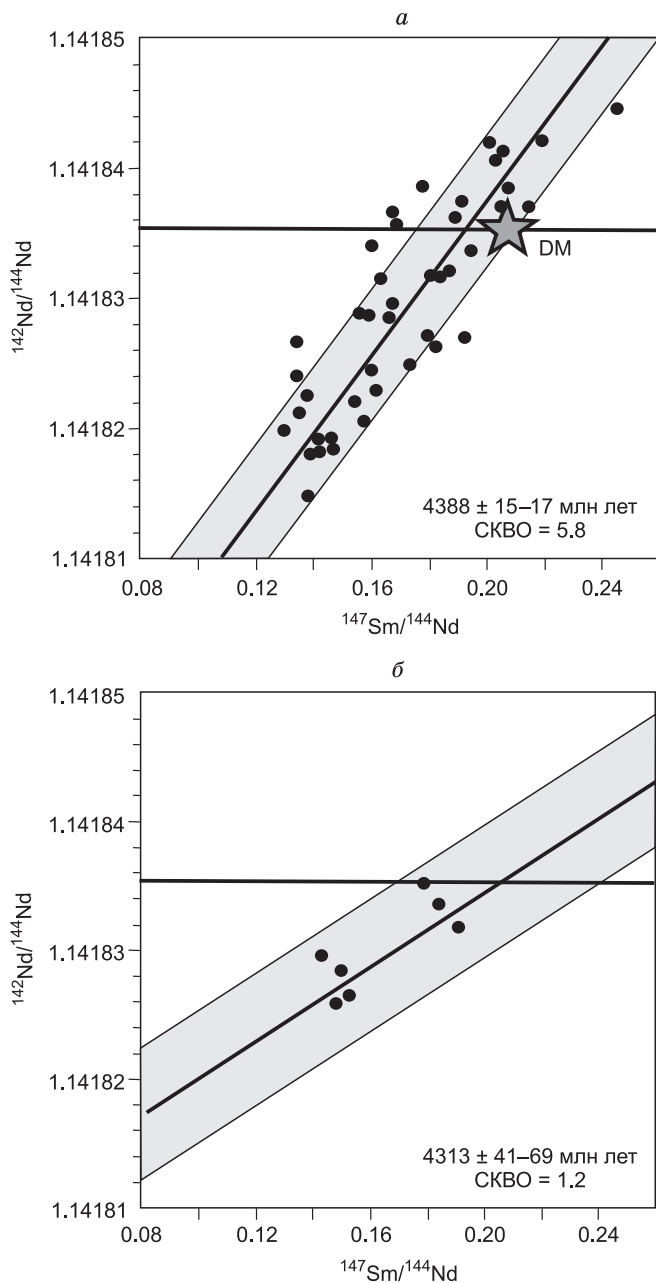


Рис. 2. Возраст ультраосновных и основных пород серии Уяраалук (Ujaraaluk) (а) Нуввуагитугского (Nuvvuagittuq) (б) зеленокаменного пояса Канады [O’Neil et al., 2012].

зованию на небольших глубинах при частичном плавлении базитовой коры в присутствии плагиоклаза.

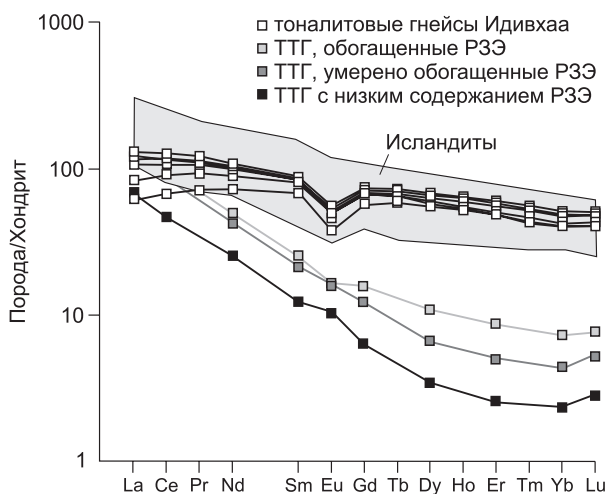
Гранитоиды Гадея, очевидно, формировались в довольно широком интервале времени. В архейских ТТГ (3.9 млрд лет), ассоциируемых с описанными выше тоналитами с возрастом 4.03 млрд лет [Reimink et al., 2014], найдены ксенокристаллы цирконов с возрастом 4.2 млрд лет [Iizuka et al., 2006]. Следовательно, магма, давшая начало архейским породам ТТГ серии, формировалась в магматическом резервуаре, в котором сохранялись цирконы гадейского возраста. Возможно, это был частично расплавленный остаток гадейской коры, погруженный в мантию в результате метеоритной бомбардировки. Важно подчеркнуть, что гадейские цирконы в виде ксенокристаллов отмечаются в породах различных кратонов [Iizuka et al., 2006; Кузьмин и др., 2016; Bauer et al., 2017; Глуховский и др., 2017], что говорит об изначально планетарном распространении гадейской континентальной коры на Земле.

Тоналиты Гадея участка Идивхаа в какой-то степени сопоставимы с исландскими гранитоидами, формирующимися в срединно-океанической рифтовой зоне, которая «подпитывается» Исландским мантийным плюмом [Reimink et al., 2014]. Такое сопоставление позволяет полагать, что в конце Гадея, благодаря последней интенсивной метеоритной бомбардировке Земли, мантия в значительной степени охладилась. В связи с этим началась общемантийная конвекция, которую обеспечивали крупные мантийные плюмы, подогреваемые высокотемпературным полем ядра.

АРХЕЙСКИЙ ЭОН

Наиболее важные геологические события Архейского эона связаны с общемантийной конвекцией, которая началась в конце Гадея и определила дальнейшую эндогенную эволюцию Земли. Большая часть сохранившихся фрагментов древнейшей континентальной коры представлена породами то-

Рис. 3. Распределение редкоземельных элементов в тоналитовых гнейсах участка Идивхаа (Idiwhaa) с возрастом 4.03 млрд лет (конец Гадейского эона) и в породах типичных архейских ТТГ ассоциаций (три нижних графика) [Reimink et al., 2014].



налит-грандьеит-гранодиоритовой ассоциации (ТТГ) [Condie, 2011]. Геохимические и изотопно-геохимические особенности ТТГ позволяют предполагать, что исходные для них расплавы в большинстве случаев образовались при плавлении базальтов в условиях высоких давлений в поле устойчивости граната [Reimink et al., 2014]. Такие условия могут быть реализованными не только при плавлении океанической коры в зоне субдукции с повышенным геотермическим градиентом [Martin, 1994], но и при плавлении метабазитового или плагингнейсового субстрата в основании утолщенной коры [Bauer et al., 2017; и др.]. При этом повышенные содержания некогерентных элементов в исходных базальтах позволяют сопоставлять архейские ТТГ с островодужными породами фанерозойского возраста. В целом можно полагать, что мантийные основные и ультраосновные магмы, связанные с архейскими плюмами, были ответственными за образование мощной базальтоидной коры. Мы полагаем, что в раннем архее преобладал другой механизм вследствие того, что мантийные основные и ультраосновные магмы архейских плюмов были ответственными за образование мощной базальтоидной коры, под тяжестью которой происходило ее прогибание и погружение базальтоидов в мантию. Этот процесс получил название «сагдукции» (от английского слова sag — прогиб) и был связан с вертикальными движениями [Хаин, 2003].

Модель сагдукции, основанная на детальном изучении одного из зеленокаменных поясов провинции Сьюпериор (Superior) в Канаде, который сложен базальтами, коматиитами и ассоциирующими с ними ТТГ, подробно рассмотрена в работе [Bédard, 2006] (рис. 4). Ее суть такая: базальтоидные вулканические серии коры повышенной мощности интрузируются коматиитовыми магмами, генерируемыми поднимающимся плюмом. Тепло, привнесенное ими в кору, вызывает частичное плавление метабазальта, а тугоплавкий остаток — рутиловый эклогит и вебстерит. Продуктами частичного плавления являются тоналитовые магмы, которые поднимались вверх и образовывали крупные внутрикоровые линзы. Последующие воздействия плюма на кору вовлекают их в плавление. В результате появлялись все более кислые расплавы — вплоть до гранодиоритов.

Формирование древних (3.9–3.8 млрд лет) пород серии ТТГ происходило за счет гадейской континентальной коры. Исследования, доказывающие участие погруженных в мантию фрагментов гадейской коры в формировании ТТГ, были проведены А. Бауэром с коллегами [Bauer et al., 2017], изучивших Lu–Hf и U–Pb изотопные системы в цирконах ТТГ ассоциации серии Акаста (Acasta, Канада). Они продемонстрировали, что породы ТТГ этой серии по отношению $^{177}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ относятся к двум группам (0.015 и 0.022), а по U–Pb возрасту к пяти группам: 3.96–3.94 (группа А), 3.74–3.72 (В), 3.66–3.58 (С),

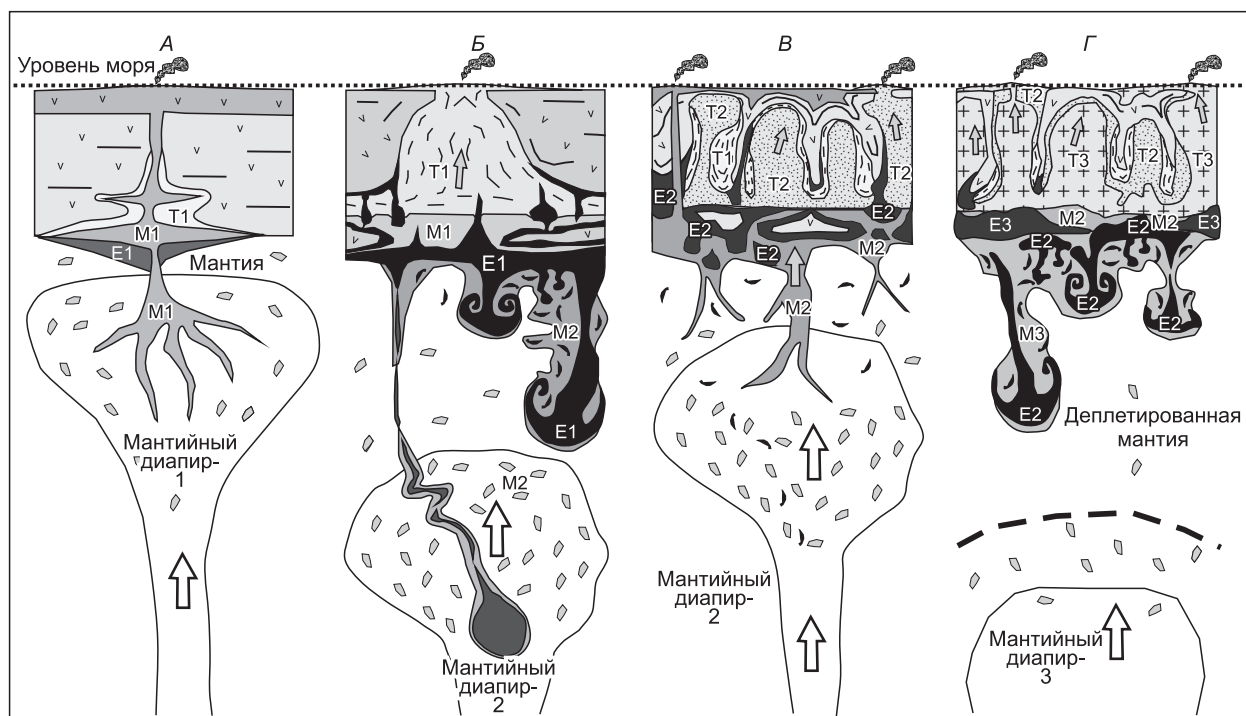


Рис. 4. Модель сагдукции, объясняющая формирование пород ТТГ ассоциаций с возрастом 3.9—3.1 млрд лет [Bédard, 2006].

Объяснения см. в тексте.

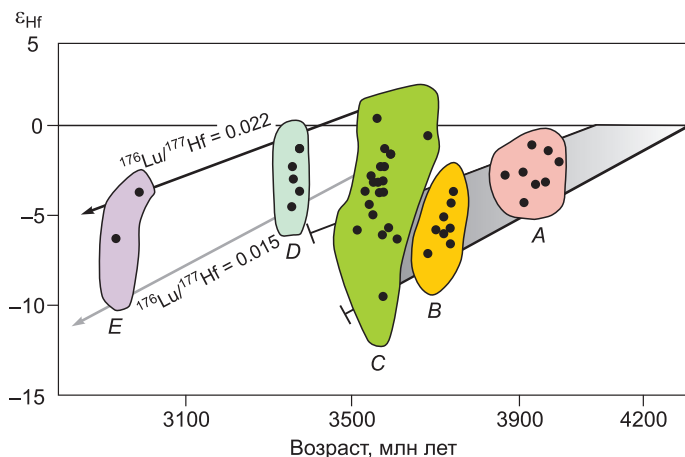


Рис. 5. Диаграмма ϵ_{Hf} —возраст для ТТГ гнейсов серии Акаста (Acasta) (Канада) с возрастом 3.9—3.4 млрд лет [Bauer et al., 2017].

Объяснения см. в тексте.

3.4 (D) и 2.9 (E) млрд лет (рис. 5). Как показано [Bauer et al., 2017], эти группы пород, очевидно, связаны с двумя разновозрастными магматическими протолитами гадейского возраста. Породы группы A, B и частично C (нижняя часть этой группы на рис. 5), связаны с гадейской субхондритовой составляющей с соотношением $^{177}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ — 0.015, а

вторая группа D и E, и верхняя часть группы C субхондритовой составляющей с отношением $^{177}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$, равным 0.022. Как считают авторы статьи [Bauer et al., 2017], это связано, очевидно, с разной глубиной «захоронения» разновременных остатков гадейской коры, провалившихся в мантию в результате метеоритных бомбардировок. Эта гадейская кора расплавлялась и смешивалась с мантийным материалом, поставляемым глубинными плюмами, который служил в дальнейшем источником для магм, давших начало архейским породам серии ТТГ. В рассматриваемой работе авторы исследовали по аналогичной методике архейские породы Гренландии и Центральной Африки, для которых они установили близкие возрастные группы, связанные с несколько различными субхондритовыми соотношениями изотопов Lu/Hf. Данные наблюдения свидетельствуют о широком распространении гадейской коры на Земле. Ее погруженные в мантию остатки принимали участие в формировании архейских пород серии ТТГ.

Формирование ранней архейской континентальной коры, по-видимому, происходило при вездущем участии долгоживущих мантийных плюмов, которые наращивали базальт-коматиитовую кору в зонах выхода мантийных плюмовых магм. Это выход на поверхность Земли глубинных мантийных магм, но это не океаническая кора. В процессе ее (базальт-коматиитовой коры) погружения и частичного плавления эклогитизированных пород формировалась первая сохранившаяся континентальная кора гранитоидного состава, представленная породами ТТГ.

В настоящее время древнейшие архейские кратоны, сложенные породами ТТГ расположены в различных частях поверхности Земли. Они известны в Австралии, Южной Африке, Гренландии, источником первичной магмы, из которой формировались породы ассоциации ТТГ, слагающие эти кратоны, служила гадейская протокора, т.е. места захороненной гадейской коры также расположены далеко друг от друга. Трудно представить, что в удаленных друг от друга различных местах на поверхности планеты существовали в гадее условия, определяющие точечную бомбардировку, а в архейское время в этих же точках происходил подъем глубинных мантийных плюмов. С другой стороны, можно предположить, что на Земле в гадейско-архейское время существовало единое пространство, имеющее более высокий рельеф поверхности, которое постоянно притягивало падающие космические тела, а затем в архее в районах этой поверхности поднимались глубинные мантийные плюмы. Именно на этом участке происходила переработка коматиит-базальтовых плюмовых магм в породы ассоциации ТТГ. Мы обсуждали этот вопрос в нашей работе [Кузьмин и др., 2016]. Ранее [Глуховский и др., 1994] на основании мощного мантийного апвеллинга, образованного под действием центробежных ротационных сил и приливной энергии Луны, которая в ранней стадии эволюции Земли располагалась на расстоянии порядка трех радиусов от Земли [Глуховский, Кузьмин, 2015], в районе экватора мог формироваться древний «суперконтинент», вернее часть поверхности Земли. Здесь происходило излияние глубинных мантийных магм, благодаря которым формировалась повышенная мощность архейской базальт-коматиитовой коры, и она под действием тяжести погружалась в мантию, а в результате процессов сагдукции перерабатывалась в ассоциацию пород ТТГ. Подтверждением существования такой гипсометрически более высокой поверхности в районах экватора служат данные по планетам земной группы — Венере и Марсу [Wipple, 1990; Глуховский, Кузьмин, 2015], развитие которых закончилось на стадиях, сопоставимых по времени с гадейскими-раннеархейскими стадиями эволюции Земли. На Венере, как и на Земле, к экваториальной зоне приурочены положительные аномалии геоида. Возможно, именно в этой части Земли, формировалась сохранившаяся континентальная кора, представленная ассоциацией пород ТТГ, образованных в процессе переработки утолщенной коматиит-базальтовой архейской коры под влиянием процессов сагдукции. Мы понимаем, что данное предположение требует дальнейшего исследования и проработки.

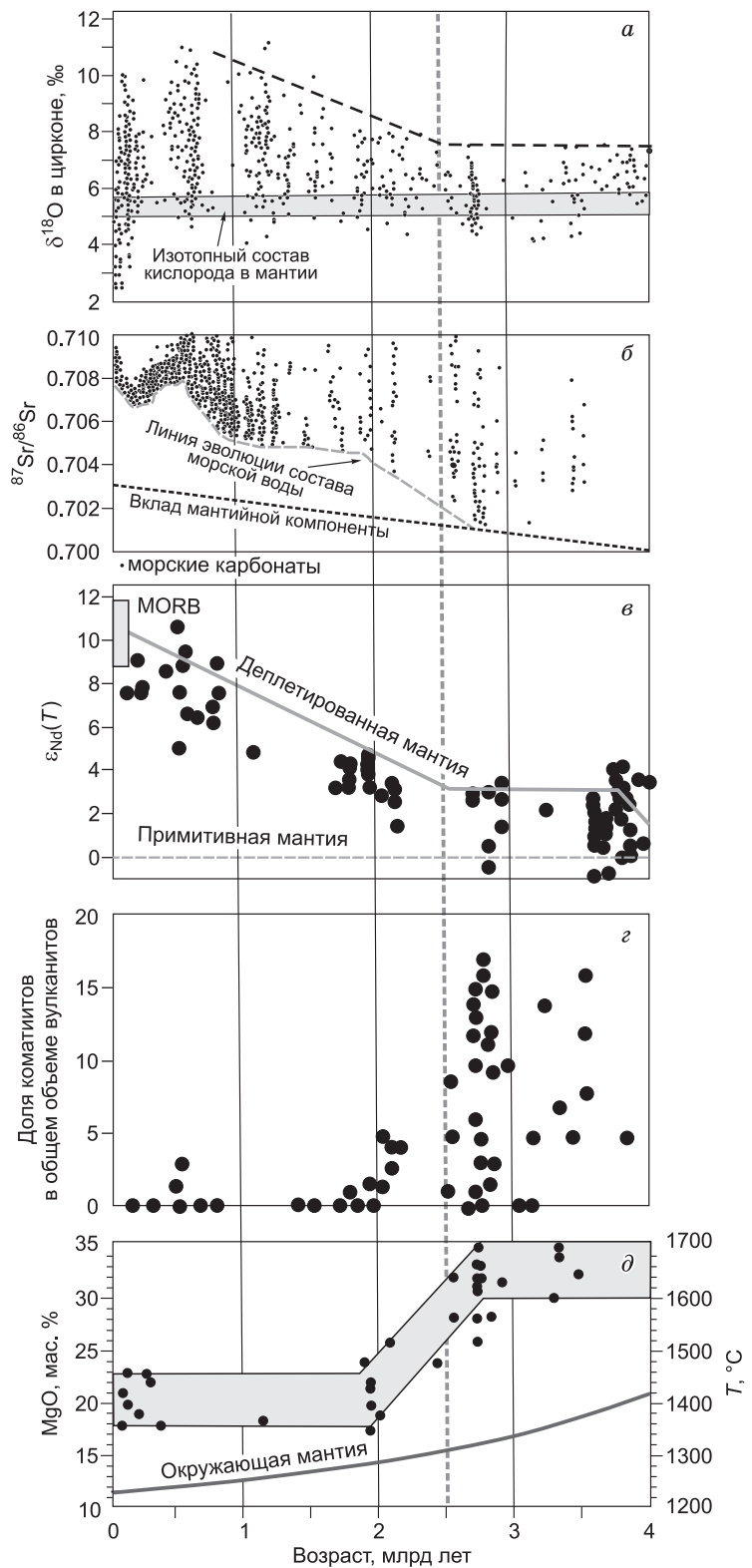
Рис. 6. Вариации некоторых изотопных и геохимических параметров, характеризующих эволюцию состояния Земли и ее мантийных слоев.

a — вариации изотопного состава кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) в цирконах (кристаллические и осадочные породы) [Valley et al., 2005; Condie, 2011]; *b* — вариации изотопного состава стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) в морской воде [Кузьмин, Ярмолюк, 2016 и ссылки в ней]; *в* — вариации изотопного состава неодима в магматических породах конвергентных границ и зеленокаменных поясов [Condie, 2011]; *г* — изменение доли коматитов в составе магматических поясов [Кузьмин, Ярмолюк, 2016 и ссылки в ней]; *д* — вариации содержания MgO в коматитах, связанных с остыванием мантии [Campbell, Griffiths, 2010].

Можно полагать, что в архее большая часть поверхности планеты была представлена породами основного состава. Поступления основных магм на поверхность Земли вызывали, скорее всего, горизонтальное перемещение коры. Один из вариантов такого механизма предложил Дж. Бедард [Bédard, 2018]. Они высказали предположение, что выход мантийных плюмовых магм был связан с протяженными линейными структурами, которые «возвышались» над остальной поверхностью благодаря разогретому глубинному веществу в их основании. Охлажденный материал на их склонах «сползал» в стороны. Однако эти поверхностные пластины являлись относительно легкими и горячими для того, чтобы погрузиться в мантию. Поэтому в местах столкновения таких плит происходило их коробление и «торошение». В дальнейшем на месте таких зон могли зарождаться зоны субдукции. Представляется, что предложенный процесс сагдукции и коробления отдельных фрагментов ранней коры, сложенной базальтоидным материалом, заслуживает внимания и дальнейшей проработки. По нашему мнению, он может рассматриваться как LID-тектоника (тектоника покрывки) раннеархейского времени, сопровождаемая подъемом глубинных мантийных коротковременных и долговременных плюмов.

Породы ТТГ архейского возраста (3.9—3.1 млрд лет) обладают мантийными изотопно-геохимическими (Sr, O) характеристиками (рис. 6). Это во многих случаях отличает их от более молодых гранитоидов и свидетельствует, что в источниках родоначальных для них расплавов отсутствовали породы, обогащенные тяжелым изотопом кислорода и рубидием. Следовательно, в это время процессы выветривания не имели существенного значения, так как поверхность Земли в основном была покрыта океаном.

Именно подводные, очевидно гидротермальные, полезные ископаемые (возможно, гидротермально-осадочные) характерны для архейского периода в интервале (3.9—3.1 млрд лет). Рассматривая ме-



таллогению Земли, ранние этапы ее развития, как правило, обходят молчаливым [Groves et al., 2005; Sawood, Hawkesworth, 2015]. Анализ металлогении древних щитов показал, что с древнейшими породами Земли ассоциируют самые ранние и единственные полезные ископаемые — полосчатые железные руды или, как их часто называют, железистые кварциты, реже марганцевые кварциты. Полосчатость связана с переслаиванием слоев магнетита и мелкозернистого кварца. Возраст таких железистых руд находится в диапазоне 3.9—3.5 млрд лет. В более молодых полосчатых железных рудах отдельные слои могут слагаться сидеритом. Отсутствие других типов рудных скоплений в это время, по-видимому, свидетельствует, что условий для их формирования в раннем архее не существовало, так как поставщиком материала коры служила только мантия, и не происходило формирования глубинных оболочек Земли, которые могли поставлять другие полезные ископаемые.

ПЕРЕХОДНЫЙ ПЕРИОД ОТ LID-ТЕКТОНИКИ К ТЕКТОНИКЕ ПЛИТ (3.4—3.1 — 2.7—2.0 млрд лет)

Переходный период, кроме перехода от тектоники покрывки (LID-тектоники) к тектонике плит, ознаменовался формированием всех внутренних геосфер Земли, начиная с образования внутреннего и внешнего железного ядра Земли [Campbell, Griffiths, 2014], которые были образованы в интервале 3.4—3.1 млрд лет. Окончание гадейско-архейского периода эволюции Земли фиксируется сменой ряда важных индикаторных состояний окружающей среды. Как видно на рис. 6, а, рост величины $\delta^{18}\text{O}$ в цирконах гранитоидов и осадочных пород в постархейское время, скорее всего, отражает появление материковой суши. Ее образование сопровождалось ростом поднятий, породы которых подвергались интенсивному химическому выветриванию. Измененные породы разрушались и рециклировались в форме осадков, обогащенных $\delta^{18}\text{O}$, которые в дальнейшем послужили источником гранитоидов. Такой процесс стал основной причиной роста величины $\delta^{18}\text{O}$ в постархейских гранитоидах.

Ближние выводы следуют из данных о смене характеристик стронциевой изотопной систематики (см. рис. 6, б). С рубежа ~2.5 млрд лет назад отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морских карбонатах перестало быть близким к мантийному и стало постепенно расти. Такое его поведение свидетельствует об участии континентального источника в изотопном составе вод океана и, следовательно, о появлении на поверхности Земли крупных континентальных масс [Condie, 2011].

К рубежу ~2.5 млрд лет назад относятся также изменения изотопного состава Nd в продуктах мантийного плавления, а также их геохимических характеристик (см. рис. 6, в). В составе магматических ассоциаций стали преобладать породы с характеристиками деплетированной мантии [Condie, 2011].

В интервале 2.7—2.0 млрд лет отмечается закономерное изменение содержаний MgO в коматиит-базальтовых магмах плюмового генезиса (см. рис. 6, г). Это связывается с постепенным охлаждением мантии (см. рис. 6, д) в результате формирования на ее нижней границе слоя D", буферирующего теплообмен между ядром и мантией.

До рубежа 3.1 млрд лет в истории Земли доминировал коматиит-базальтовый и тоналит-трондьмит-гранодиоритовый магматизм, который затем сменился изверженными породами другого состава, а именно калиевыми известково-щелочными гранитоидами и вулканитами. К началу неоархея относится и первое появление карбонатитов [Woolley, 1989; Bizzarro et al., 2002]. До рубежа 3.1 млрд лет плюмовый магматизм поставлял к поверхности Земли преимущественно коматиитовые магмы, а в зонах сагдукции формировались породы ТТГ ассоциации, которые сменились более разнообразной ассоциацией магматических пород, что хорошо видно на диаграмме (рис. 7), составленной по материалам изменения состава магматических пород, приведенных в [Магматические..., 1987]. Исследования в рамках международной программы по изучению архейского магматизма подтвердили выводы наших российских ученых. Было установлено, что породы серии ТТГ формировались в интервале 3.9—3.4—3.1 млрд лет [Halla et al., 2017], которые в 3.1 млрд лет сменились изверженными породами другого состава: гранитоидными массивами (в том числе и батолитами), представленными калиевыми известково-щелочными гранитоидами, среди которых выделяются санукитоиды, обогащенные редкими литофильными элементами, кварцевые монзониты. Отмеченная смена типов магматических пород в интервале 3.1—2.7 млрд лет свидетельствует о возрастании роли рециклинга вещества континентальной коры. На этой же диаграмме приведены данные по изучению металлогенической нагрузки в процессе эволюции Земли. Четко видно, что в переходный период происходит изменение спектра рудной продуктивности недр нашей планеты.

По нашему мнению, смена режима LID-тектоники на тектонику литосферных плит не была одномоментным событием и растянулась более чем на 1 млрд лет. Эта смена была инициирована расширением сферы влияния тектоники малых плит в интервале между 3.1 и 2.7 млрд лет. Масштабы перемещения плит были незначительны и ограничивались они, по-видимому, пологими и горячими зонами субдукции, близкими к андийско-перуанскому типу, что способствовало плавлению океанической коры

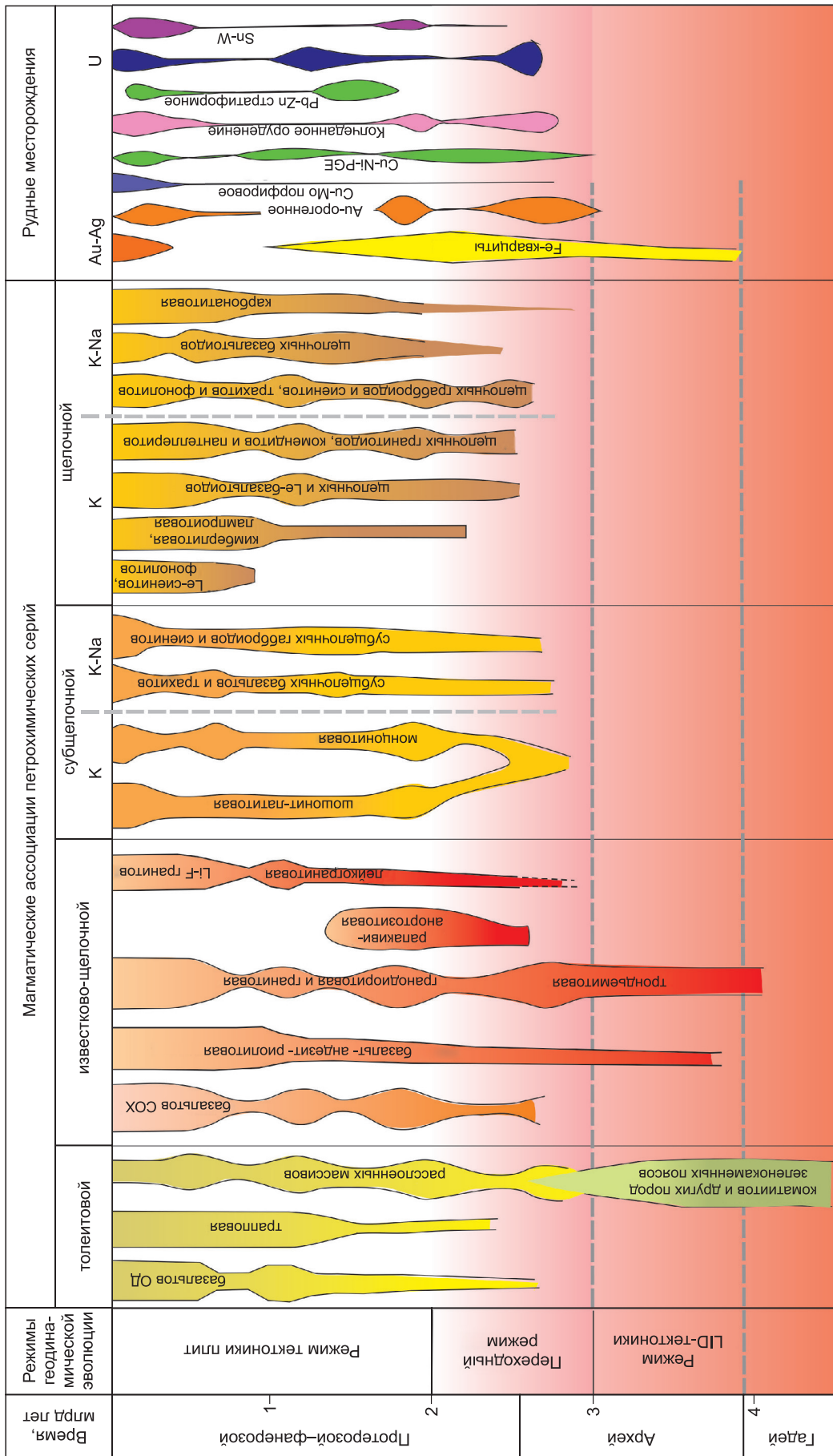


Рис. 7. Схема эволюции магматизма и рудообразования в геологической истории Земли.

Составлена по данным [Магматические..., 1987].

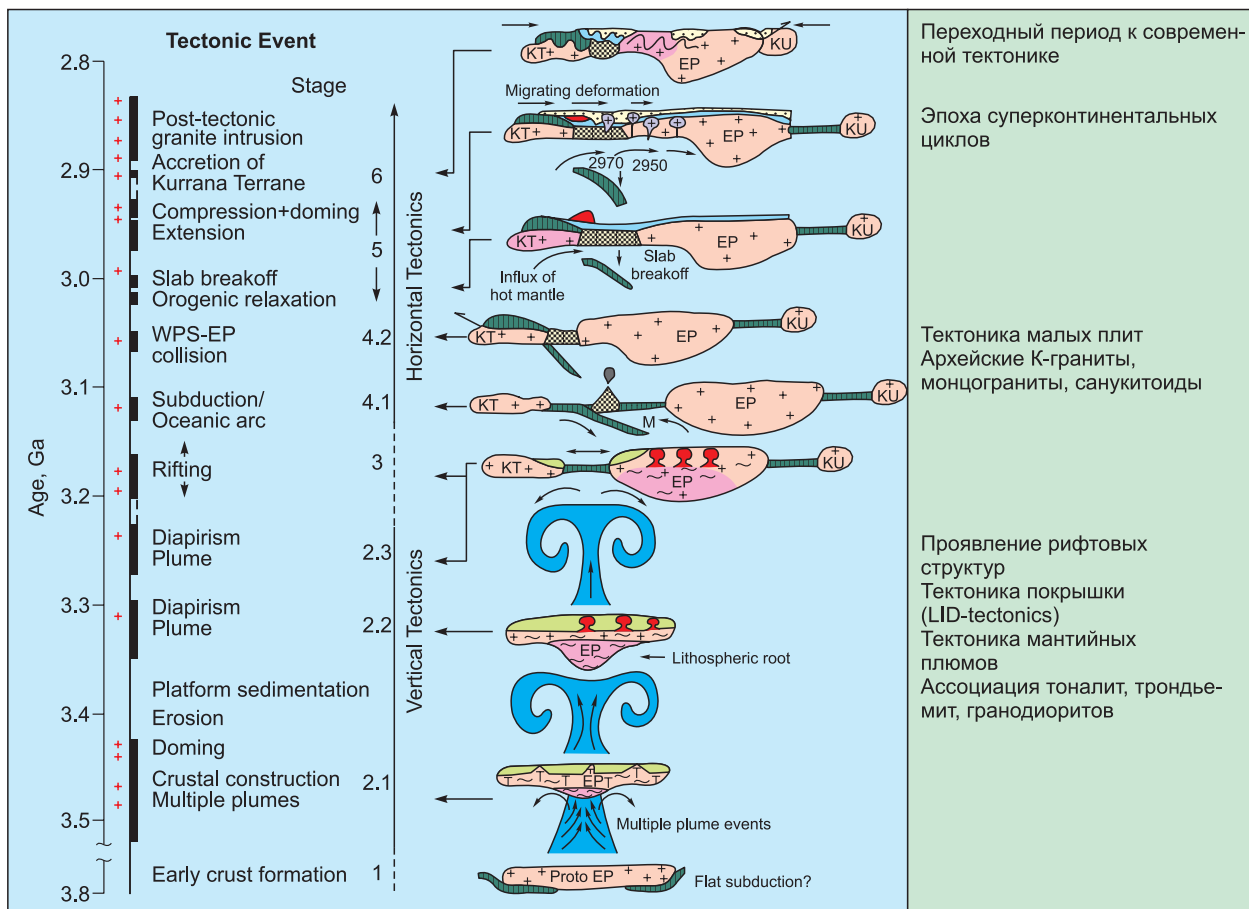


Рис. 8. Главные тектономагматические события в истории геологического развития кратона Пилбара (Pilbara) (Австралия), по [Pease et al., 2008] с добавлениями авторов.

совместно с утолщенной первичной континентальной корой. Следствием этого было появление в источнике плавления вещества, обогащенного калием и редкими элементами. Интервал 2.7—2.0 млрд лет стал периодом перехода от тектоники малых плит к современной тектонике. В это время закончилось формирование всех внутренних оболочек Земли [Кузьмин, Ярмолюк, 2016а,б, 2017].

Смену тектонических движений и типов тектонических структур от начала архея до начала тектоники плит иллюстрирует рис. 8. Он отражает тектономагматические события и формирование геологических структур кратона Пилбара (Pilbara), реконструированные в [Pease et al., 2008]. Мы сочли целесообразным ее несколько модернизировать с использованием приведенных выше данных о выделении периода тектоники малых плит. Возможно, тектоника малых плит действовала на Земле в интервале 3.1—2.7 млн лет, так как смена пород серии ТТГ началась 3.1 млрд лет, а в 2.7 сформировался первый суперконтинент. В отрезок 3.1—2.7 млрд лет могли начать формироваться зоны субдукции в районах, где в более раннее архейское время сформировались зоны торошения архейских пластин, а в период малых плит образовались малые океанические бассейны.

В то же время переходный период, связанный с изменением стиля геотектонических движений, продолжался до 2 млрд лет, причем в интервале 2.7—2.5 млрд лет произошли наиболее существенные изменения многих различных вещественных параметров Земли [Condie, 2011; Кузьмин, Ярмолюк, 2016б, 2017; Кузьмин и др., 2016], в обобщенном виде они приведены на рис. 6. К этому рубежу 2.7 млрд лет относится, как отмечено выше, образование первого суперконтинента Кенорленд [Condie, 2011; Ernst, 2014], которое, очевидно, требовало перемещения континентальных блоков, рассредоточенных по поверхности Земли. В связи с этим необходимо образование центров спрединга и дальнейшее развитие зон субдукции, компенсирующих разрастание океанической коры не только в малых океанических бассейнах. Все это позволяет говорить, что к этому рубежу процессы тектоники литосферных плит стали играть заметную роль в формировании литосферной оболочки Земли. Неудивительно, что именно этому времени отвечает первое глобальное орогенное событие [Condie, 2011].

К интервалу 2.7—2.0 млрд лет относится формирование слоя D'' [Campbell, Griffiths, 2014]. Чтобы понять и оценить, какие же изменения состава пород произошли на Земле в процессе формирования нижнего слоя мантии Земли D'', необходимы детальные исследования состава (в том числе изотопно-геохимического) пород этого (2.7—2.0 млрд лет) возраста. Только большой фактический материал, полученный с разных докембрийско-протерозойских кратонов, позволит окончательно понять, как происходило формирование современного характера тектонических, а соответственно и рудно-магматических процессов на Земле. В настоящее время мы знаем, что после 2 млрд лет толеитовые базальты сменили ранее доминировавшие коматиитовые магмы. Около 2.5 млрд лет резко изменяется изотопный состав кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) гранитоидов [Condie, 2011]. Эта смена связывается с появлением в источнике расплавов магнообразующих субстратов, обогащенных тяжелым изотопом кислорода (^{18}O).

К границе архея и протерозоя относится и так называемая «Великая кислородная революция» (ВКР) — глобальное изменение состава атмосферы Земли, произошедшее 2426—2460 млн лет назад [Holland, 2006; Gumsley et al., 2017]. Его результатом стало появление в атмосфере свободного кислорода, определившего смену восстановительных условий в атмосфере на окислительные. Природа этого события до конца неясна, так как пока не обнаружен геологический процесс, который мог бы обеспечить поступление большого количества свободного кислорода в атмосферу. Ответ на вопрос о причинах ВКР, скорее всего, связан с кумулятивным эффектом проявления ряда геологических процессов, действовавших на границе архея и протерозоя, которые могли способствовать резкому возрастанию роли цианобактерий, являвшихся основными фотосинтезирующими организмами в ранние эпохи развития Земли. К числу таких событий относится и образование суперконтинента Кенорленд, и Гуронское оледенение, охватившее всю Землю, и распад этого суперконтинента под действием мантийного плюма. Эти процессы сопровождалась изменениями характера магматизма. В том числе менялся состав вулканических газов, а соответственно, и химические составы океана и атмосферы. В качестве одного из следствий этих процессов стало снижение в морской воде содержания Ni, который используется в ферментативной деятельности метаногенов [Konhauser et al., 2009], доминировавших в архее. Если в водах архея (2.7 млрд лет назад) содержания Ni составляли около 400 нМ/л, то к концу архея оно опустилось ниже 200 нМ/л, а к 2 млрд лет ниже 100 нМ/л [Konhauser et al., 2009]. Эти снижения доли Ni в морской воде коррелируются с резким сокращением доли коматиитов в общем объеме вулканических продуктов в том же интервале времени. Таким образом, ферментативная зависимость метаногенов от содержания никеля в водах архей-палеопротерозойского океана связала эволюцию мантии с окислительно-восстановительным состоянием атмосферы.

После 2.5 млрд лет увеличивается содержание ^{18}O в магматических породах, что связывается с вовлечением в плавление продуктов глубокого химического выветривания, которые формируются только в субаэральных условиях в пределах крупных континентальных массивов. На рубеже 2.5 млрд лет отмечается рост доли радиогенного неодима и стронция в океанических базальтах (COX) [Condie, 2011], являющихся продуктами верхнемантийного плавления. К рубежу 2.0 млрд лет происходит обособление деплетированной астеносферы и горячих полей мантии или как их часто называют мантийными провинциями с низкими скоростями сейсмических волн [Maguyama et al., 2007; Yuen et al., 2007; Condie, 2011; Кузьмин и др., 2016]. Важно отметить, что в интервале 2.2—2.0 млрд лет появляются магматические интрузии повышенной щелочности, с которыми генетически связаны редкометалльные полезные ископаемые, а также на рубеже 2.0—1.8 млрд лет граниты рапакиви, отмечающие привнос в земную кору значительного количества некогерентных литофильных элементов [Хаин, 2003].

Важно подчеркнуть, что в этот переходный период появились первые признаки субдукции, так как произошло формирование первого суперконтинента в 2.7 млрд лет [Condie, 2011], произошло охлаждение мантии, на что указывает смена коматиитового магматизма известково-щелочным базальтовым, в 2.0 млрд лет обособилась деплетированная верхняя мантия и горячие поля мантии, источники базальтов OIB [Кузьмин, Ярмолюк, 2016], обособился слой D'' на границе ядро-мантия, куда стали погружаться и «складироваться» отдельные блоки субдуцированной литосферы. Очевидно, в это же время началась двухслойная конвекция, отвечающая за плюмовый магматизм и конвекцию в верхней мантии, определяющей процессы тектоники плит.

Металлогения в переходный период стала более разнообразной. В этот период сформировалось самое крупное золотое месторождение на Земле в Африке Витватерсранд. Об его генезисе до сих пор нет единого мнения, хотя его появление в период перестройки стилей тектоники, позволяет предполагать его связь с происходившими в то время внутрипланетными трансформациями. В начале переходного периода как следствие тектоники малых плит 3.3—3.0 млрд лет появились первые маломасштабные месторождения других металлов: золото-кварцевое оруденение, в отдельных кратонах ассоциирующее с колчеданным медно-железным, с медно-никелевым и редким медно-молибден-порфирировым оруденением (см. рис. 7 и таблица). Наиболее масштабные месторождения благородных металлов, меди, никеля в ассоциации с алмазоносными кимберлитами проявились в интервале 3.0—2.0 млрд лет

Изменение стиля рудной минерализации во времени (до фанерозоя)

Время, млрд лет	Континент							
	Северная Америка	Австралия	Африка	Южная Америка	Европа	Азия		
						Китай	Индия	Сибирь
4.0—3.3	BIF	BIF	—	BIF	—	—	BIF (IOG-Fe), Mn	—
3.3—2.9	—	Au, VMS, Porph-Mo, BIF	Au, Sb	Cu-Au, Cr, Ni, Au	—	—	BIF (IOG-Fe), Ti-V-Fe, Au, Cu, Cr+PGE	—
2.9—2.6	Au, VMS, Cu-Ni, Porph	VMS, Au, Cu-Ni, BIF	Au, Diamond, MVT	Cu, Au, Fe-Ti- V-Pt, Cu-Ni- PGE, Ni, Ag- Pb-Zn	BIF, Au, Ni- Cu	BIF, Cr, BIF, VMS	Au, Mn, BIF (IOG-Fe), Cu, Diamond, VMS, Porph-Cu-Mo,	Fe, Au
2.5—2.0	Ag, U	BIF, Cu-Ni Sn, Li,	PGE, Cr, V, Cu-Ni, Sn, Cu-Co, U	Ni, Au, Cr, U, Fe, Cu, Mn	Cr, V-Ti-Fe, PGE Ni-Cu, Ni-Zn-Co-Cu	—	Sn, U, VMS, Mn	—
2.0—1.8	VMS, Cu- Ni,	Cu, Ni, VMS	Au	Au, Cu, Porph- Cu-Mo-Au, Ni-PGE	Au, Cu-Ni, VMS, Sn-W, Porph Cu, Ti	Fe-Ti-P, Mo	VMS, Cu, Fe-P	Au, Fe, Cu

Примечание. VMS (Volcanic massive sulfide) — колчеданные месторождения, MVT (Mississippi valley type) — стратиформные свинцово-цинковые месторождения в карбонатных толщах — тип долины Миссисипи, SEDEX (sediment exhalation type) — стратиформные и стратифицированные эксгаляционные месторождения свинца и цинка, Porph-Cu, Mo (Porphyry type) — порфиновые месторождения меди и молибдена, BIF (banded iron formation) полосчатые железистые кварциты (полосчатые железные руды).

[Wilson, Viljoen, 2016]. Это свидетельствует о том, что ранний этап металлогении Земли характеризуется явно выраженными сидерофильностью и фемичностью, т.е. несет в себе все признаки тех пород (коматиитов, базальтов и продуктов их переработки — ТТГ-комплексов), которые определяли состав архейской коры в переходный период.

По сравнению с ранним археем, в котором проявлены только железные полосчатые руды, иногда характеризующиеся повышенным содержанием золота и платиноидов, в переходный период расширился круг месторождений полезных ископаемых, включающих преимущественно сидерофильные элементы Cu, Ni, Cr, V, Co, Mo, а также благородные металлы, т.е. элементы, связанные в первую очередь с переработкой вещества мантии, из материала которого формировалась архейская океаническая и континентальная кора [Горячев, 2014; Кузьмин, Горячев, 2017]. Однако кроме раннеархейских гидротермально-осадочных железных руд отмечается более широкий спектр месторождений: порфиновые медные и медно-молибденовые, стратиформные полиметаллические, массивные сульфидные (Cu, Zn, Pb) руды, которые при современном типе тектонических движений отмечаются в конкретных геодинамических обстановках, в частности, связанных с границами плит. Очевидно, большая часть этих месторождений связана с переработкой архейской коры на зарождающихся границах малых плит. Наконец, около 2 млрд лет появляются редкометалльные месторождения, которые связаны с появлением современных геодинамических обстановок.

Следует особо подчеркнуть, что наиболее ранним из металлов проявились месторождения золота, древнейшие кварцевожилые месторождения которого известны в провинции Барбертон Каапваальского кратона, рядом с уникальным месторождением золота Витватерсранд (Ранд). В древнейшем ядре Африки — Каапваальский кратон — отмечается ассоциация золота с более поздним медно-никелевым с платиноидами и хромитовым с платиноидами оруденением, железным оруденением и алмазами. Близкая ситуация характерна для архейских комплексов Западной Австралии (см. таблицу).

Несомненно, особый интерес вызывает такой гигант, как золото-рудный бассейн Витватерсранд. Его природа до сих пор представляет загадку, при решении которой используются самые разные модели происхождения минерализации — от гидротермально-магматических до россыпных, с участием бактериальных матов [Grimmel, 2014]. Не беря на себя ответственность за решение этой проблемы, мы обращаем внимание лишь на то, что образование бассейна и самого золотого месторождения (около 3 млрд лет [Kirk et al., 2002]) по времени совпало с кардинальными изменениями в недрах Земли, в том числе с образованием внутреннего и выделением внешнего жидкого (3.4—3.1 млрд лет) [Campbell, Griffiths, 2014] ядра и со сменой режима конвективных движений.

Касаясь проблемы образования ядра Земли и его разделения на два слоя, следует учитывать предположение, высказанное в работе [Gilat, Vol, 2012], основанной на экспериментальных данных, что при аккреции Земли летучие компоненты H и He могли образовывать с благородными металлами (Au, Pt), а

также с C, Si, S устойчивые тяжелые соединения, которые могли «складываться» и сохраняться в ядре. При кристаллизации твердого внутреннего ядра летучие в виде захороненных соединений могли оставаться в жидком ядре, на что указывает его меньшая плотность по сравнению с внутренним [Добрецов, 2011; Литасов, Шацкий, 2016]. Эти соединения с летучими могли распадаться и накапливаться в жидком ядре. Несомненно, процесс формирования уникального золотого месторождения Африки, аналогов которого нет на Земле, требует дальнейшего исследования на основе получения новых геологических данных и выполнения соответствующих экспериментальных исследований. Однако имеющиеся данные, особенно о времени формирования месторождения, позволяют полагать, что процессы дифференциации земных недр в переходный период обеспечили образование этого уникального золотого месторождения.

После переходного периода около 2 млрд лет назад началась современная активность Земли, при которой в любых геологических, особенно глубинных процессах участвовали все оболочки Земли. Их взаимодействие определялось тектоникой плит и тектоникой плюмов. В это время изменился и значительно расширился состав и типы месторождений полезных ископаемых. Помимо рассмотренных месторождений золота, железа, меди и никеля появляются месторождения серебра, олова, лития, кобальта, вольфрама и редких металлов, ртути и сурьмы, происхождение которых, судя по материалам фанерозойского времени, определяется геодинамическими обстановками, обусловленными плюм-тектоникой и тектоникой плит. Именно с данного времени проявляется зависимость формирования типов и ассоциаций месторождений от континентальных циклов, характерная для золота и других металлов [Solomon, Groves, 2000; Goldfarb et al., 2001; Groves et al., 2005]. При этом сохраняется также и характерная мантийная металлогения (Cu-Ni-PGE-Au) в сочетании с коровой (Ag-Sb-Hg-As), типичная для проявления региональных плюмов с базитовым магматизмом типа Сибирского и Эмейшаньского, или ассоциация месторождений олова, редких и редкоземельных минералов с порфировыми молибденовыми, урановыми и благороднометалльными, типичными для плюмов с щелочно-гранитоидным типом магматизма.

Обсуждение тектоники, магматизма и металлогении этого периода Земли будет сделано нами в последующей статье.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, развитие Земли на ранних этапах ее геологической истории можно представить в виде смены ряда состояний, определявшихся различными механизмами организации ее внутренних и внешних оболочек (рис. 9). Начальные (Хаотичный и Гадейский) эоны протекали при ведущей роли

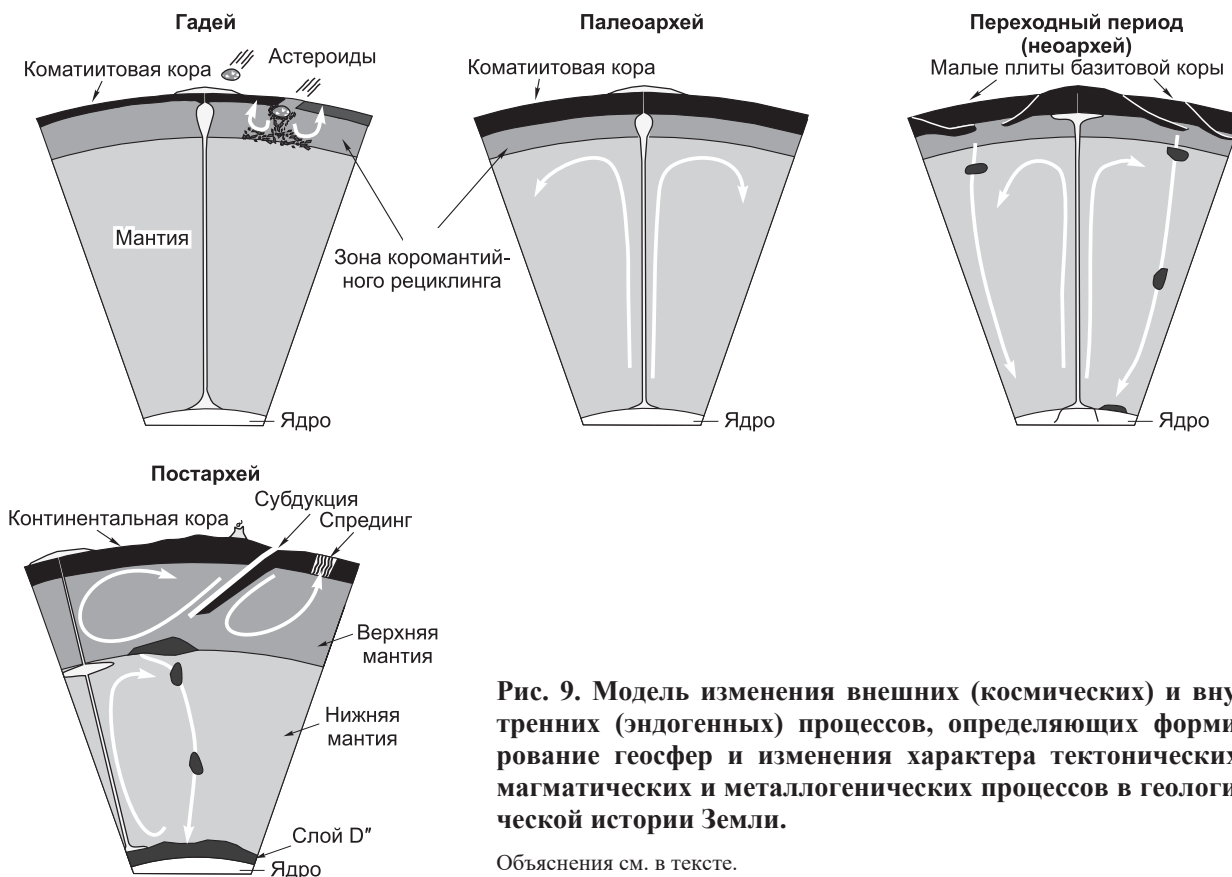


Рис. 9. Модель изменения внешних (космических) и внутренних (эндогенных) процессов, определяющих формирование геосфер и изменения характера тектонических, магматических и металлогенических процессов в геологической истории Земли.

Объяснения см. в тексте.

космических факторов. Земля подвергалась мощнейшей бомбардировке, приведшей, в том числе к образованию Луны и формированию магматических океанов вследствие импактов, что способствовало ускоренной дифференциации мантии и разрушению первичной коры. Потеря Землей значительной части своей атмосферы при образовании Луны, возможно, определило ей иной путь развития по сравнению с Венерой. Благодаря потери первичной атмосферы Земля смогла быстрее охладиться, что влекло за собой ускоренную перестройку конвективных процессов в мантии и ядре.

С начала архея Земля вступила на путь самоорганизации, определяемой процессами ее постепенного охлаждения. В конечном итоге на рубеже 3.4 млрд лет они привели к обособлению внутреннего кристаллического ядра. Его образование стабилизировало температуру жидкого ядра, которое продолжало оставаться источником восходящих флюидных потоков, определяющих процессы плюмообразования, в том числе высокую температуру плюмов, составляющую около 1650 °С у подошвы литосферы [Campbell, Griffiths, 2014]. Охлаждение верхних геосфер должно было привести к увеличению доли «холодной» литосферы, способной погружаться в мантию вплоть до границы с ядром. Скорее всего, эти процессы привели к формированию слоя D", характеризующегося развитием постперовскита. Этот слой стал регулировать теплообмен между ядром и мантией и способствовал существенному снижению температуры (до 2000 °С в современной мантии) на границе с нижней мантией. Падение градиента температур в мантии должно было расширить поле устойчивости минералов с перовскитовой и посткеровскитовой структурой и как следствие привести к возникновению устойчивой фазовой границы между верхней и нижней мантией, необходимой для верхнемантийной конвекции в качестве основного механизма движения плит. С этого времени в недрах Земли сложилась более или менее устойчивая стратификация, поддерживаемая постоянством температурных барьеров на границе ядра и слоя D", а также слоя D" и нижней мантии. Обмен веществом и теплом между верхними и нижними слоями мантии определяется конвективными потоками, которые в наиболее яркой форме представлены в нисходящей ветви — системами субдуцированных слэбов и в восходящей — мантийными суперплюмами и плюмами. В конечном счете с этими конвективными движениями связаны процессы трансформации литосферной оболочки. Они протекали при доминировании тектоники литосферных плит, которая стала основным регулятором формирования структуры литосферы Земли в последние 2 млрд лет ее геологической истории и определили состав и закономерности проявления в ее пределах магматизма и процессов рудообразования.

ЛИТЕРАТУРА

- Батыгин К., Лафлин Г., Морбиделли А.** Рожденные из хаоса // В мире науки, 2016, № 7, с. 16—27.
- 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.
- Глуховский М.З., Моралёв В.М., Кузьмин М.И.** Горячий пояс ранней Земли и его эволюция // Геотектоника, 1994, № 5, с. 3—18.
- Глуховский М.З., Баянова Т.Б., Кузьмин М.И., Лялина Л.М., Щербакова Т.Ф.** Гранатовые гранулиты среднего течения р. Сутам (Алданский щит) как возможное свидетельство метаморфизованной и тектонически перемещенной постгадейской коры выветривания // Литосфера, 2017, т. 17, № 6, с. 5—22.
- Горячев Н.А.** Благороднометалльный рудогенез и корово-мантийное взаимодействие // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (2), с. 323—332.
- Добрецов Н.Л.** Основы тектоники и геодинамики. Новосибирск, Изд-во Новосиб. ун-та, 2011, 492 с.
- Костицын Ю.А.** Возраст земного ядра по изотопным данным: согласование Hf—W и U—Pb систем // Геохимия, 2012, № 6, с. 531—554.
- Кузьмин М.И.** Докембрийская история зарождения и эволюции Солнечной системы и Земли. Статья I // Геодинамика и тектонофизика, 2014, т. 5, № 3, с. 625—640.
- Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В.** Изменение стиля тектонических движений в процессе эволюции Земли // ДАН, 2016а, т. 469, № 6, с. 706—710.
- Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В.** Тектоника плит и мантийные плюмы — основа эндогенной тектонической активности Земли последние 2 млрд лет // Геология и геофизика, 2016б, т. 57 (1), с. 11—30.
- Кузьмин М.И., Горячев Н.А.** Эволюция Земли, процессы определяющие ее геодинамику, магматизм, металлогению // Геосферные исследования, 2017, № 4, с. 36—50.
- Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В.** Биография Земли: основные этапы геологической истории // Природа, 2017, № 6, с. 12—25.
- Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Кравчинский В.А.** Абсолютные палеогеографические реконструкции Сибирского континента в фанерозое: к проблеме оценки времени существования суперплюмов // ДАН, 2011, т. 437, № 1, с. 68—73.

- Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Эрнст Р.Е.** Тектоническая активность Земли на ранних этапах (4.56–3.4 (2.7?)) ее эволюции // *Геология и геофизика*, 2016, т. 57 (5), с. 815—832.
- Литасов К.Д., Шацкий А.Ф.** Состав и строение ядра земли. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2016, 299 с.
- Магматические** горные породы: Эволюция магматизма в истории Земли. М., Наука, 1987, 438 с.
- Хаин В.Е.** Основные проблемы современной геологии. М., Научный мир, 2003, 348 с.
- Bauer A.M., Fisher C.M., Vervoort J.D., Bowring S.A.** Coupled zircon Lu–Hf and U–Pb isotopic analyses of the oldest terrestrial crust, the >4.03 Ga Acasta Gneiss Complex // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2017, v. 458, p. 37—48.
- Bédard J.H.** A catalytic delamination-driven model for coupled genesis of Archaean crust and sub-continental lithospheric mantle // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2006, v. 79, p. 1188—1214.
- Bédard J.H.** Stagnant lids and mantle overturns: Implications for Archaean tectonics, magma genesis, crustal growth, mantle evolution, and the start of plate tectonics // *Geosci. Front.*, 2018, v. 9, p. 19—49.
- Bizzarro M., Simonetti A., Stevenson R.K., David J.** Hf isotope evidence for a hidden mantle reservoir // *Geology*, 2002, v. 30, № 9, p. 771—774.
- Campbell I.A., Griffiths R.W.** Did the formation of D'' cause the Archean-Proterozoic transition? // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2014, v. 388, p. 1—8.
- Cawood P.A., Hawkesworth Ch.J.** 2015. Temporal relations between mineral deposits and global tectonic cycles // Eds. G.R.T. Jenkin, P.A.J. Lusty, I. McDonald, M.P. Smith, A.J. Boyce, J.J. Wilkinson. Ore deposits in evolving Earth // *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 393, p. 9—21.
- Chinnasamy S.S., Uken R., Reinhardt J., Selby D., Johnson S.** Pressure, temperature, and timing of mineralization of the sedimentary rock-hosted orogenic gold deposit at Klipwal, southeastern Kaapvaal Craton, South Africa // *Miner. Deposita*, 2015, v. 50, p. 739—766.
- Condie K.C.** Earth as an evolving planetary system. Amsterdam, Elsevier, 2011, 574 p.
- Condie K.C., Kröner A.** When did plate tectonics begin? Evidence from the geologic record // *Geol. Soc. America Special Papers*, 2008, v. 440, p. 281—294.
- Dirks P.H.G.M., Charlesworth E.G., Munyai M.R.** Cratonic extension and Archaean gold mineralization in the Sheba-Fairview Mine, Barberton Greenstone Belt, South Africa // *South African J. Geol.*, 2009, v. 112 (3—4), p. 291—316.
- Ernst R.E.** Large igneous provinces. Cambridge University Press, 2014, 651 p.
- Frimmel, Hartwig E.** A giant Mesoarchean crustal gold-enrichment episode: possible causes and consequences for exploration // *Soc. Econ. Geol., Inc. Special Publication*, 2014, v. 18, p. 209—234.
- Gilat A., Vol A.** Degassing of primordial hydrogen and helium as the major energy source for internal terrestrial processes // *Geosci. Front.*, 2012, p. 1—11, doi:10.1016/j.gsf.2012.03.009).
- Goldblatt C., Zahnle K.J., Sleep N.H., Nisbet E.G.** The eons of chaos and hades // *Solid Earth*, 2010, v. 1, p. 1—3 (<http://dx.doi.org/10.5194/se-1-1-2010>).
- Goldfarb R.J., Groves D.I., Gardoll S.** Orogenic gold and geologic time: a synthesis // *Ore Geol. Rev.*, 2001, v. 18, p. 1—75.
- Groves D.I., Vielreicher R.M., Goldfarb R.J., Condie K.C.** Controls on the heterogeneous distribution of mineral deposits through time / Eds. I. McDonald, A.J. Boyce, I.B. Butler, R.J. Herrington, D.A. Polya. Mineral deposits and Earth evolution. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 2005, v. 248, p. 71—101.
- Gumsley A.P., Chamberlain K.R., Bleeker W., Söderlund U., de Kock M.O., Larsson E.R., Bekker A.** Timing and tempo of the Great Oxidation Event // *PNAS*, 2017, v. 114, № 8, p. 1811—1816.
- Halla J., Whitehouse M.J., Ahmad T., Bagai Z.** Archaean granitoids: an overview and significance from a tectonic perspective. <http://sp.lyellcollection.org/bu/guest> on February 3, 2017.
- 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 Spectr.*, 2009, v. 286, p. 53—63.
- Holland H.D.** The oxygenation of the atmosphere and oceans. *Philosophical Transactions of the Royal Society // Biol. Sci.*, 2006, v. 361, p. 903—915.
- Iizuka T., Horie K., Komiya T., Maruyama S., Hirata T., Hidaka H., Windley B.F.** 4.2 Ga zircon xenocryst in an Acasta gneiss from northwestern Canada: Evidence for early continental crust // *Geology*, 2006; v. 34, № 4, p. 245—248.
- Kirk J., Ruiz J., Chesley J., Walshe J., England G.** A Major Archean gold- and crust-forming event in the Kaapvaal Craton, South Africa // *Science*, 2002, v. 297, p. 1856—1858.
- Konhauser K.O., Pecoits E., Lalonde S.V., Papineau D., Nisbet E.G., Barley M.E., Arndt N.T., Zahnle K., Kamber B.S.** Oceanic nickel depletion and a methanogen famine before the Great Oxidation Event // *Nature*, 2009, v. 4589, p. 750—753.

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

Maas R., Kinny P.D., Williams I.S., Froude D.O., Compston W. The Earth's oldest known crust — a geochronological and geochemical study of 3900–4200 Ma old detrital zircons from Mt. Narryer and Jack Hills, Western Australia // Geochim. Cosmochim. Acta, 1992, v. 56 (3), p. 1281–1300. [http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037\(92\)90062-N](http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037(92)90062-N).

Manzi M.S.D., Hein K.A.A., King N., Durrheim R.J. Neoproterozoic tectonic history of the Witwatersrand Basin and Ventersdorp Supergroup: New constraints from high-resolution 3D seismic reflection data // Tectonophysics, 2013, v. 590, p. 94—105.

Martin H. The Archean grey gneisses and the genesis of continental crust // Archean crustal evolution / Ed. K.C. Condie. Amsterdam, Elsevier, 1994, p. 205—259.

Maruyama S., Ebisuzaki T. Origin of the Earth: A proposal of new model called ABEL // Geosci. Front., 2017, v. 8, p. 253—274.

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

Myers J.S. Early Archean Narryer gneiss complex, Yilgarn Craton, Western Australia // Precambrian Res., 1988, v. 38 (4), p. 297—307. [http://dx.doi.org/10.1016/0301-9268\(88\)90029-0](http://dx.doi.org/10.1016/0301-9268(88)90029-0).

Nebel O., Rapp R.P., Yaxley G.M. The role of detrital zircons in Hadean crustal research // Lithos, 2014, v. 190—191, p. 313—327.

O'Neil J., Carlsons R.W., Paquette J. L., Francis D. Formation age and metamorphic history of the Nuvvuagittuq Greenstone Belt // Precambrian Res., 2012, v. 220—221, p. 23—44.

Pease V., Percival J., Smithies J., Stevens G., Kranendank M. When did plate tectonics begin? Evidence from the orogenic record // Geol. Soc. America, Spec. Paper, 2008, v. 440, p. 199—228.

Reimink J.R., Chacko T., Stern R.A., Heaman L.M. Earth's earliest evolved crust generated in an Iceland-like setting // Nature Geosci., 2014, v. 7, p. 529—533.

Robb L.J., Meyer F.M. The Witwatersrand Basin, South Africa: Geological framework and mineralization processes // Ore Geol. Rev., 1995, v. 10, p. 67—94.

Solomon M., Groves D.I. The geology and origin of Australia's mineral deposits, 2000, 1002 p.

Stern R.J. Modern-style plate tectonics began in Neoproterozoic time: An alternative interpretation of Earth's tectonic history // Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 2008, v. 440, p. 265—280.

Valley J.W., Jackey J.S., Cavosie A.J., Clechenko C.C., Spicuzza J.J., Basei M.A. 4.4 billion years of crustal maturation: oxygen isotope in magmatic zircon // Contr. Miner. Petrol., 2005, v. 150, p. 561—580.

Veizer J., Mackenzie F.T. Evolution of sedimentary rocks. Treatise on geochemistry. Amsterdam, Elsevier, 2003, Chap. 7.15, p. 364—407.

Whipple F.L. Orbiting the Sun: Planets and satellites of the Solar System. Harvard Univer. Press, 1990, 344 p.

Wilson M.G.C., Viljoen R.P. The Great Mineral Fields of Africa (Special Issue for the 35 IGC, Cape Town, South Africa, 27 August — 4 September 2016) // Episodes, 2016, v. 39, № 2, 457 p.

Wood B. The formation and differentiation of Earth // Physics Today, 2011, v. 64, № 12, p. 40—45, <http://dx.doi.org/10.1063/PT.3.1362>.

Wood B.J., Halliday A.N. The lead isotopic age of the Earth can be explained by core formation alone // Nature, 2010, v. 465, № 7299, p. 767—771. <http://dx.doi.org/10.1038/nature09072>.

Woolley A.R. Spatial and temporal distribution of carbonatites // Ed. K. Bell. Carbonatites: genesis and evolution. London, Unwin Hyman, 1989, p. 15—37.

Yuen D.A., Maruyama S.H., Karato S.I., Windley B.F. Superplumes: beyond plate tectonics. New York, Springer, 2007, 569 p.

*Поступила в редакцию
19 апреля 2018 г.*