

*Посвящается выдающемуся  
естествоиспытателю XX века  
академику Владимиру Ивановичу Вернадскому*

По мнению В.И. Вернадского, современное цивилизованное сообщество людей должно сделать все возможное для сохранения живого мира на Земле как можно дольше, передавая полученные результаты в этом направлении будущим поколениям (1944 г.).

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES  
SIBERIAN BRANCH  
A.P. VINOGRADOV INSTITUTE OF GEOCHEMISTRY

# GEOLOGICAL EVOLUTION OF THE EARTH: FROM SPACE DUST TO THE HOME OF MANKIND

Editors:

*M. I. Kuzmin, V. V. Yarmolyuk*



NOVOSIBIRSK  
ACADEMIC PUBLISHING HOUSE «GEO»  
2021

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ им. А.П. ВИНОГРАДОВА

# ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМЛИ: ОТ КОСМИЧЕСКОЙ ПЫЛИ ДО ОБИТЕЛИ ЧЕЛОВЕЧЕСТВА

Ответственные редакторы:  
*М.И. Кузьмин, В.В. Ярмолюк*



НОВОСИБИРСК  
АКАДЕМИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО «ГЕО»  
2021

УДК 551.12+551.2+551.1  
ББК 26.33 : 22.654 : 28.01  
Г36

Авторы:

*М.И. Кузьмин, В.В. Ярмолюк, Д.П. Гладкочуб, Н.А. Горячев, А.П. Деревянко,  
А.Н. Диденко, Т.В. Донская, В.А. Кравчинский, А.Р. Оганов, С.А. Писаревский*

**Геологическая эволюция Земли: от космической пыли до обитателя человечества** / Отв. ред.: М.И. Кузьмин, В.В. Ярмолюк ; Рос. акад. наук, Сиб. отд-ние, Ин-т геохимии им. А.П. Виноградова. – Новосибирск : Академическое изд-во «Гео». – 327 с. – ISBN 978-5-6043022-8-6 (в пер.).

В монографии рассмотрена геологическая история Земли от ее зарождения до настоящего времени. Земля зародилась в составе Солнечной системы спустя ~9,2 млрд лет после образования Вселенной. В хаотичный период (4568–4500 млн лет) произошли аккреция Земли и дифференциация ее на ядро и мантию и формирование спутника Земли Луны. В гадейский эон (4,5–4,0 млрд лет) началась геологическая история Земли, развитие планеты контролировалось постоянными космическими бомбардировками. С раннего архея (4,0–3,1 млрд лет) началась самоорганизация в развитии Земли, а тектонические процессы определялись тектоникой покровышки и мантийными переворотами. В этот этап в ее недрах зарождается твердое железное ядро. В переходный период (3,1–2,0 млрд лет) определяющим тектоническим режимом стала тектоника малых литосферных плит, резко возросла скорость корообразования, в строении верхней мантии выделилась астеносфера, а нижнемантийный слой D'' начал влиять на динамику всей мантии. Поздний период развития Земли (<2 млрд лет) контролировался процессами глобальной тектоники, включающей тектонику литосферных плит и мантийных плюмов. В книге рассмотрены вопросы формирования суперконтинентов и суперконтинентальных циклов, проблемы палеотектонических реконструкций, металлогенической эволюции в истории Земли и эволюция биосферы. Особый раздел посвящен появлению человека и возникновению ноосферы.


Книга рассчитана на специалистов, занимающихся проблемами эволюции геологических процессов, а также на студентов и преподавателей геологических специальностей ВУЗов.

The monograph discusses the geological history of the Earth from its origin to present time. The Earth was born as part of the Solar System ~9.2 billion years after the formation of the Universe. During the Chaotic period (4568–4500 Ma), the Earth accreted and underwent differentiation into the core and mantle, and the the Moon was formed. The geological history of the Earth began in the Hadean (4.5–4.0 Ga); its evolution was controlled by continuous meteoritic bombardments. In the early Archean (4.0–3.1 Ga), the Earth's self-organization began, and tectonic processes were determined by the stagnant-lid regime and mantle overturns. At this stage, a solid iron core was born in the Earth's interior. In the transition period (3.1–2.0 Ga), the tectonics of small lithospheric plates became the main tectonic regime, the rate of crust formation drastically increased, the asthenosphere emerged in the upper mantle, and the deep-mantle D'' layer began to affect dynamics of the whole mantle. The late period in the Earth's history (<2 Ga) was controlled by global tectonic processes, including the plate and mantle plume tectonics. The book discusses the formation of supercontinents and supercontinental cycles, the problems of paleotectonic reconstructions, the metallogenic evolution of the Earth, and the evolution of the biosphere. A separate section discusses the origins of Homo Sapiens and the noosphere.

The book is intended for researchers studying the evolution of geological processes, as well as students and teachers of geological departments of colleges.

© Коллектив авторов, 2021  
© Ин-т геохимии им. А.П. Виноградова  
СО РАН, 2021  
© Оформление. Академическое  
изд-во «Гео», 2021

ISBN 978-5-6043022-8-6



# Введение

Наша Земля обладает уникальными свойствами, которых нет у других планет Солнечной системы. Они пока не установлены астрономами и за ее пределами, хотя уже имеется возможность наблюдать более пяти тысяч планет в других звездных системах. Наиболее четко эти особенности Земли, которая стала колыбелью разумного человека, описал в своей книге «Земля как эволюционирующая планетная система» замечательный геолог Кент Конди [Condie, 2011]: «Земная орбита близка к круговой, что обеспечивает более или менее постоянное поступление количества тепла, исходящего от Солнца. Если бы орбита была более вытянута, то на планете стало бы холоднее зимой и жарче летом. Тогда высшие формы жизни могли бы и не выжить.

Если бы Земля была только на 5 % ближе к Солнцу, то, подобно тому, что происходит на Венере, температура на ее поверхности была бы слишком высокой для существования воды в жидком состоянии. Если бы наша планета находилась на 5 % дальше от Солнца, то океаны замерзли бы, фотосинтез был бы значительно ослаблен, и содержание атмосферного кислорода сильно бы сократилось. В обоих случаях условия на Земле затрудняли бы появление привычных для нас форм жизни.

Если бы Земля была существенно массивнее, то силы гравитации, скорее всего, препятствовали бы появлению высших форм жизни, а если меньше, то Земля, подобно Марсу, лишилась бы атмосферы под воздействием солнечного ветра, что также не способствует развитию жизни.

Если бы Земля не имела достаточно мощного магнитного поля, то смертоносные космические лучи убили бы все формы жизни на ней. Если бы не было озонового слоя, фильтрующего и не допускающего вредную ультрафиолетовую солнечную радиацию, высшие формы жизни на Земле также не могли бы существовать.

Если бы гравитационное поле Юпитера не оказывало регулирующее воздействие на внутренние зоны Солнечной системы, Земля беспрерывно подвергалась бы бомбардировкам метеоритов и комет, следствием которых

стали бы постоянные катастрофы глобального масштаба, препятствующие эволюции жизни для высших ее форм».

Когда Кент Конди писал свою книгу, данные о звездных системах, содержащих планеты, стали только появляться. В настоящее время количество выявленных экзопланет исчисляется тысячами, что позволяет провести сравнительный анализ того, насколько такие планеты могут быть сопоставлены с нашей Землей.

Обращаясь к проблеме возникновения и развития Солнечной системы, вице-президент РАН академик Ю.Ю. Балега в интервью с журналистом В. Чумаковым, опубликованном в 2018 г. в № 5–6 «В мире науки», сказал: «Вроде бы с Солнечной системой все было понятно. При рождении звезды из огромного облака газа при его сжатии образуется протопланетный диск, в котором позже формируются планеты. ... Солнце своим излучением сдувает все вокруг себя. При этом чем легче элемент, тем дальше он улетает. Водород и гелий – легкие газы, улетели далеко и там, вдали, образовали газовые планеты-гиганты. А тяжелые элементы – пыль, частицы – образовали каменные планеты типа Земли, Марса или Венеры здесь, вблизи от Солнца». Действительно, все логично: под влиянием солнечного излучения произошло разделение протопланетного диска, поэтому газово-водные планеты Юпитер и другие образовались вдали от Солнца, а твердые, каменные планеты – вблизи.

В последние годы благодаря использованию космических аппаратов и орбитальных телескопов (в том числе телескопа «Хаббл») получен огромный материал о других звездных мирах, позволивший более полно понять закономерности формирования звездно-планетных систем, в частности, расшифровать ранние этапы развития Солнечной системы.

«Сейчас нам известно, – рассказывает Ю.Ю. Балега, – более пяти тысяч планет у других звезд. Кандидатов в звездно-планетные системы еще больше, более десятка тысяч. Можно сказать, планетные системы есть практически у всех звезд, возможно, у всех».

Изучение звездно-планетных систем показало, что Солнечная система сильно выделяется среди них. «У большинства звезд, – как утверждает Ю.Ю. Балега, – у которых мы нашли планеты, газовые планеты-гиганты, вроде нашего Юпитера, находятся не на больших расстояниях, как у нас, а рядом с главной звездой. И таких примеров очень много». Кроме того, у ряда звездно-планетных систем обнаружены планеты средних и малых размеров (1–10 массы Земли), расположенные ближе к звезде, чем расстояние между Солнцем и Меркурием. Все перечисленные особенности нашей Солнечной системы позволили К. Батыгину с коллегами [2016] назвать ее «белой вороной» среди других звездно-планетных систем. Эти авторы выдвигают возможные причины отличия Солнечной системы от других. Предлагаемый вариант мы рассмотрим в первой главе книги.

В.И. Вернадский в работе «Несколько слов о ноосфере» [1944] писал, что основа науки – накопление научных фактов; факты составляют главное содержание научного знания. Имеющиеся факты и их обобщение – основа нау-

ки. Ни философия, ни религия таких фактов не создают. Он утверждал, что научное познание должно постоянно расти со временем, должно все больше углубляться, научно отмечая меняющую картину Земли и космоса. Эти положения В.И. Вернадского следует понимать так, что полученные факты остаются непреложными, но то, как они вписываются в существующий природный процесс, требует постоянного изучения их (фактов) взаимодействия, которое во многих случаях характеризует существующие природные объекты.

В какой-то мере продолжением этих фундаментальных понятий о развитии науки стала работа Т. Куна [1975] «Структура научных революций». Он ввел в практическую научную деятельность понятие *парадигма*. Парадигма – это комплекс научных данных или аксиом, принимаемых за основу при формировании возможных путей развития данного направления науки. В ходе развития науки появляются новые факты, которые могут привести к пересмотру начальной парадигмы.

Однако, как правило, ***развитие науки идет не путем плавного наращивания новых знаний и замены ими старых, а путем периодической коренной трансформации, т.е. смены ведущих представлений, другими словами, через периодически повторяющиеся научные революции*** [Кун, 2003].

Первая парадигма геологии была предложена Ч. Лайелем, который в 1830–1833 гг. написал фундаментальный труд «Основы геологии». Он предложил и обосновал понятие *актуализма* и *униформизма*. Метод актуализма, как его понимал Лайель и как он понимается сегодня, основан на современных наблюдениях геологических явлений в прошлом. Суть гипотезы *униформизма* заключается в утверждении того, что при всех преобразованиях в природе, законы, определяющие эти изменения, остаются постоянными. Эти два понятия являются основой интерпретации наблюдаемых геологических обнажений, а также изучаемых по ряду обнажений геологических структур.

Используя предлагаемый подход к изучению палеозойского складчатого пояса штата Нью-Йорк, американские геологи Дж. Холл и Д. Дэн предложили концепцию геосинклиналей, объясняющую формирование активных геологических структур. Они выделили три фазы в развитии геосинклинали. Первая фаза – зарождение геосинклинали, связанное с формированием глубоководного океанического бассейна с глубоководными осадками и излияниями подводных лав. Вторая фаза – тектоническая, в процессе которой происходят деформации, складчатость, метаморфизм ранее отложившихся осадков и проявления гранитоидного магматизма. Третья фаза – заключительная, обычно называемая орогенной или горообразующей.

Геосинклинали концепция была выдвинута в 60-е гг. XIX столетия и просуществовала вместе с методологией Ч. Лайеля до 60-х гг. XX столетия. Следует подчеркнуть, что обоснование геологической последовательности осадочных, метаморфических и интрузивных комплексов и условий их образования делалось с учетом выделенных Ч. Лайелем понятий – актуализма и униформизма. В связи с этим парадигма *геосинклиналичного режима* учиты-

вает как работу Ч. Лайеля, так и связывается с именами Дж. Холла и Д. Дэна. Геосинклинальные структуры четко выделяются в пределах континентов. В XIX и первой половине XX в. основные геологические работы и поиски полезных ископаемых проводили на континентах, поэтому понятно, что эта парадигма просуществовала более 100 лет. Она убедительно «доказывала» геологические процессы, в результате которых происходило формирование горно-складчатых сооружений, а также давала основание для определения, с какими фазами развития геосинклиналей связаны конкретные типы полезных ископаемых. Это было важно для поиска и открытия новых месторождений.

К середине XX в. появилось много данных о строении океанов, развитие геофизики позволило хорошо представить глубинные структуры Земли, а палеомагнитные данные показали, что наши континенты не стоят на месте, а передвигаются. Все это стало основой появления новой парадигмы геологии – тектоники литосферных плит.

Обоснование парадигмы тектоники литосферных плит связано с именами замечательных геологов XX в., которые хорошо представляли концепцию геосинклиналей, однако видели, что новые факты о строении океанов и глубинном строении Земли не могут быть объяснены с позиции первой парадигмы. Вот имена этих ученых – геологов, геофизиков: Р. Дитц, Г. Хесс, Ф. Вайн, М. Мэтьюз, Дж. Уилсон, В. Морган, К. Ле-Пишон. Работы этих исследователей позволили американским геофизикам Б. Айзексу, Дж. Оливеру и Л. Сайксу опубликовать статью «Сейсмичность и новая глобальная тектоника», в которой была сформулирована концепция новой парадигмы геологии.

Основные положения этой концепции:

– В тектонических процессах взаимодействуют две внешние оболочки Земли – литосфера и астеносфера.

– Вещество в астеносфере находится в частично расплавленном состоянии, оно способно к перетеканию, к ползучести, в связи с чем в астеносфере может возникать конвекция, поддерживаемая энергией, поступающей из внутренних оболочек Земли.

– Литосфера представляет собой пластину, пассивно реагирующую на процессы, протекающие в астеносфере. Литосфера не непрерывна, ее сплошность нарушается в узких поясах – современных активных зонах, которые выявляются по высокой сейсмичности и магматической активности. Активные зоны разбивают литосферу на ряд жестких литосферных плит, которые под действием конвективных или иных потоков в астеносфере перемещаются в горизонтальном направлении.

– В одних активных зонах или границах литосферных плит – в системах срединно-океанических хребтов (дивергентных или конструктивных границах) – литосферные плиты наращиваются и расходятся в стороны, в других – системах вулканических дуг и глубоководных желобов (конвергентные или деструктивные границы) – плиты уничтожаются и погружаются в мантию. Наконец, в зонах трансформных разломов литосферные плиты скользят относительно друг друга.

Эта концепция очень скоро завоевала признание большинства геологов различных стран. В нашей стране Л.П. Зоненшайн, В.Е. Хаин, О.Г. Сорохтин и ряд других специалистов обосновали необходимость использования тектоники плит для интерпретации активных горно-складчатых структур Земли, а соответственно и нашей страны. Следует заметить, что фактический геологический материал по разновременным, особенно фанерозойским, активным зонам Земли, мог успешно использоваться при рассмотрении геологического развития различных регионов с позиции тектоники литосферных плит. По инициативе Л.П. Зоненшайна была написана монография [Зоненшайн и др., 1990], в которой на основе имеющегося геологического фактического материала была проведена интерпретация геологической истории территории нашей страны с позиции тектоники плит. Эта работа активно использовалась геологической общественностью разных стран. Данный факт лишний раз подтверждает верность положения В.И. Вернадского, что основа науки – научные факты, которые могут интерпретироваться на основе нашего понимания природных процессов, изменяться в ходе развития науки в связи с дальнейшими исследованиями и появлением новых фактов.

Тектоника плит оперирует только двумя внешними геосферами Земли, в этой концепции нет связи с более глубинными геосферами. В то же время еще в начале 60-х гг. прошлого столетия говорилось о наличии магматических проявлений внутри плит, поэтому была необходимость связать процессы тектоники плит с глубинными мантийными процессами.

Важной вехой в этом направлении стала работа [Зоненшайн, Кузьмин, 1983], в которой было выполнено исследование распределения проявлений внутриплитного магматизма по поверхности Земли. Оказалось, что почти все проявления внутриплитного вулканизма возрастом 15–0 млн лет образуют два скопления: Африкано-Атлантическое и Тихоокеанское. Эти скопления характеризуются повышенными крупными положительными аномалиями рельефа и положительными отклонениями геоида. Подобные характеристики позволили связать выделенные области внутриплитного вулканизма с горячими полями мантии Земли, считая, что здесь к поверхности Земли близко подходит вещество, очевидно, более горячей нижней мантии. Это подтвердилось и геохимическими данными. Действительно геохимические показатели внутриплитного магматизма указывали на более высокое содержание в них литофильных элементов, в отличие от базальтов срединно-океанических хребтов – продуктов деплетированной мантии. Конечно, важно было получить данные по строению мантии «горячих полей» и оценить ее отличия от остальной мантии.

Развитие сейсмоотографических исследований позволило это сделать. В 1984 г. была опубликована статья [Dziewonski, 1984] по результатам сейсмоотографического картирования нижней мантии. В статье показано, что существуют две большие мантийные провинции – Африкано-Атлантическая и Тихоокеанская, которые отличаются от остальной мантии более низкими скоростями сейсмических волн. Под таким названием эти провинции вошли в геологическую литературу. Они (провинции) прослеживаются от погра-

ничного слоя D'' до поверхности Земли. Обычно низкоскоростная мантия в виде большого единого пространства прослеживается до границы нижней и верхней мантии, подогревая верхнемантийную мелкочаеистую конвекцию, и далее в виде отдельных «струй» до поверхности Земли, питая отдельные горячие точки. В ряде случаев, например Гавайи и Исландия, вещество горячих полей мантии определяет магматизм этих структур подъемом глубинных мантийных плюмов. Мантийные плюмы, поднимаясь от ядра к поверхности, несут энергию для взаимодействия двух верхних оболочек: литосферы и астеносферы.

Таким образом, в научном обиходе появился новый очень важный фактор, определяющий развитие Земли – мантийные плюмы, связывающие нижнемантийную конвекцию с процессами в верхних оболочках Земли. Нижнемантийная конвекция поддерживает мелкочаеистую верхнемантийную конвекцию [Кузьмин, Ярмолюк, 2016]. Важно подчеркнуть, что тектоника плит и тектоника мантийных плюмов, которые совместно определяют современную эндогенную активность Земли, а также взаимодействие всех ее оболочек (геосфер – ядра, нижней и верхней мантии, литосферы, гидросферы и атмосферы), являются ведущей причиной формирования различных типов магматических пород, а соответственно, и широкой гаммы месторождений полезных ископаемых.

Заканчивая раздел о становлении парадигмы современной активности Земли, считаем целесообразным отметить следующее. Обе составляющие данной парадигмы были выделены на основании полученных новых данных. Тектоника литосферных плит была окончательно сформулирована когда наука получила новые данные, включающие подробные карты строения дна океанов, геофизические данные о глубинном строении литосферы и астеносферы, а также данные о составе глубинных пород океана и активных континентальных окраин. Конечно, очень важно, что перечисленные выше ученые, обосновавшие основные положения тектоники плит, хорошо представляя современное развитие геологической науки, смогли окончательно сформулировать концепцию тектоники литосферных плит.

Теория плюмового магматизма получила развитие в связи с тем, что необходимо было понять, как «поверхностные» процессы, определяемые взаимодействием двух верхних оболочек Земли (литосферы и астеносферы), соотносятся с глубинными процессами, происходящими в нижней мантии и ядре. Конечно, важную роль в интерпретации связи процессов тектоники плит с глубинными мантийными процессами сыграли развитие геологической науки, появление данных о геофизических полях практически по всей Земле, а также развитие новых методов геофизики – сейсмотомографии, вычислительной техники.

В нашей стране, как и во всем мире, не ослабевает интерес к проблемам глубинной геодинамики. Регулярно проходят Всероссийские совещания с международным участием, на которых обсуждаются проблемы плюмов. Одно из таких совещаний состоялось на Байкале в 2013 г. Приведем несколько

важных заявлений, которые сделали участники совещания и которые были оформлены в качестве выводов в решении.

1. Если тектоника плит (парадигма 1960-х гг.) объясняет, как взаимодействуют верхние оболочки Земли, то мантийные плюмы помогают понять, что геодинамика Земли определяется взаимодействием всех ее оболочек – от ядра до земной коры.

2. Плюмовые и субдукционные процессы равнозначны в геодинамике Земли. Очевидно, что внутриплитная активность играет столь же важную роль в эндогенных процессах, что и процессы на конвергентных границах плит. Это вполне объяснимо, так как субдукционные и плюмовые мантийные потоки являются равнозначными ветвями единой системы мантийной конвекции Земли, а области внутриплитной активности являются также участками разгрузки эндогенной энергии.

3. При анализе эволюции и становления современных континентов необходимо учитывать как процессы, связанные с границами литосферных плит, так и активность суперплюмов, определяющих внутриплитную активность в их пределах.

4. Роль плюмового магматизма в металлогении пока еще недооценена. Намечается связь с плюмами крупных месторождений. Невозможно изучать рудную геологию, не изучая рождение, эволюцию и связь с рудными процессами мантийных плюмов.

Таким образом, мировое геологическое сообщество четко определило парадигму глубинной геодинамики, свойственной современной эндогенной активности Земли. Очень приятно, что российские геологи принимали в этом непосредственное участие. Основные положения современной эндогенной активности Земли в нашей стране обобщены в работах Л.П. Зоненшайна, М.И. Кузьмина, В.Е. Хаина, Н.Л. Добрецова и многих других, в которых рассмотрены вопросы значения тектоники плит и тектоники плюмов в эволюции Земли.

Прежде чем перейти к главной теме монографии и говорить об образовании и эволюции нашей уникальной планеты, очень кратко остановимся на проблемах образования видимой части Вселенной и нашей Солнечной системы в ней.



## Глава 1

# СОЛНЕЧНАЯ СИСТЕМА И ЕЕ МЕСТО ВО ВСЕЛЕННОЙ

### 1.1. ПРЕДЫСТОРИЯ ЗАРОЖДЕНИЯ СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ

По современным представлениям, согласно модели  $\Lambda$ CDM (Lambda-Cold Dark Matter, или современная стандартная космологическая модель), возраст нашей Вселенной составляет  $13,799 \pm 0,021$  млрд лет [Planck Intermediate Results, 2018]. Возникла она в результате Большого взрыва. Но что расположено за границей нашей Вселенной? Вице-президент РАН академик Ю.Ю. Балега [2018] в статье «Дети вакуума» замечает: «Мы знаем только нашу Вселенную. ... Но, может быть, есть другие, много других вселенных. Сейчас физики склоняются к тому, что таких вселенных, как наша, бесконечно много». Действительно, необходимо понять, что же есть за границей нашей Вселенной: или другие вселенные, или пустота, вакуум? Это важная проблема, но получить ответ на этот вопрос пока невозможно. Как нам представляется, это задача будущих поколений ученых.

Важный вопрос – как и когда возникла наша Вселенная. Ю.Ю. Балега [2018] отметил: «Мы можем описать рождение нашей Вселенной с высочайшей точностью, вплоть до самых первых мгновений. Родилась она из вакуума». Далее он поясняет, что вакуум – это не пустота, он имеет энергию. Случайные флуктуации энергии приводят к тому, что из нее (энергии) рождается материя, вещество. Это произошло  $\sim 13,8$  млрд лет тому назад. Сначала она была быстро расширяющимся шаром плазмы, через 380 тыс. лет появились первые наиболее просто устроенные атомы водорода и гелия. Спустя, возможно, миллион лет появились первые звезды, которые были очень массивными, поэтому жизнь их была короткой. Они быстро выгорали и взрывались сверхновыми. В ядрах звезд шли термоядерные реакции, в результате которых возникли тяжелые элементы. Как отметил Ю.Ю. Балега, «Смерть старых звезд породила жизнь звезд новых. И не только звезд, она породила вообще новый виток жизни, благодаря ей появились планеты, биосфера (т. е. биологические объекты) и мы с Вами». Это действительно так, наше появление на планете Земля является результатом длительной эволюции Вселенной от ее

зарождения и развития через ряд кульминационных стадий вплоть до появления Солнечной системы с планетой Земля, геологическая эволюция которой привела к появлению жизни – величайшего чуда в развитии материи космоса.

О ранних этапах развития Вселенной, о древнейших галактиках, участвовавших в ее строении, позволяют судить данные астрономии. К настоящему времени получены сведения о галактиках, которые сформировались 13,4 млрд лет назад (рис. 1.1). Это позволяет реконструировать около 97 % времени существования нашей Вселенной.

Как пишет Д. Вибе [2019], такие первые галактики не были похожи на современные, так как кроме водорода и гелия они не содержали других элементов. Со временем в недрах звезд синтезировались более тяжелые элементы. Когда звезды умирали во взрывах сверхновых, их вещество рассеивалось, обогащая пространство более тяжелыми, чем водород и гелий, элементами, в том числе теми (углерод, кислород и др.), которые необходимы для жизни.

Первые галактики были значительно меньших размеров, составляя примерно 1 % по отношению к нашей галактике Млечный Путь. Галактики быстро росли. В них формировались новые звезды. «Топлива» было предос-

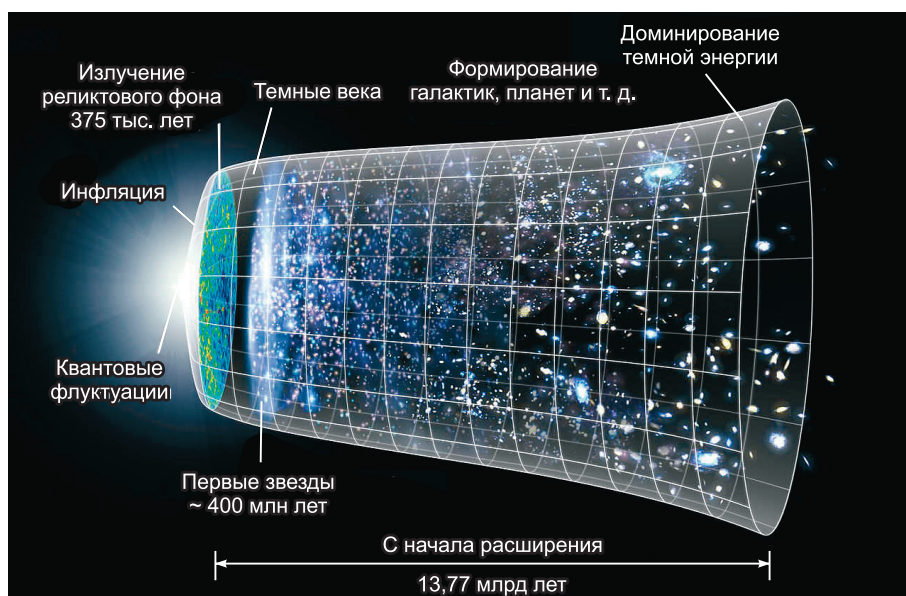


Рис. 1.1. Изображение эволюции Вселенной за 13,77 млрд лет [Wikimedia Commons File: CMB Timeline300 no WMAP].

В крайнем левом углу изображен самый ранний момент, когда период «инфляции» вызвал всплеск экспоненциального роста Вселенной. В течение следующих нескольких миллиардов лет расширение Вселенной постепенно замедлялось. В последнее время расширение снова начало ускоряться, поскольку отталкивающие эффекты темной энергии стали доминировать.

таточно. Галактики «купались» в газообразном водороде, притягивая его к себе. Сталкивались, сливаясь воедино. Со временем рост галактик замедлялся, поступление газа в них уменьшалось.

Так в общих чертах рисуется картина начала формирования нашей Вселенной. Однако остается много вопросов. Большая их часть относится к процессам ранней стадии развития космического пространства после Большого взрыва. Они, несомненно, важны, но нас в первую очередь интересует вопрос, как сформировалась Солнечная система и как в ней образовалась и эволюционировала планета Земля.

Рассматривая Солнечную систему, следует учитывать следующее. В связи с Большим взрывом 13,8 млрд лет назад сформировались первые звезды. Около них не было планет, так как в это время еще не существовало элементов тяжелее водорода и гелия. Благодаря ядерным реакциям позднее в недрах звезд возникли более тяжелые элементы. Их рассеивание в космосе происходило после взрыва сверхновых звезд. Такие взрывы «засеивали» межзвездное пространство новообразованными элементами, последовательно изменяя состав космической пыли.

Взрыв одной из сверхновой в нашем рукаве галактики Млечный Путь воздействовал на газово-пылевое облако, из которого впоследствии формировалась Солнечная система. Состав облака, учитывая общий состав Солнца, 71 вес.% водорода, 27 вес.% гелия и 2 вес.% остальных элементов. Более ранние газово-пылевые туманности, порождавшие новые звезды, в том числе и с планетами, имели существенно меньший набор элементов, преимущественно из верхней части таблицы Менделеева, поэтому в них не могли образовываться планеты типа нашей Земли. Если в процессе дальнейшего изучения Вселенной наши взгляды о появлении в ней элементов тяжелее водорода и гелия не изменятся, то искать планеты, обеспечивающие условия для появления жизни, в связи со звездами ранних генераций представляется бесперспективным.

Особо следует сказать о месте появления Солнечной системы в нашей галактике. Как отметил Д. Гриббин [2018], она возникла в 27 тыс. световых лет от центра галактики. Астрономы считают, что зона от 23 до 30 тыс. световых лет наиболее благоприятна как для «жизни» звездной системы, так и для жизни на планетах такой системы. Ближе к центру галактики часто происходят взрывы сверхновых, там действует мощное  $\gamma$ -излучение, связанное с черными дырами и являющееся смертоносным для живого вещества. Поэтому расположение Солнечной системы в галактике оказалось благоприятным для появления и эволюции жизни на нашей планете. В центральных участках галактики Млечный Путь найти аналоги нашей Земле крайне маловероятно.

Следует отметить также следующее обстоятельство, отличающее Солнечную систему от других звездно-планетных систем галактики. В настоящее время в галактике Млечный Путь известно более 5000 планет, находящихся в разных звездных системах. Как правило, вблизи светила находятся крупные газово-ледяные (водные) крупные планеты. В этих же звездных

системах, на расстояниях меньших, чем удаление от Солнца ближайшей к нему планеты Меркурий, часто располагаются небольшие (более мелкие, чем Земля) каменные планеты. Как отмечает в своей статье Ю.Ю. Балега [2018], в Солнечной системе совершенно другая закономерность, что еще требует дополнительного изучения: здесь планеты распределены по существенно более удаленным орбитам. В работе американских астрономов [Батыгин и др., 2016] наша Солнечная система названа «белой вороной» среди других звездно-планетных систем. Они выдвигают рабочую гипотезу, объясняющую возможные причины особого строения нашей Солнечной системы. Это вопрос мы рассмотрим в следующем разделе главы.

## 1.2. ОБРАЗОВАНИЕ СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ

Еще совсем недавно считалось, что наша планетная система зародилась во вращающемся газово-пылевом облаке, в центре которого возникло Солнце, а вокруг него (с учетом дифференциации облака) образовались планеты с определенными стабильными орбитами. Полученные новые данные существенно скорректировали эту стройную концепцию. Как было показано в предыдущем разделе, Солнечная система сильно отличается от известных звездно-планетных систем нашей галактики. Обычно в таких системах около «матери»-звезды располагаются малые ( $1/100$ ;  $1/10$  нашей Земли) планеты, а на небольшом расстоянии от звезды, как правило, находятся газово-ледяные планеты-гиганты типа нашего Юпитера.

Солнечная система имеет более обширную планетарную группу и разделена на две (внутреннюю и внешнюю) части. В ней планеты-гиганты, состоящие из льда и газа, расположены во внешней части системы. К. Батыгин и др. [2016] предложили гипотезу, которая позволяет объяснить особый механизм формирования нашей Солнечной системы и особенности ее строения.

Как считают астрономы и планетологи, Солнечная система зародилась 4568 млн лет назад в недрах гигантского газово-пылевого облака. Важна причина образования Протосолнечной туманности, в составе которой должно было находиться большое разнообразие химических элементов и различных коротко- и долгоживущих изотопов. Вероятнее всего, возникновению такого облака (туманности) способствовал взрыв сверхновой звезды в окрестностях будущей Солнечной системы. Взрыв массивной звезды за счет ядерных реакций обусловил синтез (нуклеосинтез) и, соответственно, появление разнообразных элементов, в том числе короткоживущих радиоактивных изотопов, изотопно-геохимическая история которых во многом способствовала пониманию самых ранних этапов развития Солнечной системы в целом и Земли в частности. Этот взрыв мог стимулировать начало конденсации межзвездной материи в результате гравитационного сжатия.

Солнечная система возникла достаточно поздно после образования нашей Вселенной. В туманности-прародительнице кроме водорода и гелия уже находились в необходимом количестве более тяжелые элементы, которые

при конденсации сформировали каменный материал, участвовавший в образовании планет. Этот «каменный материал» – хондриты, представители которых сохранились до настоящего времени. Большое значение для формирования каменного (метеоритного) вещества имела энергия, выделяющаяся короткоживущими изотопами, такими как  $^{26}\text{Al} \rightarrow ^{26}\text{Mg}$ ,  $T_{1/2}$  (период полураспада) – 0,72 млн лет,  $^{60}\text{Fe} \rightarrow ^{60}\text{Ni}$ ,  $T_{1/2} = 2,6$  млн лет и др. Следы, оставленные этими короткоживущими изотопами, стали важным свидетельством тех процессов, которые действовали на ранних этапах эволюции Солнечной системы, в том числе нашей Земли.

Как показывают расчеты астрономов и планетологов, менее чем за 100 тыс. лет в центре газопылевого скопления (туманности) под воздействием гравитации возникла звезда – Протосолнце. Оно было окружено широким кольцом из газа и пыли – протопланетным диском [Лин, 2008], который стал строительным материалом для планет нашей Солнечной системы. В дальнейшем в этом протопланетном диске происходили процессы, разделившие его на сферы с разным соотношением каменного и газовой-водно-ледяного вещества.

Схематично это разделение можно представить следующим образом. В протопланетном диске было движение, скорее всего хаотичное, пыли и газа. При движении происходило столкновение, часть вещества, расположенная вблизи протозвезды, могла падать на нее. Другая часть при столкновении нагревалась, процессу нагревания способствовал распад короткоживущих изотопов. Нагретые пылинки соединялись и могли постепенно превратиться в более крупные образования – хондриты – протокаменное вещество. Вода и другие летучие с низкой температурой кипения испарялись и, обретая более высокую скорость, удалялись от протозвезды. Происходила естественная дифференциация вещества протопланетного диска [Батыгин и др., 2016], в котором появилась естественная граница, разделившая область преобладания твердого вещества во внутренней его части и область, куда были вытеснены легколетучие газы, в том числе вода и углекислый газ. Эта граница образовалась за орбитой Марса, между ним и Юпитером. Она разделила Солнечную систему на внутреннюю область, где сформировались планеты земной группы, и внешнюю, где расположились газовые планеты-гиганты [Батыгин и др., 2016]. Такое разделение произошло примерно через 2 млн лет после начала формирования Солнечной системы (рис. 1.2).

Таким образом, в первые 2 млн лет произошло разделение Солнечной системы на две части. Во внутренней части начали формироваться многочисленные эмбрионы планет земной группы, многие из которых в дальнейшем аккрецировались в ныне существующие планеты. Во внешней части Солнечной системы в это же время сформировались планеты-гиганты Юпитер и Сатурн и очевидно, эмбрионы других газовой-ледяных планет, которые окончательно сформировались позднее.

Подобным строением Солнечная система резко отличается от других планетных систем, где планеты-гиганты расположены гораздо ближе к све-

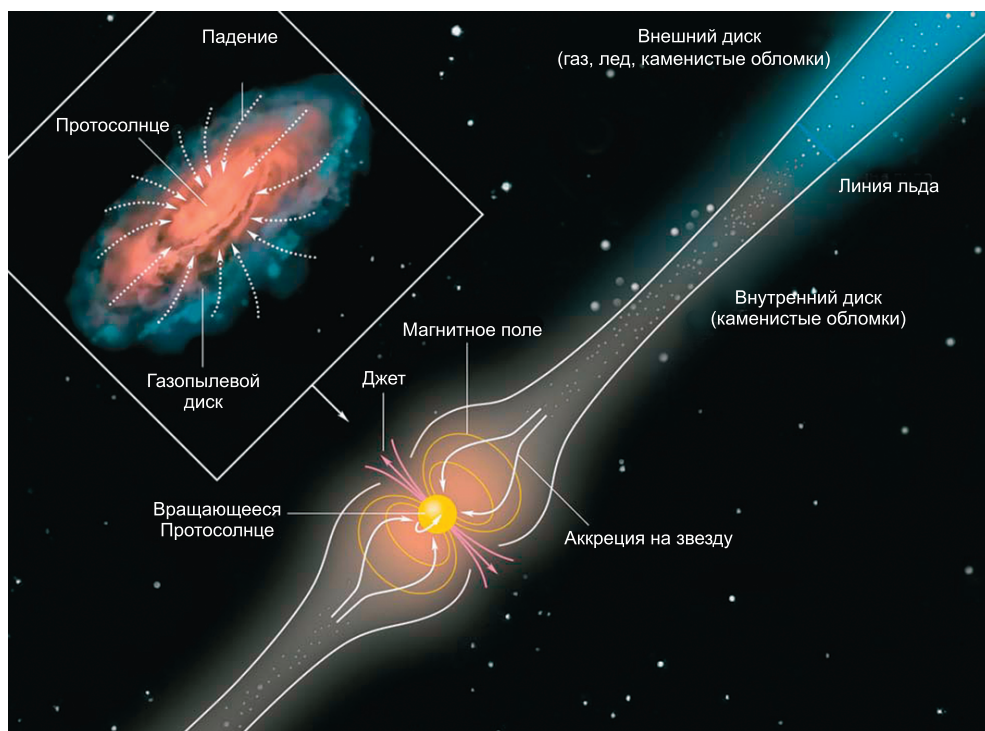


Рис. 1.2. Начальная стадия эволюции Солнечной системы 4568 млн лет назад (по: [Батыгин и др., 2016]).

Начало хаотичного эона Солнечной системы. Рождение Протосолнца. Образование внутренней области, состоящей из метеоритов. Линия льда – внутренняя граница внешней газовой-ледяной области, в которой через 2 млн лет после рождения Солнечной системы сформировались планеты-гиганты Сатурн и Юпитер.

тилу. По образному выражению К. Батыгина с коллегами [2016], такие особенности Солнечной системы – «продукты ее молодости..., включавшей больше драмы и хаоса». Важным элементом первичного хаоса стало сложное взаимодействие гигантских периферийных планет. Впервые на это было обращено внимание в компьютерной модели Ф. Массе и М. Снэллгроува [Masset, Snellgrove, 2001]. Эти исследователи показали, что благодаря гравитационному взаимодействию движение планет-гигантов в пределах Солнечной системы не было однонаправленным. Вначале они, подобно планетам-гигантам других планетарных систем, постепенно смещались в сторону Солнца, а позднее – от него.

Развивая эти идеи, К. Батыгин с коллегами [2016] показали, что главным эффектом смены направления движения планет-гигантов (смена галса) стала атака (гравитационное воздействие) Юпитера и Сатурна на «население» первичных внутренних планет Солнечной системы, т. е. планет земной группы. Двигаясь к Солнцу, гиганты возмущали движение мелких тел, которые сталкивались и дробились, образуя многочисленные обломки. Эти об-

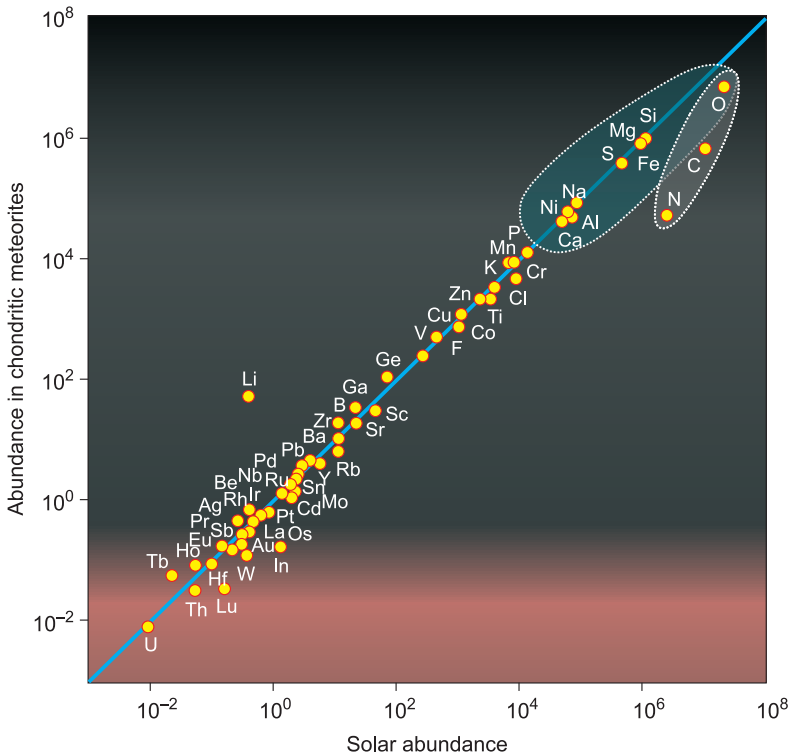


Рис. 1.3. График распространенности элементов в солнечной короне в сравнении с содержанием элементов в углистом хондрите CI (по: [Wood, 2011]).

ломки протопланет были доставлены во внутреннюю часть Солнечной системы. Некоторые из них стали строительным материалом для Земли и Венеры, что позволило в сравнительно короткое время сформировать планеты достаточных объемов. Значительная часть обломков была «вытолкнута» в глубь внутренней зоны и поглощена Солнцем. Это привело к тому, что, в отличие от других звездно-планетных систем, между Меркурием и Солнцем мелких планет не существует. Еще одним следствием воздействия планет-гигантов на внутренние части Солнечной системы стало то, что они обеспечили вброс в нее большого количества ледяных астероидов, которые были, очевидно, усвоены внутренними планетами, в том числе Венерой и Землей.

Поступление большого количества материала во внутреннюю область Солнечной системы изменило орбитальный момент не только Юпитера, но и Сатурна и вызвало смену их движения в сторону от Солнца. Привнесенный планетами-гигантами «строительный материал» обеспечил достаточно большую массу планет Земля и Венера.

Постепенно планеты-путешественники стабилизировали свои орбиты. Этому способствовало их взаимодействие с другими планетами-гигантами (Нептуном и Ураном) и внешним поясом астероидов (поясом Койпера). Пред-

полагается, что побочным эффектом такого уравнивания стал еще один вброс во внутреннюю область Солнечной системы потока обломков, который вызвал мощную астероидную бомбардировку внутренних планет. Однако не исключено, что последняя бомбардировка (4,0–3,9 млрд лет) могла быть вызвана и другими причинами, на которых мы остановимся ниже при обсуждении данных по хаотичному и гадейскому зонам Земли.

Астрономы выделяют хаотичный период развития Солнечной системы от начала ее образования до 4,0–3,9 млрд лет. В геологической литературе, рассматривающей особенности развития Земли, это время включает два зона: хаотичный (4568–4500 млн лет) и гадейский (4500–4000/3900 млн лет) [Goldblatt et al., 2010].

Заканчивая это краткое рассмотрение хаотичного периода в развитии Солнечной системы, считаем необходимым остановиться на сопоставлении состава Солнца с углистыми хондритами – основным строительным материалом планет земной группы.

В работе [Wood, 2011] приведено сопоставление состава поверхности Солнца (солнечной короны) с составом углистых хондритов. На рисунке 1.3 хорошо видно, что оба состава сопоставимы, кроме летучих компонентов, количество которых на Солнце больше. Это свидетельствует об образовании всей Солнечной системы из более или менее однородного по составу протопланетного газово-пылевого скопления.



## Глава 2

### ЗАРОЖДЕНИЕ ЗЕМЛИ И ХАОТИЧНЫЙ ЭОН ЕЕ РАЗВИТИЯ (4568–4500 МЛН ЛЕТ)

В хаотичный эон истории Земли следует выделить следующие основные события: завершившуюся аккрецию планеты, дифференциацию ее недр на мантию и ядро, а также образование спутника Земли – Луны – в результате столкновения Протоземли с малым космическим телом. Появление Луны имеет большое значение для последующего развития Земли, а сопоставление состава пород и минералов Луны и Земли позволяет реконструировать особенности процессов, характерных для ранней стадии формирования обоих космических тел. Каких-либо геологических образований этого возраста на Земле не обнаружено. Однако сравнительные данные по продуктам распада короткоживущих изотопов в породах Земли и метеоритах позволяют реконструировать ряд процессов, которые происходили в это недоступное для прямого изучения время на нашей планете.

Углистые хондриты являются основным материалом, который сформировал планеты земной группы, в том числе нашу Землю. В составе хондритов преобладают элементы Fe, O, Mg, Si, Ni (как основные) совместно с Cu, Al, S, Cr, Mn, Ti и Co [Lauretta, 2011; Wood, 2011]. Аккреция этого материала обусловила образование нашей планеты, в составе которой на него приходится порядка 99 % массы. Внутренняя часть Солнечной системы располагала достаточным количеством «строительного материала», поэтому уже через 11 млн лет после зарождения Солнечной системы масса Земли составила 63 %, а через 30 млн лет – 93 % от современной [Wood, 2011]. Аккреция сопровождалась плавлением вещества Протоземли и его дифференциацией на расплавленное железо-никелевое ядро и силикатную мантию. В работе [Wood, 2011] приведена принципиальная схема процесса аккреции и первичной дифференциации Земли (рис. 2.1).

Очевидно, в первые сотни тысяч лет после разделения Солнечной системы на внешнюю и внутреннюю части происходили столкновения крупных планетезималей, которые, в свою очередь сформировались в результате постепенного приращения более мелких тел, состоящих из частиц пыли про-

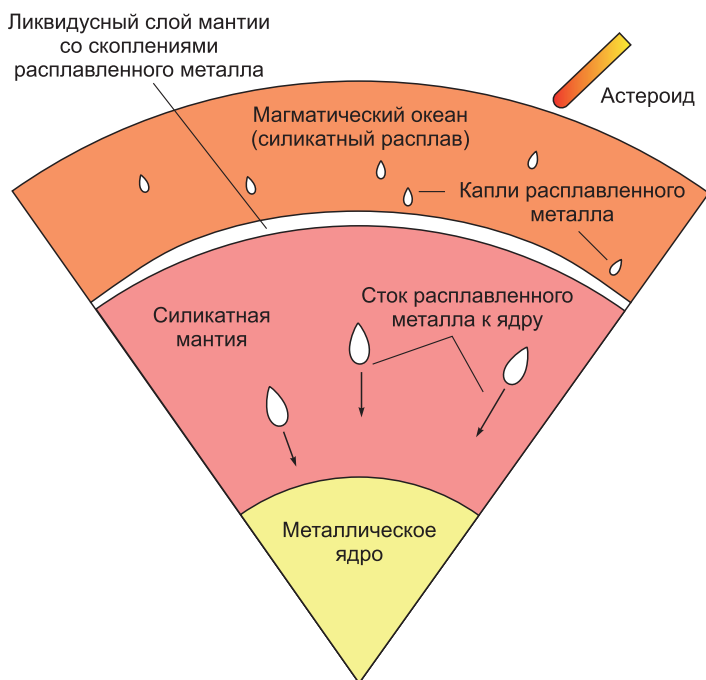


Рис. 2.1. Формирование мантии и ядра на фоне бомбардировок Протоземли астероидно-метеоритными телами.

Энергия соударения астероидов с Землей приводила к формированию больших магматических бассейнов глубиной до 400–700 км. Капли сидерофильных элементов образовывались при плавлении железокремнистого вещества астероидов (метеоритов) и погружались до дна магматического бассейна, где формировали скопления расплавленного металла, которые погружались через нижнюю мантию, наращивая ядро.

топланетного диска. Такое последовательное укрупнение сталкивающихся тел дало начало относительно крупному космическому телу – Протоземле, которое в дальнейшем «притягивало» метеориты и астероиды, наполнявших внутреннюю часть Солнечной системы, и тем самым обеспечивало быстрый рост Земли. Согласно модели аккреции Земли, дифференциация ее вещества происходила одновременно с ее ростом [Wood, 2011]. Столкновение формирующейся планеты с крупными астероидами, а также тепло радиоактивного распада (в первую очередь короткоживущих изотопов) вызывали плавление ее силикатной оболочки, вплоть до образования магматических «океанов». При высокой температуре и давлении 20–23 ГПа происходило разделение магмы на силикатный и железный расплавы [Wood, 2011]. Удары крупных астероидов могли образовывать магматические бассейны глубиной до 400 км. Расплавы железа, как более тяжелые, накапливались на дне бассейна, а затем «проваливались» вниз, наращивая ядро [Wood, 2011].

Учитывая, что строительным материалом Земли являются углистые хондриты, и зная геофизические данные о плотности вещества мантии и ядра Земли, а также геохимические свойства элементов – литофильных, имею-

щих большое сродство с кислородом и накапливающихся в силикатных расплавах, или сидерофильных, родственных железу, можно оценить, к каким последствиям для состава мантии привело выделение железного ядра, а используя данные о короткоживущих изотопах и продуктах их распада, можно оценить время аккреции и, соответственно, дифференциации Земли на ядро и мантию. Как показывает анализ, тугоплавкие литофильные элементы (Zr, Al, Sc, PЗЭ, Ti, Ca, Mg) находятся в силикатной Земле (т. е. в мантии) в тех же соотношениях, что и в углистых хондритах. Содержания сидерофильных элементов в мантии понижены по отношению к хондриту, так как они накапливаются в ядре. Самые низкие содержания высокосидерофильных элементов (Pd, Pt, Re, Os и др.) – в силикатной Земле. Они максимально концентрируются в ядре.

О времени формирования ядра позволяют судить данные распределения в силикатной оболочке Земли продуктов короткоживущих изотопов (рис. 2.2), дочерние изотопы которых могли иметь геохимические свойства, отличные от родительских. В результате они по-разному вели себя в процессах дифференциации оболочек Земли. В этом отношении наиболее интересные результаты дала система  $^{182}\text{Hf} \rightarrow ^{182}\text{W}$ . В ней родительский изотоп  $^{182}\text{Hf}$  с периодом полураспада около 9 млн лет практически исчез в течение первых 50 млн лет земной истории. В отличие от дочернего сидерофильного изотопа  $^{182}\text{W}$  гафний – элемент литофильный. Соответственно, вольфрам вместе с другими тяжелыми металлами, из которых формировалось металлическое ядро, погружался к центру, тогда как гафний поднимался наверх, поскольку участвовал в образовании силикатной мантии (см. рис. 2.2). Если бы ядро сформировалось сразу после аккреции, то дочерний изотоп остался бы вместе с родителем в мантии и соответствовал составу хондритов. Через 50 млн лет после начала земной истории весь  $^{182}\text{Hf}$  превратился в  $^{182}\text{W}$ , и если бы ядро сформировалось позже этого срока, то весь радиогенный вольфрам оказался бы в ядре Земли.

Мантия, по сравнению с хондритом, обеднена вольфрамом ( $\text{Hf}/\text{W} = 19$  и 1,1 соответственно), сохранение в мантии определенного количества изотопа  $^{182}\text{W}$  объясняется тем, что формирование ядра протекало в некото-

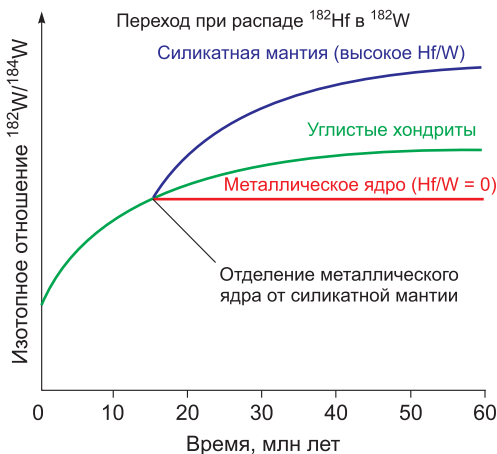


Рис. 2.2. Время образования ядра на основе оценки возраста по  $^{182}\text{Hf} \rightarrow ^{182}\text{W}$ ; ( $T_{1/2} = 8,9$  млн лет).

На диаграмме в условных единицах приведены изменения отношения ( $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ ) в различных системах (металлическое ядро, углистые хондриты, силикатная мантия) во времени (по: [Wood, 2011]). В соответствии с ними большая часть ядра сформировалась примерно через 20 млн лет, а через 50 млн лет – практически все ядро.

ром интервале геологического времени, в течение которого вольфрам вместе с железом увлекался в ядро, а после завершения его формирования накапливался в мантии. На основе изотопного состава вольфрама в земной мантии минимальное время, необходимое для образования ядра, оценивается в  $34 \pm 7$  млн лет после начала аккреции Земли [Костицын, 2012].

Таким образом, дифференциация вещества, формирующего Землю, началась практически одновременно с ее аккрецией, т. е. около 4566 млн лет и закончилась где-то между 4530–4510 млн лет. Одна из возможных причин окончания аккреции – существенное очищение внутренней части Солнечной системы от строительного материала (углистых хондритов), который был использован на формирование планет земной группы.

Луна, как спутник Земли, возникла тогда, когда формирование Земли практически завершилось. При ее образовании могли образоваться чисто каменные, без железа, обломки, служившие материалом крупных астероидных бомбардировок, которым подвергались планеты земной группы в гаддейский эон. Рассматривались разные гипотезы происхождения Луны: отделение «фрагмента» от Протоземли, совместное образование «двойной планеты», захват Землей самостоятельного космического тела и т. п. На наш взгляд, имеющиеся факты наиболее согласуются с импактным происхождением Луны.

Эта модель предполагает, что Луна возникла в результате столкновения Земли с космическим телом Тейя (Theia), масса которого (около 0,14 % массы Земли) была близка к массе Марса, а скорость столкновения составляла около 5 км/с [Condie, 2011]. Возраст соударения оценивается примерно в 4,51 млрд лет. На Земле к этому времени практически сформировалось ядро, отделившееся от мантии, была атмосфера, подобная той, что на Венере (этот пример показывает, какой была бы атмосфера Земли, если бы она не пережила столь крупного столкновения).

При обсуждении первых моделей образования Луны вследствие импакта были подняты вопросы [Cameron, 1986; Hartmann, 1986], касавшиеся прежде всего состава космического тела, с которым столкнулась Протоземля. В настоящее время, после определения состава лунного грунта, эти вопросы можно считать решенными. Породы Луны имеют такой же изотопный состав кислорода, как породы Земли, в них отмечается дефицит сидерофильных элементов. Данный факт позволяет полагать, что космическое тело, названное Тейей, формировалось во внутренней зоне Солнечной системы вместе с другими планетами земной группы. Соответственно, как и у Протоземли, у Тейи уже были сформированы ядро и мантия [Condie, 2011]. Компьютерное моделирование, выполненное [Newsom, Taylor, 1989], показало, что вследствие удара силикатная (мантийная) часть этого космического тела вместе с мантией Земли перешли в расплавно-пылевой выброс, а железное ядро Тейи соединилось с ядром Протоземли [Condie, 2011]. Столкновение двух сравнительно крупных космических тел привело к образованию большого количества каменных обломков, которые были выбиты в космическое пространство. Судьба этих осколков представляет интерес, так как это

«каменные» метеориты, которые в дальнейшем бомбардировали Землю, Луну и другие планеты земной группы.

Проблема происхождения Луны и роль «осколков», образованных при ее формировании в результате столкновения космического тела с уже почти полностью сформировавшейся Землей, была рассмотрена А.В. Бялко и М.И. Кузьминым [2019]. В статье были учтены имеющиеся геологические данные, но основное внимание уделено «судьбе» обломков, которые разлетелись по Солнечной системе. Значительная их часть попала в область, которая в настоящее время характеризуется как область притяжения Юпитера. Другая часть обломков «обосновалась» в кольце астероидов, на периферии Солнечной системы. Кроме того, часть обломков использовала орбиты других планет.

Математическое моделирование и расчеты с учетом геологических данных, основанных на определении абсолютных возрастов ряда геологических объектов, а также результатов геологического развития Земли в гадейское время, позволяют наметить следующие важные следствия, определившие развитие нашей планеты в последующей ее истории [Бялко, Кузьмин, 2019].

В соответствии с проведенными расчетами, распределение количества падающих на землю обломков имеет экспоненциальное распределение [Бялко, Кузьмин, 2019]. Максимальное падение космических тел произошло в 4,0–3,9 млрд лет, а в дальнейшем количество падений сокращалось, хотя они продолжают практически до настоящего времени.

В связи с импактом и разогревом поверхности Земли в космос устремились не только каменные обломки, но и газово-пылевой струйный поток, в который перешли все газово-водяные составляющие с поверхности Протоземли. Через несколько сотен лет, неоднократно проходя через этот газово-струйный поток, Земля получала газово-водяные компоненты, которые создали как гидросферу, так и атмосферу Земли.

Несомненно, важным следствием столкновения Земли с Тейей было образование магматического диска, давшего основную массу Луны. На рис. 2.3 приведена компьютерная модель формирования Луны [Newsom, Taylor, 1989], которая воспроизведена нами по работе [Condie, 2011].

На рисунке приведены отдельные важные моменты, которые рассчитывались при моделировании столкновения Земли с Тейей. Как считают Н. Newsom и S. Taylor [1989], процесс формирования Луны завершился не более чем за первые сотни лет. Она формировалась из расплавно-пылевого облака, состоявшего из расплавленных силикатов мантии столкнувшихся тел. Скорее всего, это облако было вытянуто по направлению линии столкновения Земли с космическим телом. Ядро Тейи проникло к ядру Земли, нарастив его. Как показывает сравнительный геохимический анализ силикатной части Земли и Луны [Condie, 2011], тугоплавкие оксиды (по классификации К. Конди) (Ca, Sc, Ti, Th) обогатили лунные породы, летучие литофильные элементы (Na, K, Rb, Sr) и особенно сидерофильные (Co, Ni) в лунных породах по сравнению с земными, деплетированы. Такие геохимические характеристики вполне объяснимы. Луна кристаллизовалась из периферийных

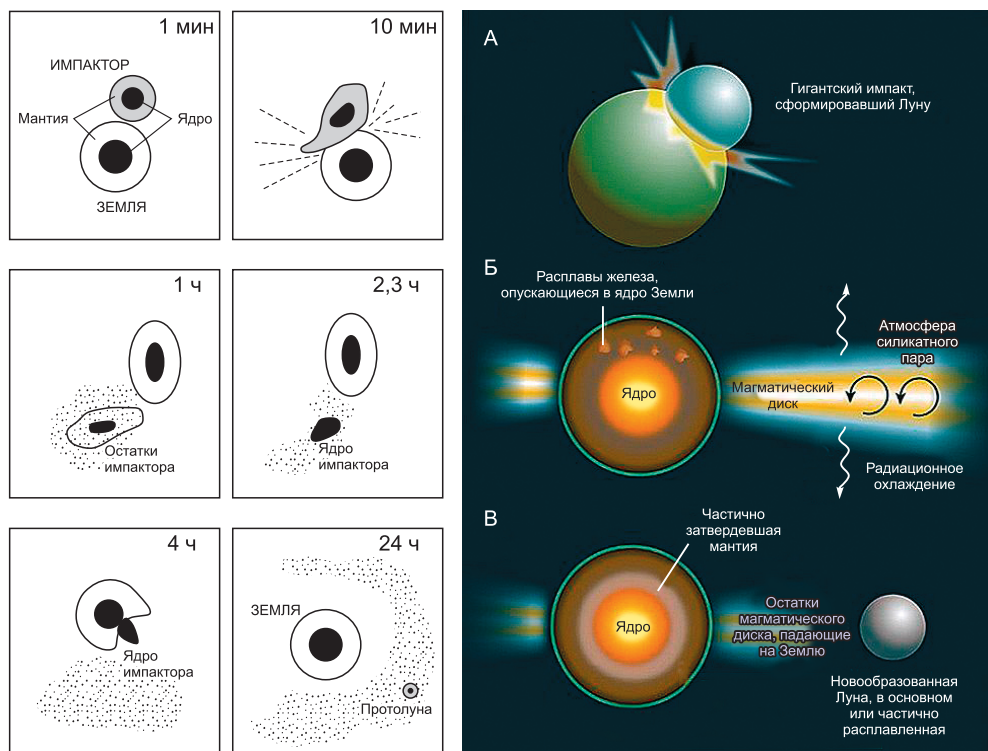


Рис. 2.3. Образование Луны в результате столкновения Земли с космическим телом Тейя. Компьютерное моделирование столкновения Земли и Тейи и образования Луны (по: [Newsom, Taylor, 1989]).

А–В – стадии развития Земли при формировании Луны.

участков расплавленного силикатного диска импактного облака, поэтому она несколько обогащена тугоплавкими элементами, литофильные (летучие, по [Condie, 2011]), элементы имеют более низкие температурные конденсации, они обогащают земные породы. Сидерофильные элементы при аккреции и начальной дифференциации были сконцентрированы в ядрах столкнувшихся планетных тел. Остывание поверхности земного магматического океана и образование его корки (земной коры) закончилось где-то около 4510–4505 млн лет. На это также указывает возраст наиболее ранних цирконов, найденных на Земле и на Луне (около 4,4 млрд лет).

В хаотичном эоне в самом начале земной истории сформировались важнейшие элементы внутренней структуры Земли: выделилось жидкое железное ядро, а силикатная мантия имела структуру, близкую к нынешней, с разделением на верхнюю мантию (глубины до 410 км), переходную зону (глубины 410–670 км) и нижнюю мантию (глубины 670–2891 км). Эти границы внутри мантии связаны с фазовыми превращениями силикатов магния. Граница на глубине 670 км связана с эндотермическим превращением  $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$  (рингвудит) =  $(\text{Mg,Fe})\text{O} + (\text{Mg,Fe})\text{SiO}_3$  (бриджманит) и (как любое

эндотермическое превращение) является по меньшей мере частичным барьером для конвекции. В ранней Земле не было тектоники плит и, возможно, конвекция верхней и нижней мантии была раздельной (сейчас мы наблюдаем единую общемантийную конвекцию).

Формирование геосфер продолжилось и после хаотичного зона. К возрасту 3,7–4,28 млрд лет относятся древнейшие фрагменты континентальной коры. Твердое внутреннее ядро Земли, образующееся при охлаждении жидкого ядра, начало формироваться как минимум 3,45 млрд лет назад. С его возникновением стало возможным появление земного магнитного поля которое было уже 3,45 млрд лет назад, его сила составляла 50–70 % от нынешней [Tarduno et al., 2010] и с тех пор непрерывно растет. Также благодаря охлаждению вещества Земли возник, по нашей оценке, 2,4 млрд лет назад, слой D'' (глубины этого самого нижнего слоя мантии сильно варьируют и в среднем составляют 2750–2891 км). Этот слой растет и поныне. Слой D'' связан с постперовскитовым фазовым превращением в  $(\text{Mg, Fe})\text{SiO}_3$  – это превращение экзотермическое, а потому должно усиливать конвекцию мантии Земли. Вполне возможно, что именно с возникновением слоя D'' связан переход к общемантийной конвекции и/или тектонике плит. Эти вопросы рассмотрены в разделе, посвященном переходному периоду.



## Глава 3

### ГАДЕЙСКИЙ ЭОН (4,5–4,0 (3,9) МЛРД ЛЕТ). НАЧАЛО ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Гадейский эон отвечает времени, от которого, как было принято считать еще недавно, не осталось геологических следов. Все изменилось с момента обнаружения в Австралии в осадочных разрезах Jack Hills (Джек Хиллс) цирконов с возрастом 4,376 млрд лет.

Обнажение Джек Хиллс расположено в пределах кратона Илгарн (Yilgarn) в Западной Австралии. Оно расположено в пределах террейна, который присоединился к кратону Илгарн 2,7–2,6 млрд лет тому назад [Muers, 1988]. Само «месторождение» древних цирконов Джек Хиллс имеет площадь выхода около  $4 \times 4$  м (рис. 3.1), представлено метаморфизованными обломочными осадочными породами, среди которых отмечают обломки разной размерности, что говорит о их происхождении в мелководной обстановке при слабой сортировке. В осадках находится большое количество обломков цирконов. Древние гадейские возрасты отмечаются только в центральных частях зерен циркона, а периферийные зоны представлены более молодыми цирконами, минимальный возраст которых составляет всего 3,0 млрд лет. Очевидно, тогда завершилось формирование протолитов, ставших источником пород данной осадочной свиты (см. рис. 3.1). Еще раз подчеркнем, что гадейские возрасты зафиксированы только в центральных частях зерен циркона. Все это говорит о том, что до времени своего отложения в осадки Джек Хиллс цирконы претерпели длительную историю формирования. Они входили в состав первых континентальных пород, которые затем попали в мантию, ассимилировались, а при рециклинге обросли дополнительными более молодыми зонами.

Несомненно, открытие древних цирконов на Земле вызвало большой интерес геологической общественности, так как они показали, что геологическая история Земли началась значительно раньше, чем 3,9–4,0 млрд лет. Поэтому вначале были большие сомнения, можно ли раскрыть условия формирования первых пород на Земле, опираясь на столь скудный материал, как сохранившиеся от тех пород аксессуарные минералы. Однако уже в XXI в.

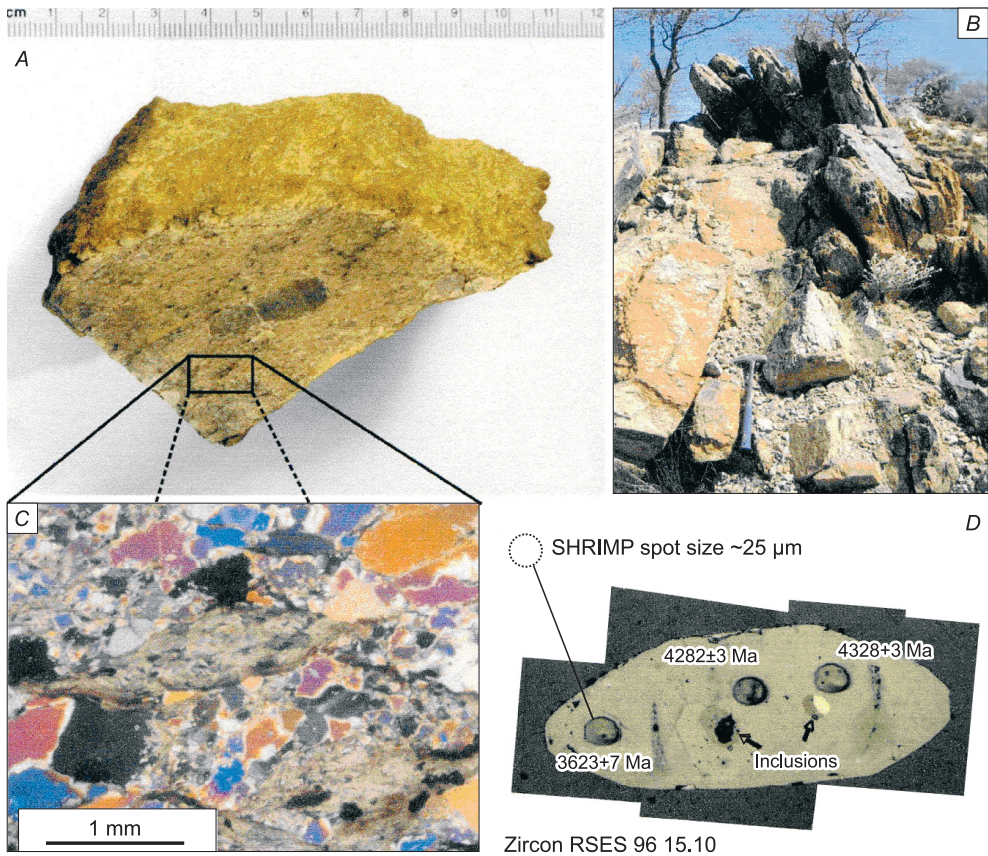


Рис. 3.1. Обнажение Джек Хиллс (по: [Nebel et al., 2014]).

*A* – образец из обнажения Джек Хиллс с большой кварцевой галькой в центре. Видны большие вариации в размерах зерен; *B* – обнажение W74 [Compston, Pidgeon, 1986] в районе Джек Хиллс, Западная Австралия, где гадейские зерна были впервые открыты; *C* – шлиф с вытанутой галькой кварца среди других мелких кластических зерен (кварц, слюда) с деформированными структурами; *D* – снимок кристалла циркона RSES 96 15.10, показывающий три различных возраста в едином зерне, определенных методом SHRIMP в Австралийском национальном университете.

в связи с развитием современных аналитических методов исследования были получены ощутимые результаты, позволяющие понять геологическую ситуацию на Земле в гадейское время.

Детальные исследования гадейских цирконов приведены в работе [Nebel et al., 2014], кроме того, последние данные об исследованиях геологической обстановки гадейского зона обобщены в статье М.И. Кузьмина [2014]. Первые результаты по содержанию редких элементов в гадейских цирконах были получены Р. Маасом и коллегами [Maas et al., 1992]. Они показали, что эти цирконы имеют содержания  $Hf = 0,86-1,30$  мас.%,  $Zr/Hf = 30-57$ ; фракционированное распределение РЗЭ (высокое отношение ТРЗЭ/ЛРЗЭ), характеризуются положительной Се и отрицательной Еu аномалиями. Эти же

исследователи обнаружили присутствие в цирконах включений калиевого полевого шпата, кварца, плагиоклаза, монацита и апатита, что позволило сделать заключение о гранитном составе источника гадейских цирконов.

Цериевая аномалия в нормированном распределении РЗЭ в гадейских цирконах была интерпретирована как показатель окислительной обстановки в гадее. Этот вывод в дальнейшем был скорректирован в работе [Bell et al., 2014], в которой установлено, что гадейские цирконы Джек Хиллс по распределению РЗЭ не отличаются от более поздних архейских цирконов. Следует также иметь в виду, что, согласно исследованиям [Trail et al., 2012], цериевая аномалия не обязательно является показателем окислительной обстановки, но зависит от состава и температуры расплава. В частности, она характерна для низкотемпературных расплавов. Соответственно, вывод об окислительной обстановке в гадее нуждается в дополнительном обосновании.

Вполне понятно, что гадейские магмы имели мантийный генезис. Как известно, в мантийных породах  $\delta^{18}\text{O} \sim 5\text{--}6\text{‰}$ , в то же время, как показали исследования [Nebel et al., 2014], в первичных (неизмененных) цирконах Джек Хиллс  $\delta^{18}\text{O} \sim 7,5\text{‰}$ . Был сделан вывод, что первичные мантийные магмы, определявшие магматизм Земли, дифференцировали, давая небольшое количество кислого расплава – материнского для гадейских цирконов. Излияния происходили на поверхности в присутствии воды, обогащенной тяжелым изотопом кислорода, что и определило повышенное значение  $\delta^{18}\text{O}$  в гадейских цирконах.

Большое значение для понимания геологических процессов в гадейское время имело открытие цирконов на Луне. Последние [Taylor et al., 2009], как и гадейские [Nebel et al., 2014], имеют возраст 4,0–4,4 млрд лет, но температуры их образования различны: гадейские цирконы кристаллизовались при  $T \approx 700\text{ °C}$  [Harrison et al., 2008], а лунные – при 975–1150 °C [Taylor et al., 2009]. Нормированные графики распределения РЗЭ в лунных (рис. 3.2, а) и гадейских (см. рис. 3.2, б) цирконах близки и характеризуются преобладанием тяжелых редкоземельных элементов над легкими. При этом лунные цирконы отличаются от гадейских отсутствием положительной аномалии Се, и так как они являлись высокотемпературными, то, соответственно, формировались в восстановительной среде.

Несмотря на возможные различия в окислительно-восстановительной обстановке формирования, материнское вещество для цирконов обоих космических тел, судя по близкому распределению нормированных редких земель (см. рис. 3.2), было одинаковым и соответствовало мантийному веществу основного–ультраосновного состава.

Однако механизм образования родоначальных расплавов для гадейских и лунных цирконов различен. Гадейские земные цирконы типично магматические. Они имеют включения минералов (кварца и полевого шпата), что говорит об их кристаллизации из гранитоидных расплавов, которые, очевидно, возникали вследствие дифференциации исходных базитовых магм. Другой структурный облик у лунных цирконов [Grange et al., 2013]. В лунных

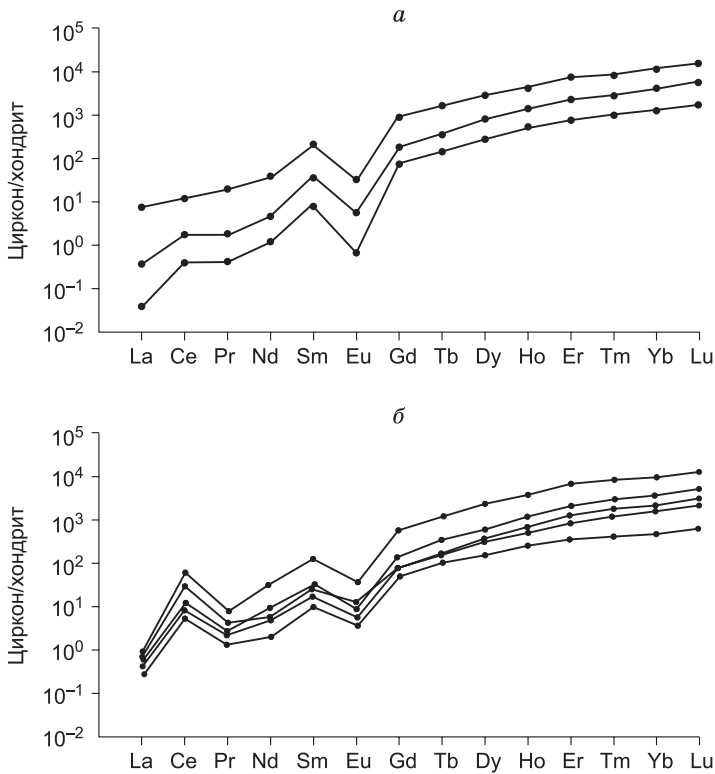


Рис. 3.2. Графики нормированных по хондриту содержаний редкоземельных элементов в лунных (а – по: [Taylor et al., 2009]) и гадейских (б – по: [Maas et al., 1992]) цирконах.

Возраст лунных и гадейских цирконов 4,0–4,4 млрд лет. Температура образования лунных цирконов 975–1150 °C [Taylor et al., 2009], гадейских – ~700 °C [Harrison et al., 2008].

цирконах встречаются локальные участки перекристаллизации, локализованные аморфные участки, кристаллопластические деформации и разрывы, трещины, т. е. типичные следы импактных структур.

Учитывая близкое по космическим масштабам расположение Луны и Земли, ясно, что эти два космических тела одновременно подвергались метеоритно-астероидным бомбардировкам. На Луне эти бомбардировки зафиксированы многочисленными метеоритными кратерами. На Земле эти бомбардировки вызывали постоянное уничтожение создаваемой континентальной коры, которая погружалась в мантию и расплавлялась. При этом тугоплавкие кристаллы циркона сохранялись и в новых порциях мантийных магм, которые при дифференциации давали малые объемы гранитоидных расплавов, дорастали, образуя зональные цирконы. Таким был своеобразный рециклинг гадейской континентальной коры, о котором свидетельствуют зональные гадейские цирконы [Nebel et al., 2014].

Бомбардировки производились каменными космическими телами, которые, возможно, сформировались из обломков, выброшенных в результате

импакта, приведшего к образованию Луны. Конечно, эту гипотезу следует в дальнейшем проверять. Можно предположить, что эти обломки были разными по размеру, вплоть до очень крупных, которые в дальнейшем бомбили Землю и Луну. Луна остыла быстрее, поэтому падение на нее крупных астероидов и метеоритов способствовало образованию больших кратеров. Мантия Земли была сильно нагретой, поэтому застывшая поверхность была не особенно мощной. Падавшие на Землю каменные метеориты пробивали поверхностный слой, блоки которого погружались в мантию и в дальнейшем могли участвовать в образовании мантийных магм, поставляя в них цирконы более ранней генерации. Таким образом, магматическая активность в гадее была в значительной степени обусловлена космическими процессами. Они стимулировали появление мантийных магм, формирующих первичную гадейскую кору, которая при последующих бомбардировках вновь попадала в мантию. Подобный рециклинг континентальной коры способствовал появлению зональных кристаллов циркона с ядрами, имеющими гадейский возраст.

Несмотря на последнюю тяжелую бомбардировку в конце гадейского эона, которая сильно переработала поверхность Земли, породы гадея все же были обнаружены в самые последние годы в Нуввуагиттугском (Nuvvuagittuq) зеленокаменном поясе на северо-восточном побережье Гудзонского залива в Канаде [O'Neil et al., 2012]. Центральная часть пояса (серия Ujaraaluk) сложена основными и ультраосновными вулканическими и интрузивными породами. Возраст пород оценен по соотношению продуктов распада короткоживущей ( $^{146}\text{Sm} \rightarrow ^{142}\text{Nd}$ ;  $T_{1/2} = 68$  млн лет) и долгоживущей ( $^{147}\text{Sm} \rightarrow ^{143}\text{Nd}$ ,  $T_{1/2} = 106$  млрд лет) изотопных систем и составил около 4400 млн лет. Полученные оценки позволяют говорить об этих породах как о древнейшей коре Земли, которая сформировалась уже после образования Луны. Определение возраста гадейских пород приведено на рис. 3.3.

Среди пород Нуввуагиттугского зеленокаменного пояса, образованного преобладающими основными–ультраосновными породами, были обнаружены также тоналиты с возрастом 4,03 млрд лет [Reimink et al., 2014]. Они образуют небольшие прожилки в амфиболитах и гнейсах. Минеральный состав тоналитов – плагиоклаз, кварц, роговая обманка, биотит. Породы содержат (мас. %):  $\text{SiO}_2$  – 57,9–66,9, пониженное количество  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 13,8–14,1, высокое значение  $\Sigma\text{FeO}$  – 8,6–15,2, при низком коэффициенте магнезиальности  $\text{Mg\#}$  – 13–18. Таким образом, эти породы полностью подтверждают выводы о составе гадейских пород, сделанные на основе изучения гадейских цирконов.

В отличие от архейских пород тоналит-трондьемит-гранодиоритовой ассоциации (ТТГ), гадейские тоналиты имеют другое распределение нормированных редкоземельных элементов. Если архейские ТТГ обогащены легкими РЗЭ, что указывает на их формирование при частичном плавлении мантийного вещества в присутствии граната, то тоналиты гадея возникли на меньших глубинах при частичном плавлении гидратированной базальтовой коры в присутствии плагиоклаза, что способствовало появлению отрицательной  $\text{Eu}$  аномалии. По химическому и редкоэлементному составу га-

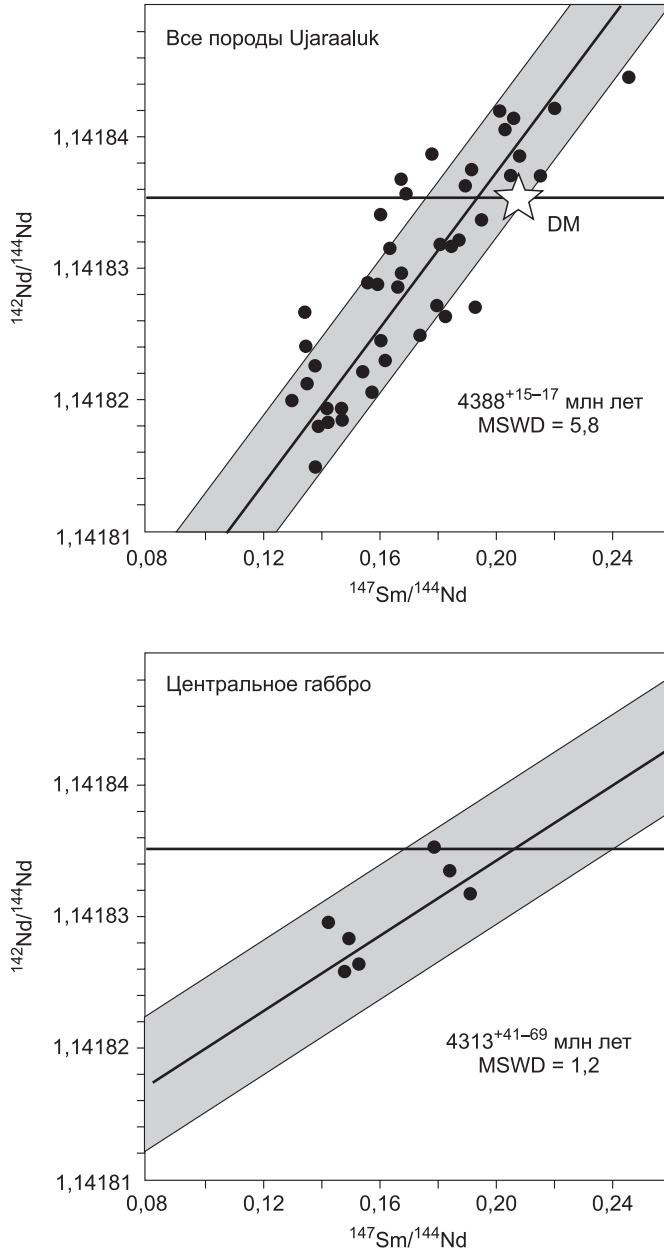


Рис. 3.3. Возраст пород серии Ujaraaluk по данным использования двух изотопных пар  $^{147}\text{Sm} \rightarrow ^{143}\text{Nd}$ ,  $T_{1/2} = 106$  млрд лет и  $^{146}\text{Sm} \rightarrow ^{142}\text{Nd}$ ,  $T_{1/2} = 68$  млн лет (по: [O'Neil et al., 2012]).

Возможно, это единственный остаток гадейской коры, который сохранился после последней тяжелой бомбардировки Земли, уничтожившей гадейскую кору.

дейские тоналиты 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 в мантии протекала также общемантийная конвекция, способствовавшая охлаждению перегретых земных недр.

В целом эти данные позволяют считать, что гадейская континентальная кора была представлена преимущественно породами основного–ультраосновного состава. Родоначальные магмы, очевидно, кристаллизовались, и в процессе кристаллизационной дифференциации появлялось небольшое количество кислых гранитных расплавов, при остывании которых образовывались цирконы. Постоянные метеоритные бомбардировки вызывали появление новых порций мантийных основных магм, дающих небольшие объемы гранитных расплавов, в которых образовывались цирконы. Новые бомбардировки возвращали кору в мантию, ее рециклинг при последующем плавлении способствовал образованию зональных цирконов. Изучая состав отдельных зон, можно более детально реконструировать окружающую среду гадейского эона. Несомненно, особенностью гадея являлось то, что основу его эндогенной активности определяли космические факторы в виде постоянной метеоритной бомбардировки Земли [Кузьмин, Ярмолюк, 2016б; Кузьмин и др., 2018а,б], которая разрушала уже сформированную кору, заставляя ее рециклировать с новыми порциями мантийных магм. После завершения периода бомбардировок развитие Земли стало определяться процессами самоорганизации, связанными с постепенным охлаждением ее верхних оболочек и перераспределением разнонагретых масс в ее недрах [Кузьмин, Ярмолюк, 2016; Кузьмин и др., 2018а,б; Bédard, 2006].



## Глава 4

### РАННИЙ АРХЕЙ (МЕЖДУ 4 И 3 МЛРД ЛЕТ НАЗАД) – ВРЕМЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПЕРВИЧНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

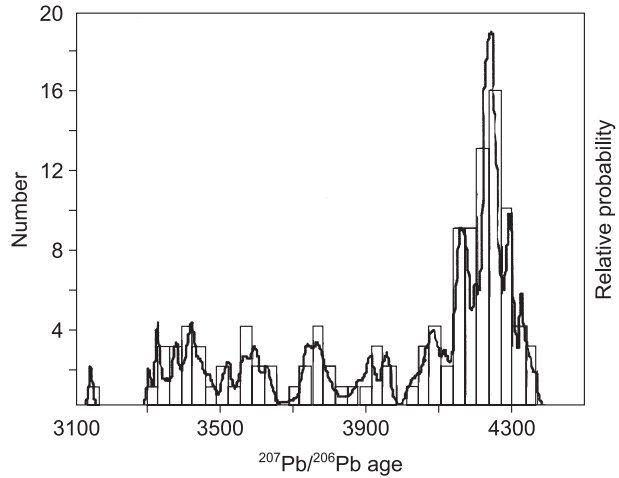
Еще недавно архейская эра считалась, как было зафиксировано в Геологическом словаре [1978], «древнейшей эрой Земли. Продолжительность не установлена, по-видимому, 800 млн лет. Радиометрические показатели 3500–4000 млн лет». Сейчас продолжительность архея определена в границах 4–2,5 млрд лет. В геологической истории архея можно выделить два крупных периода: раннеархейский (4–3 млрд лет), в течение которого произошло формирование первой сохранившейся континентальной коры и возникли первые кратоны, и позднеархейский, ставший временем существенных изменений в геодинамическом развитии Земли, содержание которых будет рассмотрено в следующей главе. В этом разделе мы остановимся на характеристике раннеархейского периода геологической истории.

В настоящее время мы знаем, что имеются геологические показатели возраста пород небольшого блока коры в Канаде, относящиеся к 4,388 млрд лет, а обломки цирконов Австралии имеют возраст до 4,4 млрд лет. Но если до 4,0 млрд лет раннее развитие Земли и самое начало геологической истории определялись космическими факторами, то в архее все изменилось. Процессы, протекавшие в недрах Земли, запустили механизмы самоорганизации, определившие появление первой континентальной коры, сохранившейся в разных участках Земли. Благодаря этим механизмам впоследствии сформировались внутренние оболочки Земли, произошло изменение стиля тектонических движений, возникли разнообразные месторождения полезных ископаемых. Появилась биосфера Земли, эволюция которой в конечном итоге определила появление разумного сообщества землян.

#### 4.1. ПЕРЕХОД МЕЖДУ ГАДЕЕМ И АРХЕЕМ

Окончание последней тяжелой бомбардировки Земли стало началом архейского периода. Информацию о переходе между гадейским и архейским

Рис. 4.1. Гистограмма локальных возрастов  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  в образце RSES 96-15.10 из обломков цирконов обнажения Джек Хиллс, оцененных автоматическим анализом определения изотопов свинца на базе SHRIMPI и SHRIMP-Pg (по: [Holden et al., 2009]).



зонами дают исследования зональных цирконов гадейско-архейского возраста. Такое исследование образца RSES 96-15.10 было

проведено авторами работы [Holden et al., 2009]. Сделано порядка 100 000 определений возрастов, выполненных на базе SHRIMPI и SHRIMP-Pg. Результаты этого исследования представлены на рис. 4.1. Максимальный возраст зафиксирован в центральных участках цирконов и составил 4,34 млрд лет, минимальный – 3,1 млрд лет. Установленный возрастной спектр позволил сделать следующие выводы. Прежде всего, основой для формирования архейских магм стал протолит гадейского возраста, что зафиксировано последовательной сменой зон роста циркона разного возраста, которая подтверждает постоянные метеоритные бомбардировки Земли. В 4,25 млрд лет отмечен возрастной пик, который связывается с максимальным ростом гадейской коры, хотя и разрушаемой метеоритными бомбардировками. Следующий небольшой пик отмечен в районе 4,1 млрд лет. Это время резкого снижения количества падающих метеоритов. Наконец, в районе 3,9 млрд лет наблюдается отсутствие зон в исследуемом цирконе, что, скорее всего, является геологическим подтверждением конца бомбардировок, а следовательно, это возраст конца гадейского–начало архейского эона. В зонах циркона архейского возраста отмечаются отдельные небольшие возрастны пики, которые, очевидно, связаны с подъемом и извержением плюмовых магм.

Показателем участия гадейских протолитов в образовании раннеархейской коры стали ксенокристаллы циркона с возрастом 4,2 млрд лет, установленные в породах ТТГ комплекса с возрастом 3,9 млрд лет в Канаде [Iizuka et al., 2007], представляющих первую сохранившуюся архейскую континентальную кору в составе древнейших кратонов. Пример такого ксенокристалла показан на рис. 4.2, а; он расположен в центре магматического циркона с возрастом приблизительно 3,9 млрд лет. В данном случае магма, давшая начало архейским породам ТТГ комплекса, выплавлялась, очевидно, из остаточного магматического резервуара гадейского возраста. Возможно, это был частично расплавленный остаток гадейской коры, погруженный в мантию в результате метеоритной бомбардировки. На рис. 4.2, б показано

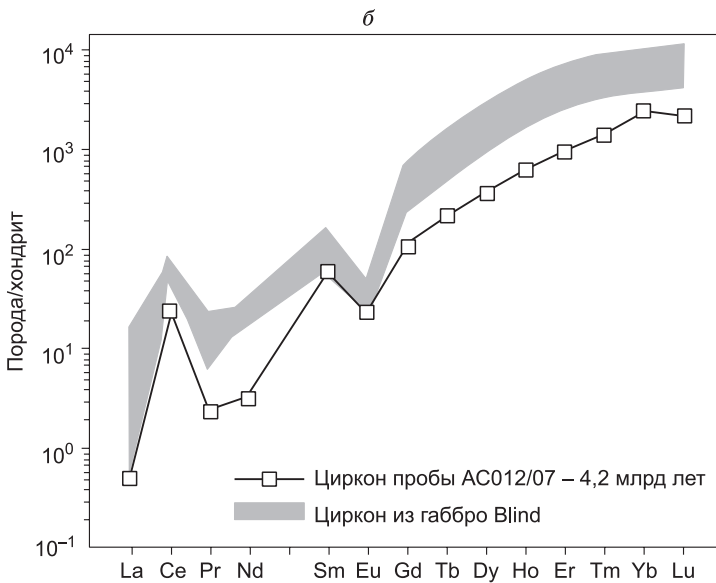
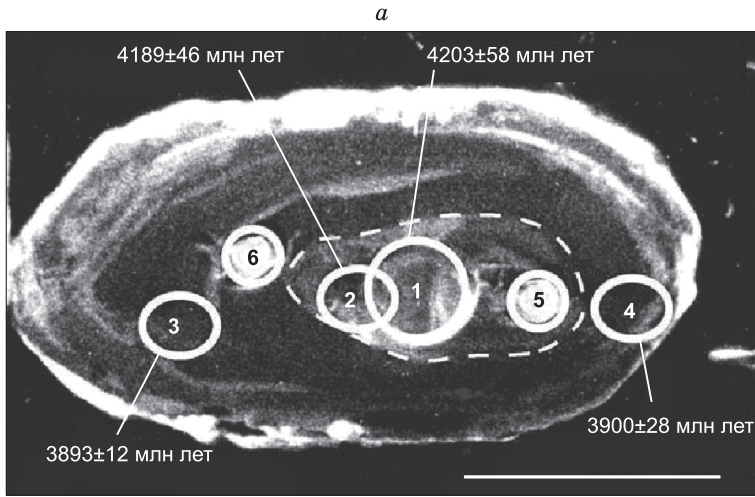


Рис. 4.2. Сравнение ксенокристаллов гадейского возраста с цирконом-хозяином архейского возраста из пород гнейсового комплекса Акаста, Канада (по: [Iizuka et al., 2012]).

*a* – положение ксенокристаллов в цирконе-хозяине и их возрастные характеристики; *б* – распределение нормированных по хондриту содержаний редкоземельных элементов в ксенокристаллах циркона. Для сравнения дано распределение РЗЭ в цирконе из габбро.

распределение нормированных редкоземельных элементов в гадейских цирконах с возрастом приблизительно 4,2 млрд лет. По распределению РЗЭ эти цирконы сопоставимы с гадейскими, найденными в Австралии. Важно подчеркнуть, что гадейские цирконы в виде ксенокристаллов были встречены в породах различных кратонов, что свидетельствует о широком участии га-

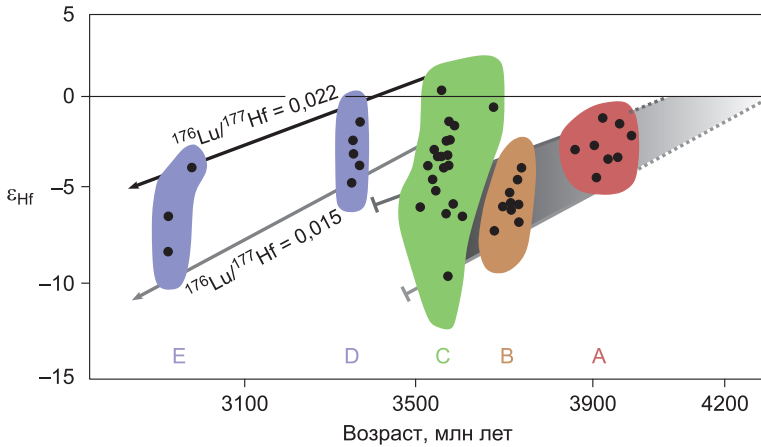


Рис. 4.3. Оценка модельного Lu/Hf возраста источников пород ТТГ серии из гнейсо-видных пород Акаста, Канада (по: [Bauer et al., 2017]).

Судя по представленным данным, источник гнейсов групп А и В менее радиогенный, чем источник магм гнейсов более молодого возраста.

дейских протолитов в магматизме раннего архея на Земле. В последние годы участие гадейских протолитов в образовании зоархейских магм было подтверждено при изучении изотопного состава Hf и Pb в породах ТТГ гнейсовой серии Акаста (Acasta) в Канаде [Bauer et al., 2017]. На диаграмме (рис. 4.3) показано распределение изотопных характеристик в этих породах. По величине отношения  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  изотопные составы на графике отвечают двум возрастным зависимостям, определяемым величинами отношений 0,015 и 0,022. По возрасту они разделяются на пять групп (значения возрастов в млрд лет): 3,96–3,94 (группа А), 3,74–3,72 (В), 3,66–3,58 (С), 3,4 (D) и 2,9 (E). Как показано в [Bauer et al., 2017], изученные породы ТТГ серии, очевидно, были связаны с двумя разновозрастными магматическими протолитами гадейского возраста. Породы групп А, В и частично С (нижняя часть этой группы на рис. 4.3) связаны с гадейским протолитом, характеризующимся отношением  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} - 0,015$ , а группы D и E, и верхняя часть группы С – с источником, в котором  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} \sim 0,022$ . Как совершенно правильно считают авторы статьи [Bauer et al., 2017], это связано с различной глубиной «захоронения» разновременных остатков гадейской коры, погруженных в мантию в результате метеоритных бомбардировок. Гадейская кора расплавлялась и смешивалась с мантийным материалом, который в дальнейшем служил протолитом для магм, давшим начало архейским породам ТТГ серии. Возможно, протолит – источник более молодых пород – сформировался на больших глубинах и, соответственно, был вовлечен в магмообразование позднее.

Мы привели эти данные, чтобы показать определенную преемственность между гадейским и архейским зонами, в частности, что гадейская кора, разрушенная в ходе астероидных бомбардировок, принимала участие в более молодых корообразующих процессах.

## 4.2. ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ В РАННЕМ АРХЕЕ

В геологических структурах Земли породы раннего архея имеют ограниченное распространение. Они сохранились в виде небольших тектонически обособленных блоков, участвующих в строении докембрийских кратонов. Такие блоки характеризуются близкими особенностями строения, что свидетельствует о единообразии геологических процессов, действовавших при их образовании. Они сложены кислыми породами тоналит-гранодиоритовой (ТТГ) ассоциации, а также основными породами зеленокаменных поясов. Совместно эти блоки участвуют в составе гранит-зеленокаменных областей, в строении которых более 80 % приходится на породы ТТГ серии, образующие купола и своды, тогда как породы зеленокаменных комплексов образуют трогово-килевые прогибы по их обрамлению. Такие гранит-зеленокаменные области представляют собой первые острова континентальной коры, которые возникли на Земле после прекращения астероидных бомбардировок ее поверхности.

Фундаментальным отличием раннеархейских зеленокаменных областей от более молодых поздне- и постархейских структур является существенно более длительное их развитие, охватывавшее не одну сотню миллионов лет. В качестве иллюстрации того, как зарождались и формировались такие области, а вместе с ними и первая континентальная кора Земли, приведем примеры нескольких хорошо изученных раннеархейских кратонов.

**Каапваальский кратон Южной Африки** (рис. 4.4) является крупнейшим фрагментом раннеархейской коры на Земле. Его площадь составляет около 1 200 000 км<sup>2</sup>. Кратон сформировался между 3,7 и 2,6 млрд лет [Kröner, Hofmann, 2019], его строение определяют тоналитовые гнейсы и более молодые (3,0–3,5 млрд лет) гранит-зеленокаменные области. В конце архея (3,0–2,7 млрд лет) кратон столкнулся с кратоном Зимбабве, что привело к образованию между ними коллизионного пояса Лимпопо.

Основу кратона Каапвааль составляют палеоархейские гранитоиды с возрастом 3,6–3,7 млрд лет. Зеленокаменный пояс Барбертон в его пределах возник в интервале 3,55–3,2 млрд лет [Kröner, Hofmann, 2019], когда в кратоне уже были сформированы зачатки континентальной коры. На это указывает присутствие более древних ( $3570 \pm 6$  и  $3518 \pm 1$  млн лет) детритовых цирконов в терригенных породах пояса, а также модельный Nd-возраст кислых вулканитов в интервале 3,5–3,7 млрд лет [Kröner et al., 1996; Campbell, 2003]. Пояс сложен толщами преимущественно вулканических пород общей мощностью более 17 км. Разрез пояса начинается мощным (7,5 км) комплексом вулканитов, в котором до 60–70 % составляют породы коматиитовой серии (лавы, силлы и дайки ультраосновных пород), а также высокомагнезиальные метабазалты и небольшое количество кислых пород. Эта часть разреза сопоставляется с породами океанического ложа. Она наращивается серией пород (7,7 км), в составе которой участвуют ритмично построенные толщи, сложенные лавами толеитовой серии, сменяющими их вверх по разрезу кислыми вулканитами с прослоями туфогенных осадков, туфов и конгломератов,

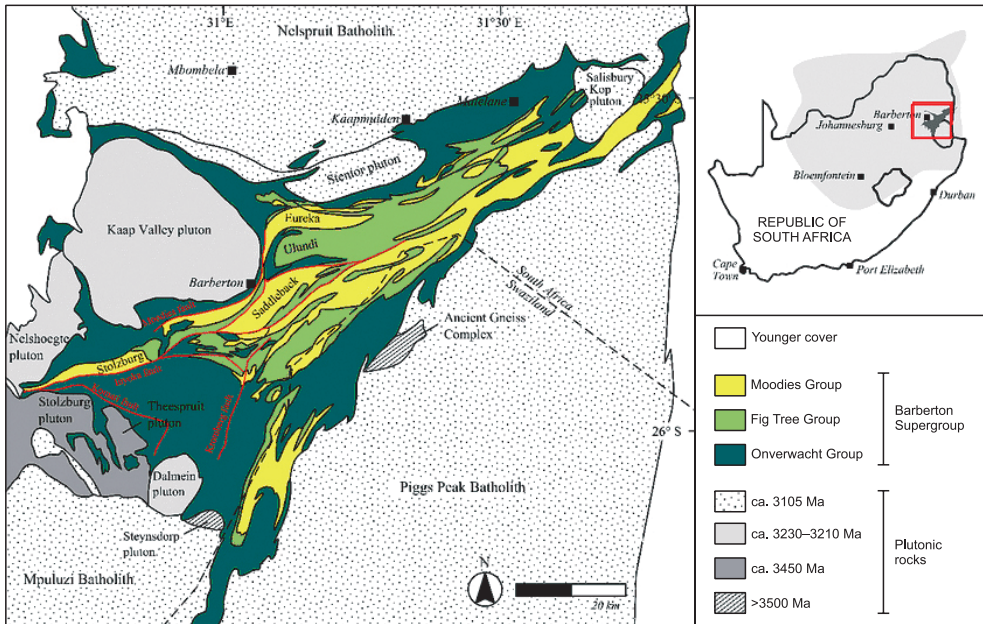


Рис. 4.4. Схема геологического строения зеленокаменного пояса Барбертон, кратон Каапвааль (по: [Hofmann, Kröner, 2019]).

Супракрустальные слои пояса Барбертон заключены как минимум между четырьмя поколениями plutонических пород и деформированы в узкие килевые структуры.

в самом верху – турбидитами, кремнистыми и железистыми сланцами и туфами среднего состава. Вся эта серия пород сопоставляется с образованием внутриокеанической магматической дуги. Вулканические толщи пояса Барбертон венчаются с несогласием комплексом пород орогенного типа, включающим базальные конгломераты в основании разреза и надстраивающим их циклическую последовательность кварцитов и сланцев. Этот комплекс сформировался после объединения отдельных участков пояса Барбертон в единое целое, которое произошло около 3,2 млрд лет [Lowe, Vyerly, 2007].

Гранитоиды в строении пояса представлены двумя группами [Kröner, Hofmann, 2019; Lowe, Vyerly, 1999, 2007]. Ранняя группа (3,5–3,2 млрд лет) сложена породами ТТГ комплекса: тоналитами, трондьемитами и гранодиоритами. Более поздняя формировалась в интервале 3,2–3,1 млрд лет и отличается монцонитоидным уклоном, так как включает К-граниты, монцограниты и сиенит-граниты. Ранние гранитоиды характеризуются положительными значениями Nd (от 0 до +3,7), это сближает их с наиболее древними породами зеленокаменного пояса. В отличие от них, гранитоиды поздней группы имеют варьирующие изотопные характеристики Nd, что указывает на участие в их образовании корового источника. По мнению [Moyen et al., 2007], граниты ТТГ комплекса формировались за счет богатого гранатами амфиболитового или эклогитового источника на глубине >40 км, тогда как породы монцогранитоидной серии формировались в условиях стабильности

плагиоклаза из источника, представляющего сочетание ювенильного и корового материала.

**Кратон Пилбара** (рис. 4.5) в Западной Австралии включает группу аккреционных террейнов, различающихся особенностями строения и истори-

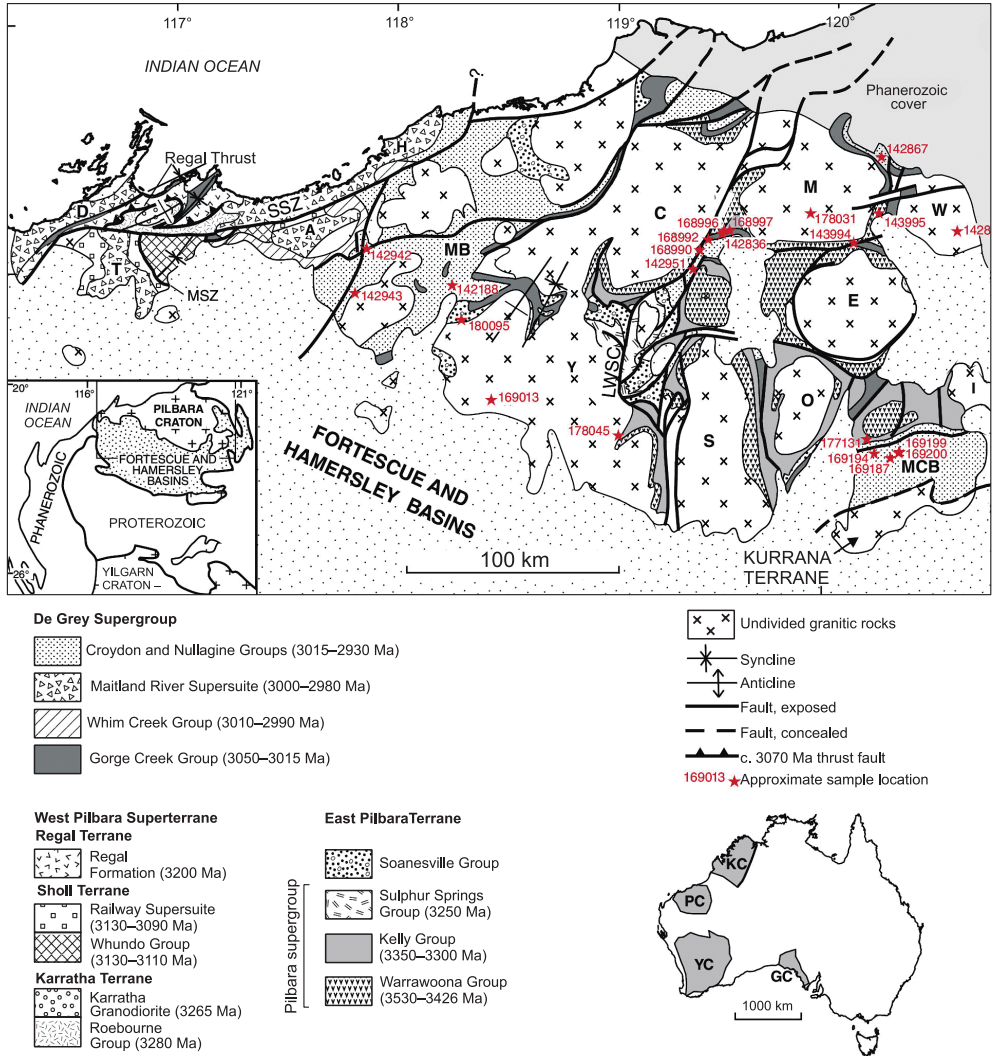


Рис. 4.5. Схема геологического строения кратона Пилбара (по: [Kemp et al., 2015]).

Показаны места расположения образцов, содержащих цирконы с возрастом >3,53 млрд лет.

Тектонические единицы и особенности: LWSC–Lalla Rookh – структурный коридор Western Shaw; MB – Маллинский бассейн; MCB – бассейн Москито-Крик; MSZ – зона сдвига Мейтленд; SSZ – зона Sholl Shear. Гранитные комплексы: C – Carlindi; D – Dampier; E – Mount Edgar; H – Harding; I – Yilgalong; M – Muccan; O – Corunna Downs; S – Shaw; W – Warrawagine; Y – Yule. Кратоны: GC – Gawler Craton; KC – Kimberley; PC – Pilbara; YC – Yilgarn Craton.

ей формирования [van Kranendonk et al., 2002]. Наиболее древние породы установлены в восточном террейне Пилбара (группы Coonterunah и Wagrawoona, 3,5–3,3 млрд лет), представляющем типичную гранит-зеленокаменную область. В его составе отмечаются крупные (диаметр 35–120 км) гранитоидные купола, окаймленные выходами метавулканических и метаосадочных пород. Их формирование протекало в последовательности ряда вулканических циклов продолжительностью до 30 млн лет в интервале между 3530 и 3220 млн лет [Hickman, 2011]. В строении вулканических толщ преобладают толеитовые базальты типа MORB, хотя отмечаются также коматииты, коматиитовые базальты и кислые вулканиты [Smithies et al., 2007]. Считается, что вулканические комплексы сформировались в результате платоизлияний, перекрывших древнюю кору возрастом 3,72 млрд лет [Condie, 2011].

Гранитные купола восточного террейна – это сложные тела, которые образовались в последовательности ряда разделенных во времени магматических импульсов (3490–3420, 3300, 3240 и 2950–2930 млн лет) (см. рис. 4.5). Наиболее древние среди них породы отмечаются в виде небольших переработанных анклавов тоналитовых гнейсов, содержащих цирконы с возрастом 3,66 млрд лет. С подобной оценкой согласуются данные по изотопному составу Nd-гранитов, свидетельствующие, что их источником служила кора со средним возрастом >3,5 млрд лет [Bickle et al., 1994; Smithies et al., 2003].

**Канадский щит.** Породы эо- и палеоархейского возраста установлены на кратоне Слейв [Bowring, Williams, 1999] и на северо-востоке провинции Сьюпериор [O'Neil et al., 2008]. Древнейшими являются тоналитовые гнейсы Акаста кратона Слейв (4,03–3,95 млрд лет) [Bowring, Williams, 1999]. Древнейшие ТТГ ассоциации сохранились в виде реликтов среди более молодых тоналитов и составляют около 5 % от общей площади развития пород ТТГ комплекса [Nutman et al., 2004]. Показано [Iizuka et al., 2007a], что цирконы из тоналитов с возрастом 3,9 млрд лет содержат ядра с возрастом 4,2 млрд лет. Это указывает на участие в их образовании более древнего протолита кислого состава, что подтверждается также данными по изотопному составу Hf [Iizuka et al., 2007b]. Значительную часть кратона Слейв слагают породы ТТГ комплекса с возрастом 3,51 млрд лет, а также породы подобной ассоциации, имеющие возраст около 3,3 млрд лет и представляющие как переработанные более древние, так и ювенильные образования. Присутствующие среди тоналитов фрагменты осадков и кислых вулканитов имеют максимальный возраст 3,4 млрд лет. Таким образом, породы ТТГ ассоциаций кратона Слейв образовались в результате неоднократных импульсов тоналитового магматизма, растянувшегося на ~1 млрд лет. Позднее они послужили фундаментом, на котором формировался платформенный чехол, а затем зеленокаменный пояс Йеллоунайф с возрастом 2,73–2,7 млрд лет [Bleeker et al., 1999].

На северо-востоке провинции Сьюпериор установлены иные возрастные соотношения между породами ТТГ серий и базитовых комплексов. Здесь тоналиты имеют возраст 3600 млн лет и примерно на 600 млн лет моложе амфиболитов с возрастом 4280 млн лет, находящихся с ними в ассоциации

[O'Neil et al., 2008]. Примером одновременного формирования неoarхейских базальтов и пород ТТГ серий на Канадском щите является восток провинции Сьюпериор (субпровинция Абитиби). Более сложное строение имеет западная часть провинции Сьюпериор, где часть пород ТТГ серии древнее зеленокаменных пород, а часть – синхронна с ними, но произошла из более древних коровых источников [Tomlinson et al., 2004].

**Гренландский щит** содержит значительные выходы эо- и палеоархейских пород. В их строении участвуют ТТГ гнейсы (~80 %), амфиболиты, а также вулканиты пояса Исуа (~15 %); кроме того, около 5 % приходится на расслоенные комплексы лейкогаббро и анортозитов. Породы ТТГ серии варьируют по возрасту от более 3,87 млрд лет до 3 млрд лет [Nutman et al., 2004]. Особый интерес здесь представляет зеленокаменный пояс Исуа, сопоставляемый с тектонически расчлененным офиолитовым комплексом палеоархейского (около 3,8 млрд лет) возраста [Komiya et al., 1999; Furnes et al., 2007]. Магматические комплексы пояса надвинуты на купол ТТГ гнейсов серии Амитсок, датируемых по циркону интервалом 3,85–3,57 млрд лет [Nutman et al., 1997]. Несмотря на метаморфизм, среди пород Исуа выделяются различия, типичные для офиолитовых ассоциаций: подушечные лавы и гиалокластиты, параллельные дайки, слоистые габбро и ультрамафические породы [Добрецов, Туркина, 2015; Furnes et al., 2007, 2015]. По геохимическим особенностям среди них доминируют низкотитанистые толеиты и пикриты с геохимическими характеристиками, соответствующими MORB [Polat et al., 2008]. В ассоциации с ними отмечаются андезитовые метавулканиты, а среди амфиболитов – породы, близкие по составу к бонинитам [Polat, Hoffman, 2003; Polat et al., 2008] с островодужными (Ta-Nb минимум, обогащение LREE) показателями. Изотопные параметры пород пояса – Nd (3,85) ~ +2 и Hf (3,85) ~ +6 [Blichert-Toft et al., 1999] – указывают на их ювенильную природу.

К югу от пояса Исуа в строении Гренландского щита выделяется также мезоархейский (около 3,1 млрд лет) пояс Ивисарток (Ivisartoq) [Polat et al., 2008]. Он представляет собой сложную пластину общей длиной около 100 км, которая облекает палеоархейские ортогнейсы и мезоархейские гранитогнейсы. Все эти образования были совмещены и метаморфизованы около 2,9–2,8 млрд лет и впоследствии прорваны неoarхейскими (2,55 млрд лет) гранитами [Friend, Nutman, 2005].

**Алданский щит.** Представление о раннеархейском этапе формирования Алданского щита можно получить по породам Курультино-Гонамского комплекса, которые были выделены в качестве древнейших протоофиолитов при изучении Сутамского блока [Глуховский и др., 1977]. На обрывах р. Сутам были опробованы три типа древних пород: ассоциация гранодиоритов, метавулканиты, переслаивающиеся с кварцитами (катархейская серия), и гранулиты, которые при дешифрировании космических снимков были определены в качестве диапира, «выдавленного» в процессе деформации. Возраст одного из цирконов гранулитов был определен в 3,94 млрд лет [Глуховский и др., 2017], что указывает на древний возраст протолитов пород Сутамского блока.

Метавулканитам отвечают кристаллические сланцы основного состава (преимущественно гиперстен- и двупироксен-плагиоклазовые), слагающие толщу видимой мощностью до 5 км. Эти породы слагают нижние горизонты разрезов метаморфических серий Алданского щита и могут рассматриваться в качестве выведенного на поверхность гранулит-базитового («базальтового») слоя.

Исследование катархейских протоофиолитов (названы авторами) Алданского щита позволило сделать следующие выводы [Глуховский и др., 1977]. Эта серия пород включает все характерные компоненты подобных ассоциаций, а именно: толеитовые базальты, гипербазиты (лерцолиты) и осадочные породы (кварциты, высокоглиноземистые кристаллические сланцы и др.). Общее строение разреза комплекса сходно с типичными разрезами протоофиолитовых комплексов других древних кратонов. Породы ультраосновного состава встречаются преимущественно в нижних горизонтах; средняя часть сложена главным образом метабазами; осадочные породы появляются в массовом количестве лишь в верхних частях разрезов. Анализ петрохимических характеристик свидетельствует о практически полном сходстве метабазальтов катархейского комплекса с толеитовыми базальтами офиолитовых ассоциаций современных океанов. Следует добавить, что в низах разреза протоофиолитов отмечаются тела лерцолитов, а среди вулканитов – коматииты. Толеитовые базальты протоофиолитов, по сравнению с базальтами MORB, несколько обогащены литофильными элементами. Важные наблюдения были сделаны по структурам катархейских образований. При дешифрировании космических снимков хорошо проявлялись специфические нелинейные овоидные структуры. Их четко проявленный нелинейный характер говорит об отсутствии горизонтальных напряжений, свойственных тектонике плит.

#### **4.3. СРАВНИТЕЛЬНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ РАННЕАРХЕЙСКИХ КРАТОНОВ**

Говоря в целом о раннеархейских блоках коры, следует отметить ряд их общих особенностей. Прежде всего, они сложены близкими наборами пород, включающими породы ТТГ серии и зеленокаменного комплекса. Породы ТТГ комплекса, как правило, слагают большие площади, нередко округлой или изометричной формы, и часто описываются как купола, чем существенно отличаются от зеленокаменных поясов. Последние образуют извилистые межкупольные складки или линейные приразломные синформы, протяженностью в десятки, реже сотни километров в длину при глубине залегания их подошвы до 10 км [Геодинамика..., 2008].

Другой исключительной особенностью таких кратонов являются длительность и многоступенчатость их формирования. Как было отмечено [Condie, 1986], в отличие от большинства позднеархейских зеленокаменных поясов, развитие которых завершалось менее чем за 50 млн лет, раннеархейские зеленокаменные пояса имели долгую (>500 млн лет) историю, прежде чем они столкнулись и стабилизировались как части кратона. Так, в поясе Барбертон отдельные циклы продолжались по 50–80 млн лет и включали в себя

рифтогенез, образование мощных серий базальтовых потоков с хемогенными осадками, и в завершение – внедрение интрузий ТТГ комплекса.

Большинство архейских зеленокаменных поясов содержит коматииты и примитивные толеитовые базальты, которые относятся к так называемым недуговым базальтам (без обогащения LREE и без Nb-Ta аномалии). Они характеризуются практически плоскими графиками распределения рассеянных элементов, нормализованных по хондриту, что позволяет связать их с источником, напоминающем примитивную мантию с точки зрения содержания рассеянных элементов. Для них характерны высокие расчетные потенциальные температуры плавления [Condie et al., 2016; Herzberg, 2012; Herzberg et al., 2010], приписываемые мантийным плюмам [Arndt, 2003; Tomlinson, Condie, 2001].

Это привело к предположениям о том, что многие архейские зеленокаменные пояса сформировались как связанные с плюмами океанические плато и что континенты частично выросли за счет столкновения таких океанических плато [Bédard, 2018]. Отличительной чертой архейских зеленокаменных поясов является импульсный характер магматической активности и общая длительность их формирования. Так, в поясе Абитибид импульсы базальт-коматиитового магматизма разделены (в среднем) интервалами 5–10 млн лет при общем диапазоне формирования пояса более 50 млн лет [Ayer et al., 2002]. Отдельным импульсам соответствуют толщи мощностью до 2–7 км, которые венчаются горизонтами, сложенными осадочными породами и/или проявлениями известково-щелочных вулканитов [Ayer et al., 2002; Bédard, 2013; Kamber, 2015; Leclerc et al., 2011; Thurston, 2015; Thurston et al., 2012]. Магматические импульсы такой же мощности в Восточном Пилбара формировались на протяжении 350 млн лет [Hickman, van Kranendonk, 2012; van Kranendonk et al., 2002], а в пределах пояса Барбертон – на протяжении около 320 млн лет [Lowe, Byerly, 2007; van Kranendonk et al., 2009].

Ранее, на основании анализа Nd, Sr и Pb изотопных данных К. Конди [Condie, 1986], сделан вывод, что архейские ТТГ ассоциации образовались из источника, отделившегося от мантии за ~150 млн лет до их возникновения, т. е. из достаточно зрелой коры. К близкому выводу пришли А.Б. Вревский с коллегами [2010], которые систематизировали изотопные данные в породах ТТГ серии ряда архейских кратонов. Установлено, что преобладающая часть пород ТТГ серии образовалась из протолитов, отделившихся от мантии задолго до выплавления из источника пород ТТГ серии, т. е. Nd изотопные данные свидетельствуют о значительном временном интервале, разделяющем формирование протолита пород ТТГ серии и выплавление из него ТТГ расплавов. Вывод о существовании временного интервала между формированием пород ТТГ серии и возникновением их протолита был также получен при анализе Hf изотопной системы в цирконах [Bennett, 2003]. Показано, что изотопный состав Hf в породах ТТГ серии отражает определенную коровую предысторию их источников [Iizuka et al., 2007b]. Как полагают [Вревский и др., 2010], этот временной интервал (~150 млн лет) превышает значения, допускающие плавление в субдукционных обстановках, и в большей степени соот-

ветствует модели формирования первичных расплавов состава ТТГ в результате плавления нижнекорковых пород, превращенных в амфиболиты, или более древних тоналитов, как это принимается многими исследователями.

Эндогенная активность, связанная с формированием мезо- и палеоархейских зеленокаменных поясов, как правило, не имеет временной и генетической связи со становлением большей части ТТГ ассоциаций древних кратонов. Это, в частности, было проиллюстрировано на примере кратонов Каапвааль и Пилбара, в пределах которых зеленокаменные пояса как бы вложены в структуру более ранних пород ТТГ комплекса [Kroner, Hofmann, 2019]. Подобные геологические соотношения, как и изотопно-геохимические характеристики пород показывают, что преобладающая часть ТТГ серий не могла быть образована из пород, аналогичных по химическому и изотопному составу Nd-толеитам архейских зеленокаменных поясов.

По мнению [Вревский и др., 2010]), наиболее вероятным источником первичных расплавов пород ТТГ серии, геохимически и изотопно им соответствующим, могли быть наиболее древние амфиболиты и/или гранулиты. На современном эрозионном срезе им соответствуют, например, древнейшие (4,28 млрд лет) амфиболиты зеленокаменного пояса Нуввуагиттуг (провинция Сьюпериор) [O'Neil et al., 2008], а также нижнекорковые ксенолиты. Относительная редкость находок таких амфиболитовых комплексов в древних кратонах связывается с тем, что они более характерны для нижней коры. Еще одним важным протолитом ТТГ ассоциаций, вероятно, могли быть более древние породы того же состава.

#### **4.4. ПЕРВАЯ КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ КОРА**

Вопрос о механизмах формирования первой континентальной коры остается по-прежнему дискуссионным. Его ключевым моментом является проблема образования пород ТТГ комплекса, которые слагают первичную континентальную кору, обеспечивая ей определенную стратификацию и повышенную плавучесть. С одной стороны, образование таких комплексов могло контролироваться механизмами тектоники плит, которые в этом случае должны были действовать начиная с самых ранних этапов земной истории. С другой стороны, допускается, что такие гранитоиды могли формироваться при плавлении амфиболитов в основании мощной базитовой коры. Этот процесс называется сагдукцией и связан с процессами вертикальной тектоники [Bédard, 2006], т. е. процессами, которые изменяют кору в вертикальном направлении. В основе обоих подходов лежат представления о переработке базитовой коры – аналога современной коры океанов. Предполагается, что рост первичной базитовой коры происходил очень активно, благодаря чему ее мощность существенно превышала современную океаническую кору. В соответствии с данными по изотопному Nd модельному возрасту пород ТТГ комплексов, можно полагать, что в большинстве случаев такая кора формировалась на протяжении 100–200 млн лет, прежде чем подвергалась переработке в континентальную.

Особенностями состава пород ТТГ серии являются: 1) преобладание тоналитов (60–70 %) над трондъемитами, подчиненное количество гранодиоритов; 2) их лейкократовость. Преобладание в составе серии лейкократовых пород очевидно при сравнении с составами фанерозойских плагиогранитов [Лобач-Жученко, 2014]. Как показано в [Вревский и др., 2010], архейские ТТГ комплексы являются значительно более кремнеземистыми по сравнению с вулканитами островных дуг и окраин континентов. По содержанию  $\text{SiO}_2$  они также отличаются от кайнозойских адацитов, которые иногда рассматриваются в качестве их аналогов. От адацитов породы ТТГ серии отличаются и по ряду геохимических характеристик [Condie, 2005; Smithies, 2000].

Различия пород ТТГ серии и пород позднеархейских и фанерозойских гранитоидов хорошо иллюстрирует рис. 4.6, а, на котором видно, что породы ТТГ серии – типичные натриевые, расположенные в натриевом углу тройной Na–K–Ca диаграммы. Вполне понятно, что материнскими для пород ТТГ серии служили продукты плавления мантийного субстрата. Постаршеиские известково-щелочные породы, связанные, как правило, с зонами субдукции, существенно более калиевые, так как основой для их генезиса служит литосфера с большим участием материала континентальной коры. Еще более контрастно различаются гранитоиды архея и постархея по содержанию редких элементов (см. рис. 4.6, б). Породы ТТГ серии резко обогащены легкими редкоземельными элементами, что хорошо видно на рис. 4.6, б. Добавим к этому, что они также отличаются меньшими содержаниями Sc, Y и Ti [Чекулаев, 2009]. Постаршеиские гранитоиды и известково-щелочные вулканиты тоже обогащены легкими РЗЭ, но это обогащение менее выражено, что может говорить о формировании фанерозойских вулканитов на меньших глубинах.

Суммируя приведенные данные по составу тоналит-трондъемит-гранодиоритовой серии пород, представляющих первую континентальную кору, можно однозначно сказать, что подобные серии были связаны с плавлением базитовой коры. Экспериментальными исследованиями была показана возможность образования ТТГ расплавов при частичном плавлении основных пород при широких вариациях *PT*-параметров ( $T = 700\text{--}1100\text{ }^\circ\text{C}$ ,  $P = 3\text{--}35$  кбар) и содержания в них  $\text{H}_2\text{O}$  [Reimink et al., 2014]. Наибольшее сходство природных и экспериментальных составов достигается при дегидратационном плавлении амфиболитов, отличающихся от среднего архейского толеита более высокими содержаниями  $\text{SiO}_2$  и  $\text{MgO}$  и более низкими значениями отношения  $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$  [Lobach-Zhuchenko et al., 2000; Nagel et al., 2012].

Появление амфиболитов в нижних горизонтах первичной мафической коры находит свое объяснение в рамках модели Бернарда (см. ниже), согласно которой быстрый рост мафической коры вследствие массивованных излияний на ее поверхность становился причиной последовательного погружения ее верхних гидратированных участков в область плавления. По реконструкциям И.Д. Рябчикова [2006], первичная мафическая кора была обогащена несовместимыми элементами, что согласуется с составом древнейших пород – амфиболитов Квебека в Канаде, отвечающих по составу обогащенным основным породам [O'Neil et al., 2008].

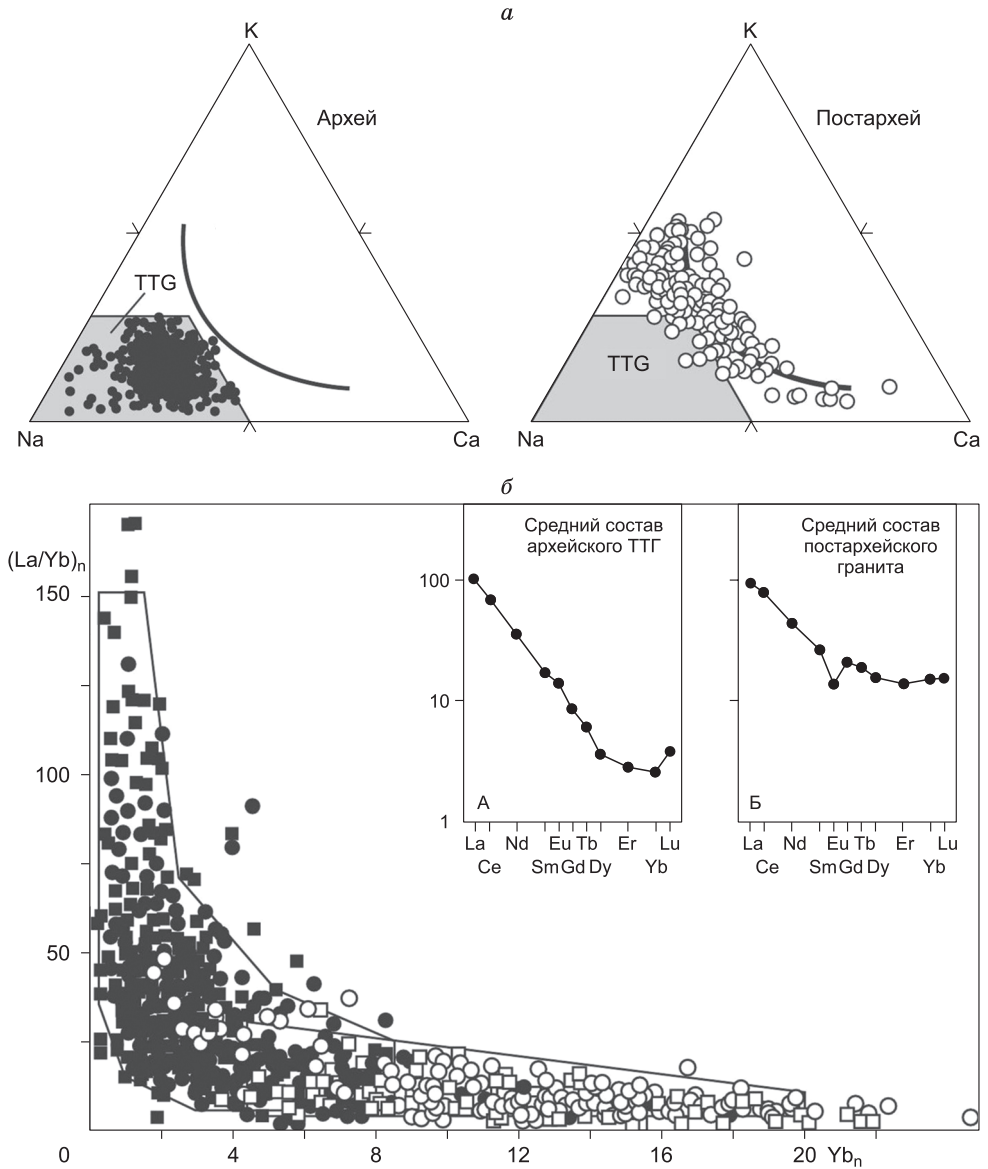


Рис. 4.6. Сопоставление составов пород архейской тоналит-трондjemит-гранодиоритовой серии (А) и постархейских гранитов (Б) (по: [Condie, 2011]).

*a* – на диаграммах К-На-Са видны различия, определяемые преимущественно натриевым составом пород ТТГ серии и известково-щелочным составом постархейских вулканитов и гранитов; *б* – распределение нормированных содержаний РЗЭ, а также отношения  $La/Yb$  на графике  $(La/Yb)_n$  в породах ТТГ и породах постархейя. Породы ТТГ обогащены легкими РЗЭ по отношению к тяжелым.

Таким образом, ассоциация пород ТТГ серии (серые гнейсы) является представителем сохранившихся первых пород континентальной коры Земли, которая формировалась из базальт-коматиитовых пород, несколько обогащенных литофильными (некогерентными) элементами по сравнению с базальтами MORB. Для объяснения образования таких пород В.Е. Хаин [2003] рассматривал разные модели, в том числе субдукцию и сагдукцию. Касаясь первой модели, он совершенно правильно отметил, что в начале архея следов тектоники плит не отмечается, этот механизм, по его представлению, начинает проявляться в конце архея или чуть раньше. Модель сагдукции – это модель вертикальной тектоники, предполагающая рост коры вследствие излияний на ее поверхность или подслаивание (андерплейтинг) порций расплавов в основание коры. Если модель субдукции связывает магматизм с продуктами плавления погружающейся плиты и мантийного клина, то магматизм при сагдукции связан с восходящими мантийными струями, в том числе плюмами.

Представления о том, что формирование ТТГ ассоциаций было связано с процессами субдукции, вызывают ряд вопросов. Наиболее яркими показателями таких процессов являются базиты с субдукционными геохимическими характеристиками (Ta-Nb минимум, обогащение LREE и некоторые другие). Но такие базальты редки, и, как было показано К. Конди [Condie, 2018], в архее преобладали «недуговые» базальты, отвечающие по геохимическим параметрам продуктам плавления примитивной мантии.

Важные результаты, свидетельствующие об условиях формирования архейской континентальной коры, получены [Regier et al., 2018]. Ими были изучены изотопные составы кислорода  $\delta^{18}\text{O}$  в оливинах из перидотитовых ксенолитов, отвечающих мантии литосферного кия ряда архейских кратонов. Установлено, что эти составы характеризуются однородными значениями  $\delta^{18}\text{O} = 5,26 \pm 0,22 \text{ ‰}$ , идентичными значениям в современной мантии источника базальтов типа MORB. Авторы рассмотрели две крайние модели образования литосферных килей кратонов. В соответствии с одной из них предполагается подслаивание и плавление океанической литосферы в ходе субдукции под зарождающийся кратон, согласно другой – образование литосферной мантии связывается с ее истощением при мантийном плавлении в основании формирующейся континентальной коры. Показано, что в рамках первой модели, где плавлению подвергаются сильно варьирующие по величине  $\delta^{18}\text{O}$  серпентинизированные породы субдуцированной плиты, невозможно получить однородные значения  $\delta^{18}\text{O}$  в породах литосферного кия. Таким образом, изотопный состав кислорода становится важным ограничением для любых моделей формирования литосферной мантии кратонов. С учетом полученных результатов изучения ксенолитов мантийных килей, авторы статьи [Regier et al., 2018] делают вывод, что однородный изотопный состав  $\delta^{18}\text{O}$  литосферной мантии раннеархейских кратонов был получен в результате процессов плавления и истощения мантии в их основании под влиянием подлитосферных источников тепла (мантийных плюмов).

#### 4.5. МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ КОРЫ

Образование ранней континентальной коры, включающей породы ТТГ комплексов и зеленокаменных поясов, рассматривается в рамках двух крайних моделей. Согласно плейт-тектонической модели, рост континентальной коры происходит в аккреционных орогенах за счет плавления океанической коры в зонах субдукции [Добрецов, 2010; Campbell, 2003; Drummond, Defant, 1990; Martin et al., 2005], реликты которой представлены зеленокаменными поясами. В соответствии с альтернативной моделью рост верхней коры происходит при ее наращивании за счет продуктов излияний, а переработка – за счет плавления ее нижних горизонтов [Bédard, 2018; Kramers, 1988; Rapp et al., 2003; van Kranendonk, 2007]. Предполагается, что на первых стадиях эволюции Земли эти процессы были связаны с плавлением первичной базальтовой коры [Blicher-Toft, Albaredo, 2008]. Обе модели не лишены недостатков, поэтому проблема корообразования в раннем архее по-прежнему вызывает большие дискуссии. Здесь мы остановимся на ряде важных результатов, которые были получены в последнее время.

Общая картина мантийно-коровой геодинамики представлена в работе [Bédard, 2018]. Эта модель предполагает горячую мантию Земли и покрывающую ее каменную покрывку, формирующуюся за счет излияний на поверхность базальт-коматиитовых расплавов. В этом варианте охлаждение Земли происходит в ее верхнем подкоровом слое, который насыщается тяжелым реститовым материалом в результате поставок расплавов на поверхность. Возникает гравитационная и термическая нестабильность. Термически плавучая нижняя мантия начинает подниматься в виде крупных восходящих мантийных зон (overtorn upwelling zones, или OUZO, на рис. 4.7) и декомпрессионно плавиться, поставляя на поверхность большие объемы мафит-ультрамафических расплавов с геохимическими характеристиками, типичными для примитивной мантии.

Мантия OUZO смешивается с окружающей деплетированной (DM) мантией, насыщенной реститовым материалом, что способствует образованию гибридной мантии с усредненными геохимическими характеристиками. Одновременно с подъемом горячей мантии происходит погружение в низы мантии ее верхних деплетированных слоев. Таким образом, происходит мантийный переворот, ведущий в конечном итоге к перемешиванию и гомогенизации состава мантии практически во всем ее объеме. Этот механизм позволяет объяснить причину отсутствия деплетированных характеристик в изотопных системах Sr, Nd, Hf, O мантийных пород архея [Кузьмин, Ярмолюк, 2016; Bédard, 2018; Condie, 2011, 2018]. При воздействии OUZO на основание кратона значительная часть субконтинентальной литосферной мантии (SCLM) поглощалась, как и сильно погруженные корни быстро растущей мафической коры.

Модель эпизодических мантийных переворотов позволяет по-новому взглянуть на то, как геохимические резервуары могли развиваться в ранне-архейское время. Считается, что зоны апвеллинга (OUZO) создают высокие

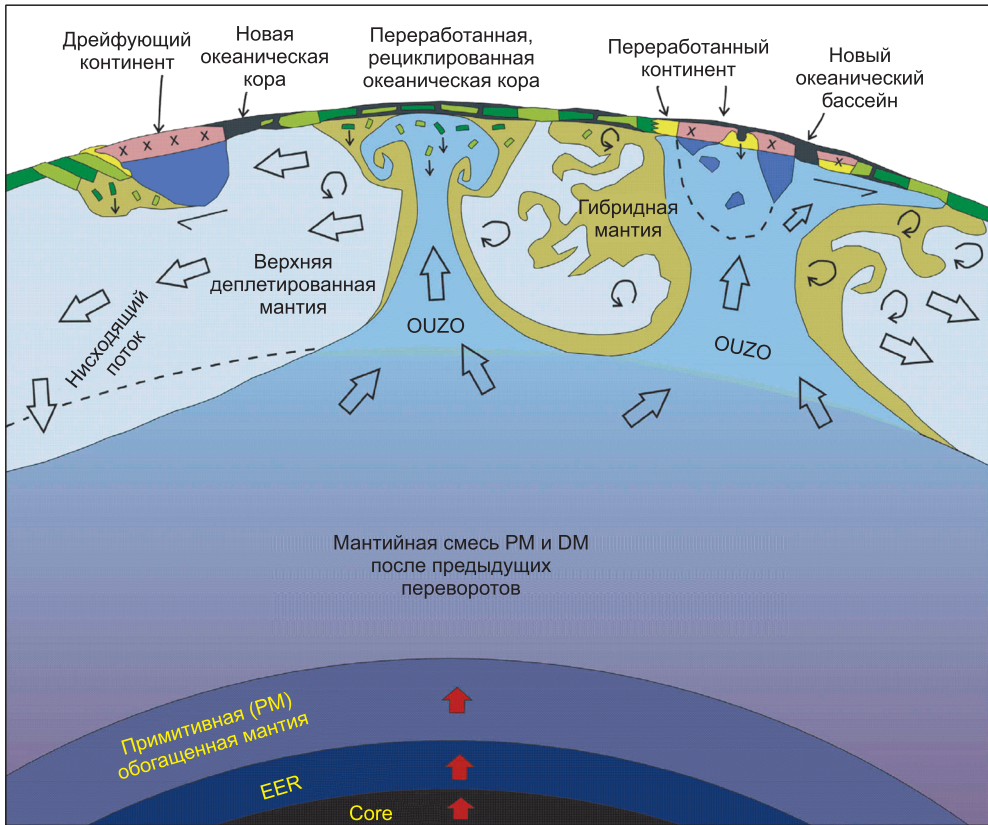


Рис. 4.7. Модель мантийной динамики в раннем архее (по: [Bédard, 2018]).

Пояснения см. в тексте.

тепловые потоки и производят большие объемы мафит-ультрамафитовых магм [Bédard, 2018; Korenaga, 2006]. Более старая океаническая или континентальная кора, расположенная выше зон апвеллинга, должна была испытывать масштабную переработку, в частности подвергаться плавлению. В ходе очередного переворота кислые анатектические породы, сформированные при таком плавлении, в силу более высокой плавучести не вовлекались в рециклинг столь же активно, как участки базитовой коры, и, таким образом, способствовали росту кислой континентальной коры. Так как каждый переворот приводил к переработке базальтовой коры и генерации новых порций кислой коры, это позволило связать «всплески роста» земной коры с моментами мантийных переворотов [Dhuime et al., 2012; Naeraa et al., 2012]. Наряду с ростом коры мантийные перевороты способствовали возвращению реститового материала, фрагментов нижней коры и деплетированных участков верхней мантии в более глубокие ее горизонты. Таким образом, крупномасштабные мантийные перевороты могли смешивать существенную часть обедненной верхней мантии и продуктов, возникающих при

переработке коры, с менее истощенной восходящей мантией, в результате чего на ранних стадиях развития Земли происходила гомогенизация состава верхней мантии.

Роль подобных процессов в образовании пород ТТГ ассоциаций, являющихся основой раннеархейской континентальной коры, была рассмотрена в работе [Bédard, 2006] (рис. 4.8). В основу были положены результаты детального петролого-геохимического изучения провинции Сьюпериор (Superior, Канада). Суть этой модели такова: базальтоидные вулканические серии коры повышенной мощности интродурируются магмами, генерируемыми поднимающимся плюмом. В результате происходит частичное плавление вулкаников с образованием кислых расплавов, отслоение и погружение реститов, а гранитоидные магмы поднимаются от низов коры к ее верхним уровням. Процесс формирования ТТГ серии многостадийный. В предлагаемой модели он включает как минимум 3–4 стадии. В какой-то мере эта модель может быть применена к формированию океанических плато. Очевидно, бурение современных океанических плато, которые, как и архейские серии ТТГ, образуются над мантийными плюмами, поможет лучше понять этот процесс. Образование гранитоидных пород во многом похоже на процессы формирования известково-щелочных серий вулкаников и гранитоидов, связанных с зонами субдукции.

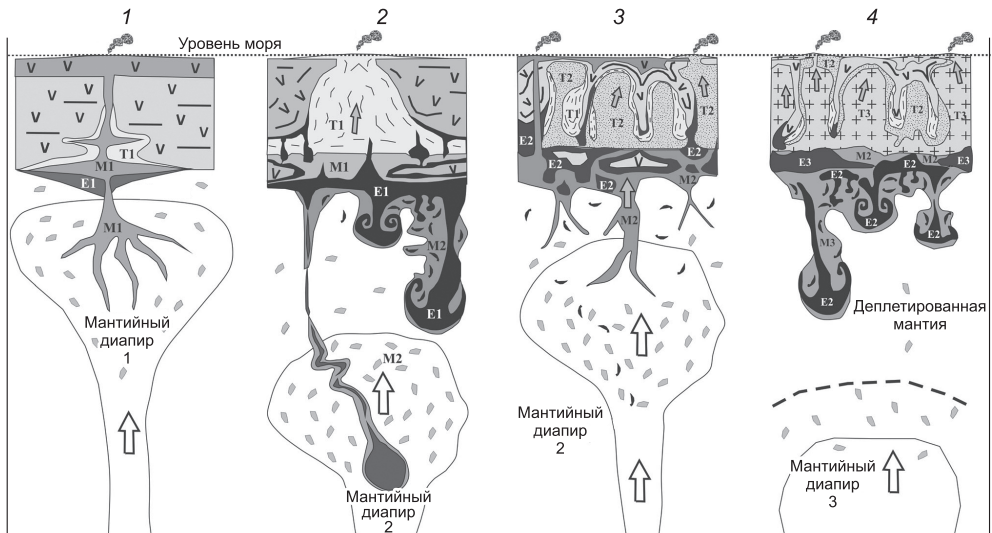


Рис. 4.8. Модель формирования раннеархейских пород ТТГ серии (по: [Bédard, 2006]).

1–4 – стадии мантийных переворотов. Архейская кора повышенной мощности погружается (проваливается) в мантию до глубин, на которых при плавлении в рестите остается гранат. Под влиянием высоких мантийных температур происходит выплавление из эклогитизированного архейского базальтоида пород серии ТТГ, которые интродурируются в основную архейскую кору, образуя сохранившуюся первую континентальную кору. J.N. Bédard отметил, что таких стадий может быть 3–4.

Можно полагать, что и при субдукции, и при сагдукции происходит частичное плавление базальтов при повышенных (мантийных) давлениях, сопровождаемое эклогитизацией реститового вещества. Примеры таких пород приводят некоторых исследователей к выводу, что в раннем архее уже существовали элементы тектоники плит, в частности субдукция. Однако явных структурных признаков горизонтальных напряжений этого времени на Земле не проявлено. Напомним также об ограничениях, накладываемых данными по изотопному составу кислорода в породах литосферной мантии архейских кратонов, которые исключают участие серпентинизированных пород субдуцированных слэбов в их образовании.

Уже отмечалось, что важной особенностью истории формирования архейских кратонов служат многократность и длительность проявления магматизма, а также отсутствие закономерности в пространственном размещении разновозрастных пород [Лобач-Жученко, 2014]. Эта специфика развития древних кратонов была использована [Wiemer et al., 2018], предложившими модель формирования земной коры на примере гранит-зеленокаменной области Пилбара. В ее основу были положены представления о гравитационно неустойчивой стратификации протокры, прообразом для которой послужила неустойчивость гидродинамической границы раздела между плавучей и вышележащей более плотной жидкостями, известная также как неустойчивость Рэлея-Тейлора (RTI).

Формирование гравитационно неустойчивой стратификации коры произошло в результате образования слоя кислых пород на глубинах >20 км, который возник при ~25 % частичном плавлении основания толстой (~43 км) базальтовой протокры при ~850–900 °С и ~12–13 кбар. В результате существенных различий в плотности между кислыми и перекрывающими их основными-ультраосновными породами кислые породы (ТТГ) всплывали, а основные погружались на границах с всплывающими куполами, образуя зеленокаменные пояса. Новые порции излияний основных пород, происходившие с примерной периодичностью в 100 млн лет, активизировали процессы гидродинамической неустойчивости и сопровождалась как переработкой уже сформированной кислой коры, так и ее дальнейшим продвижением вверх.

Подобные процессы гравитационного перемешивания считаются одним из основных механизмов движения частично расплавленной земной коры в архее, но параметры таких движений не имели количественных оценок. Датирование пород разных участков кратона Пилбара [Kemp et al., 2015a,b] показало, что один из циклов гравитационного перемешивания продолжался примерно 10 млн лет и окончился около 3,41 млрд лет назад. Прогрев способствовал «всплыванию» более старых гранитных пород вверх. Эта модель в сочетании с представлениями Бедарда [Bédard, 2018] о мантийных переворотах, действовавших в раннем архее, позволяет связать области корообразования с районами, расположенными над восходящими мантийными струями. Как полагает Бедард [Bédard, 2018], в раннем архее такие струи действовали

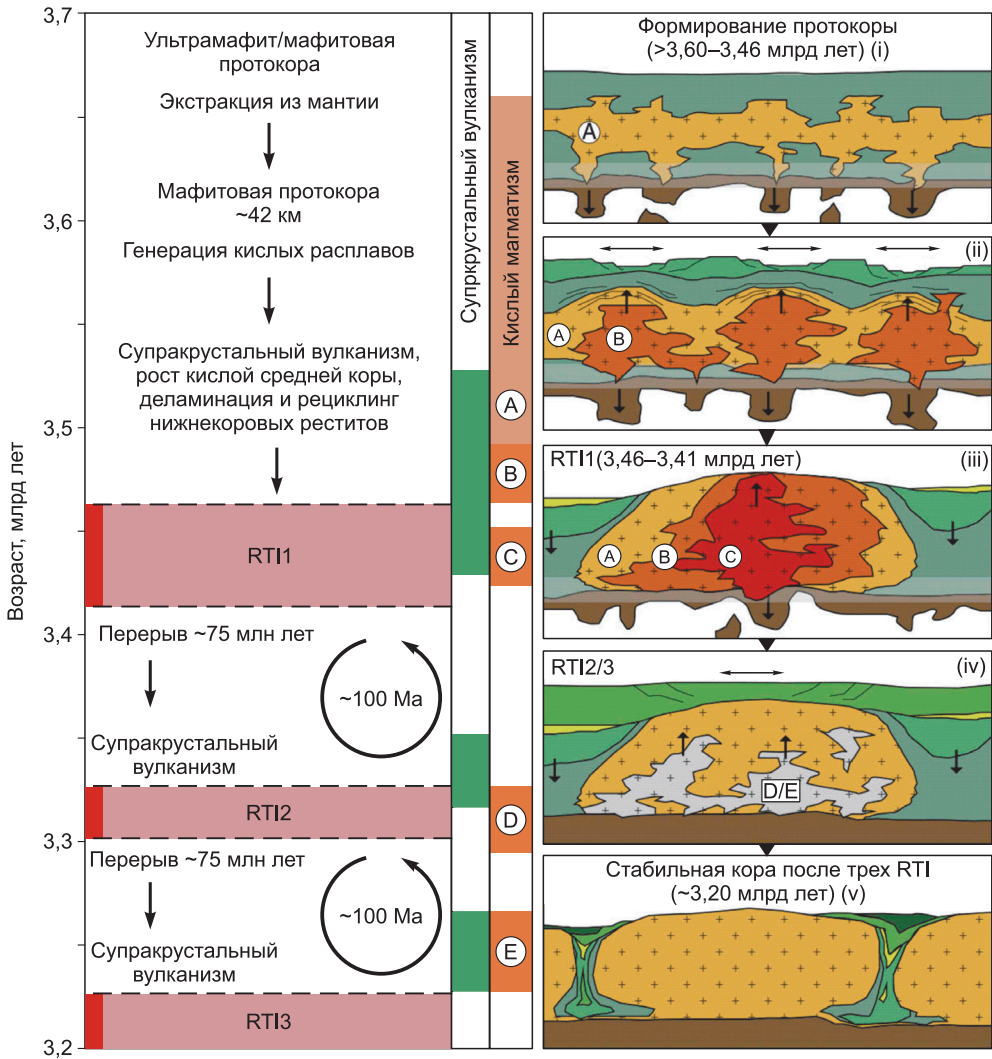


Рис. 4.9. Модель формирования раннеархейской протокоры кратона Пилбара между 3700 и 3200 млн лет назад (по: [Wiemer et al., 2018]).

A–E – магматические события; RTI – эпизоды проявления неустойчивости Рэлея–Тейлора. Стадии формирования: (i) базитовая протокора к рубежу 3660 млн лет достигла достаточной толщины, чтобы началось плавление с образованием кислых расплавов на глубине ~43 км. Коричневым цветом показан гранат-клинопироксенитовый рестит, который рециркулирует в мантию; (ii) первое RTI началось приблизительно 3460 млн лет назад с образованием поднятий, зафиксированных в верхней коре; (iii) RTI протекало примерно до 3413 млн лет, что привело к размытию кровли и образованию осадочных пород в компенсационных прогибах; (iv) два последующих RTI включали в себя переработку ранее возникшего кислого материала; (v) стабилизация дифференцированной коры завершилась к рубежу 3200 млн лет после трех эпизодов RTI.

более длительно, чем современные плюмы, обеспечивая рост базитовой коры в участках своего воздействия, усиленный прогрев и плавление ее корней с образованием пород ТТГ комплексов. Этот механизм позволил реконструировать историю формирования структуры кратона Пилбара [Wiemer et al., 2018] (рис. 4.9).

Согласно ограничениям, полученным на основе изотопных составов Nd в породах и Hf в цирконах из них, базитовая протокора в регионе была сформирована в период между 3800 и 3500 млн лет назад в результате крупнообъемных излияний ультрабазит-базитовых магм. К рубежу ~3600 млн лет она достигла достаточной мощности, чтобы генерировать ТТГ расплавы на глубине ~43 км, оставляя после себя плотный гранат-клинопироксеновый рстит, который отслаивался и погружался в нижележащую мантию. Полученные возрастные оценки показывают, что генерация кислых расплавов в низах коры продолжалась >200 млн лет. Одновременно происходило наращивание мощности коры в результате излияний на ее поверхность новых порций базитовых магм. Возрастающая нагрузка и тепловой прогрев благоприятствовали процессам корового плавления на глубине. К рубежу ~3460 млн лет гидродинамическая неустойчивость, вызванная распределением в разрезе коры более плотных пород выше менее плотных, привела к нарушению такой стратификации. Кислые породы стали всплывать, образуя гранито-гнейсовые купола, которые выходили на поверхность и подвергались эрозии, поставляя терригенный материал в зоны погружения базитовых пород. Этот цикл продолжался около 45 млн лет.

Подобные циклы повторились в истории кратона еще дважды – приблизительно между 3325 и 3300 и 3250 и 3200 млн лет [Francois et al., 2014; Roberts et al., 2015]. Этапы корообразования разделены паузами в магматизме (до 60–75 млн лет), сменявшимися периодами активности (до 30 млн лет). В это время в результате излияний на поверхность лав преимущественно основного состава усиливались процессы гидродинамической неустойчивости и возобновлялось движение гранитных масс к поверхности, при этом образование новых гранитных масс в основном было связано с переработкой ранее образованного кислого материала. Рифтинг, последовавший после завершения третьего цикла корообразующих процессов, зафиксировал образование в регионе стабильной континентальной коры (см. рис. 4.9).

Сравнительный анализ истории формирования древнейших кратонов выявил их большое сходство. Показано [Wiemer et al., 2018], что интервалы продолжительностью около 100 млн лет между циклами корообразования, возможно, отражают характерные циклы роста коры раннеархейских кратонов. Близкие возрастные интервалы, связанные с образованием гранит-зеленокаменных областей (между 3460 и 3400, 3350 и 3300, 3250 и 3200 млн лет) отмечаются в развитии области Барбертон кратона Каапвааль (Южная Африка) [Drabon et al., 2017; Lana et al., 2010; Roberts et al., 2015]. Корообразующие процессы в западном кратоне Джарвар (Южная Индия) также протекали циклично, с периодами активности, разделенными интервалами пример-

но в 100 млн лет (3450 и 3420, 3350 и 3320 и 3240 и 3200 млн лет), в ходе которых была переработана базитовая кора, сформированная между 3700 и 3400 млн лет [Lancaster et al., 2015]. Образование ТТГ серий за счет переработки metabазитовой коры было показано также на примере пояса Исуа [Nagel et al., 2012].

Подобное сходство в развитии раннеархейских кратонов свидетельствует о том, что они формировались по близкому сценарию. Вначале, в период между 3700 млн лет (или старше) и 3400 млн лет шло образование базитовой протокры [Kemp et al., 2015a,b; Lancaster et al., 2015; Smithies et al., 2003]. Затем, после 3600 млн лет начинала формироваться ранняя кислая протокры [Bolhar et al., 2017; Drabon et al., 2017; Horstwood et al., 1999; Kemp et al., 2015]. Последующая периодичность в 100 млн лет между этапами активности является общей характеристикой для раннеархейских кратонов в интервале между приблизительно 3450 и 3200 млн лет назад и отражает возрастающее влияние процессов переработки кислого материала и развития купольных поднятий [Lana et al., 2010; Smithies et al., 2003; Thebaud, Rey, 2013].

В целом эти данные свидетельствуют о том, что для формирования земной коры раннеархейских кратонов потребовалось несколько циклов длительностью около 100 млн лет. Каждый из циклов включал плавление мафитов нижней коры с ее расслоением и образованием слоя кислых пород, более короткие промежутки перемешивания в результате гравитационной неустойчивости продолжительностью от 5 до 30 млн лет и более длинные (~75 млн лет) паузы между ними, во время которых происходили локальные процессы, сопровождавшиеся эрозией возникших куполов. В результате этих циклов образовалась твердая литосферная плита, которая в дальнейшем развивалась в соответствии с воздействовавшими на нее геодинамическими механизмами.

Перечисленные выше особенности геологического строения, изотопного и геохимического состава пород архейских ТТГ серий в совокупности с петрологическими экспериментальными данными и теоретическими геохимическими модельными расчетами наиболее адекватно могут быть синтезированы в рамках модели образования сиалической части коры древних кратонов в результате последовательного плавления мафитов в ее основании. Такой режим формирования коры определялся механизмами устойчивого воздействия мантийных потоков на литосферу в ходе мантийных переворотов [Bédard, 2018], что обеспечивало как рост коры в соответствующих участках, так и ее плавление под действием мантийных магм.

Рассмотренный режим, очевидно, стал определяющим для раннеархейского периода земной истории. На это, в частности указывают результаты исследования архейского магматизма Земли, проведенные по международной программе в 2011–2016 гг. [Halla et al., 2017], в соответствии с которыми было показано, что тоналит-трондьемит-гранодиоритовые ассоциации пород формировались в интервале 3,9–3,6–3,4–3,1 млрд лет. Более молодые

(<3,1 млрд лет) гранитоидные комплексы уже отвечают калиевым известково-щелочным гранитоидам, среди которых выделяются санукитоиды, монцограниты, обогащенные редкими элементами кварцевые монцониты. Таким образом, породы ТТГ ассоциаций приобретают индикаторное значение для характеристики геодинамических режимов, действовавших в раннеархейский период.

Изменения геодинамического режима на рубеже ~3,1 млрд лет отразились и на других типовых для архея геологических комплексах. Так, согласно К. Конди [Condie, 2011], с этого рубежа развитие большинства позднеархейских гранит-зеленокаменных областей существенно ускорилось, интервалы их формирования сократились до менее 50 млн лет, при этом они достаточно быстро объединялись в кратоны. В этом их отличие от раннеархейских террейнов, которые развивались в автономном режиме в течение сотен миллионов лет. Возможно, такая их автономность была связана с тем, что подобных террейнов было слишком мало и стиль тектоники не допускал больших латеральных перемещений, способствовавших столкновениям. Возможно и другое, а именно, что часть таких террейнов была погребена под толщами базитовых наслоений и переработана в мантии до того, как им удалось столкнуться с другими террейнами и образовать кратон. Все это является отражением того факта, что в раннем архее процессы формирования земной коры довольно сильно отличались от более поздних эпох.

Заканчивая рассмотрение архейского периода, отметим следующее. Скорее всего, специфика геологических процессов в раннем архее была связана с тем, что поверхность Земли была покрыта мощной сплошной коркой, и, в этом отношении, не случайно многие исследователи считают этот период геологической истории Земли режимом LID tectonics (тектоника покрывающей коры). В то же время корка, покрывающая поверхность Земли, не позволяла планете выделять избыточное тепло, накапливающееся под ней. Как отмечает [Bédard, 2018], это вело к возникновению послойной конвекции непосредственно под внешней коркой и последующим мантийным переворотам, способствовавшим перераспределению тепла в земных недрах. Над участками мантийного апвеллинга происходило особенно интенсивное наращивание базитовой коры, которая под влиянием горячей мантии вовлекалась в плавление с образованием пород ТТГ ассоциации, ставших основой для первой континентальной коры. Параллельно с этим сильно деплетированные участки мантии в основании архейских кратонов стали основой их литосферной мантии, обеспечив им высокую плавучесть. Режим тектоники покрывающей коры (LID tectonics) и тектоники мантийных переворотов (глубинных мантийных плюмов ультраосновного-основного состава) продолжился до 3,1 млрд лет.

#### 4.6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ О РАННЕЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

История Земли началась 4,567 млрд лет назад. Она возникла в пределах солнечно-планетной системы, которая сформировалась в одном из рукавов галактики Млечный Путь в то время, когда пыль межзвездного простран-

ства уже содержала элементы практически всей таблицы Менделеева. Строение Солнечной системы определяют внутренняя зона, содержащая планеты земного типа, в том числе Землю, и внешняя зона с газовыми планетами-гигантами. Стабилизация этой структуры завершилась на ранних стадиях развития Солнечной системы. Через 50 млн лет после зарождения Солнечной системы Земля обрела близкие к современным размеры. В ней протекали процессы дифференциации, завершившиеся образованием обособленного металлического ядра и обрамляющей его мантии, разделенной на верхнюю и нижнюю сферы согласно с изменениями фазовых состояний минералов. Около 4,51 млрд лет тому назад произошло столкновение Протоземли с космическим телом Тейя, массой близкой к Марсу. Результатом этого столкновения стало образование Луны, верного спутника нашей планеты. Земля после столкновения практически перешла в расплавленное состояние. К рубежу 4,5 млрд лет произошло остывание верхней части магматического океана Земли и сформировалась ее первая кора. С этого момента начинается отсчет гадей и геологической истории Земли в целом.

Примечательной особенностью гадейского эона стало то, что сохранившиеся до настоящего времени следы его континентальной коры представлены главным образом обломками цирконов магматического генезиса. Эндогенная активность Земли в это время определялась внешними причинами – метеоритными бомбардировками, в результате которых земная корка дробилась, топилась и перемешивалась с мантией, а поступавшие на поверхность основные–ультраосновные расплавы, регулировали тепловые потери Земли (рис. 4.10). При дифференциации излившихся магм, очевидно,

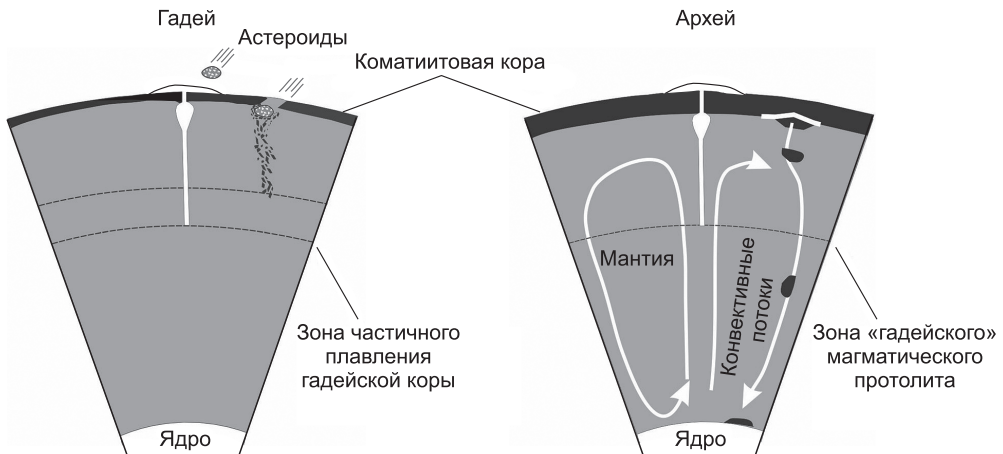


Рис. 4.10. Модели возможных эндогенных процессов в гадейский эон и зоархейский период времени.

В архее началась верхнемантийная послойная конвекция, которая вовлекала в плавление и «гадейский» протолит. Плавление низов коры под воздействием мантийных магм вызывало появление расплавов, образующих ТТГ комплексы. Реситовая часть нижней коры опускалась в низы нижней мантии (пояснение см. в тексте).

возникали небольшие объемы кислого расплава – материнского для гадейских цирконов.

Другая картина отмечается в архее, начавшемся ~4 млрд лет назад. Космический фактор перестал быть главенствующим в развитии Земли (см. рис. 4.10). Земля покрылась довольно мощной мафической корой. Сброс глубинного тепла Земли происходил в ходе многочисленных излияний базитовых расплавов. Но этот механизм обеспечивал охлаждение главным образом верхних слоев мантии, что вело, как было показано [Bédard, 2018], к появлению здесь послойной мелкочаеистой конвекции. Нарушение баланса выработки/потери тепла Землей вызывало в ее мантии так называемые мантийные перевороты – подъемы перегретой мантии из нижних слоев кверху и перемешивание ее с верхними горизонтами мантии и низами коры, что вело к гомогенизации ее состава по всему подлитосферному объему. Зоны подъема горячей мантии на поверхности Земли трассировались ареалами излияний мантийных расплавов (базальтовых и коматиитовых). Такие мантийные перевороты, по мнению [Bédard, 2018], длились значительно дольше и были более масштабными по сравнению с постархейскими плюмами.

Механизм мантийных переворотов также открыл возможность для образования пород ТТГ комплексов и зарождения континентальных террейнов в участках наиболее быстрого роста коры над восходящими мантийными струями. Согласно [Bédard, 2018], этот процесс протекал следующим образом: термальное воздействие мантийных струй на погружающуюся кору могло генерировать небольшое количество фельзического расплава за счет плавления метабазальтов нижней коры. Эти выплавки могли формировать отдельные тела или же сохраняться в виде рассеянного жильного материала. Последующие тепловые воздействия на эти участки могли генерировать новый первичный расплав ТТГ из метабазальта, но также преимущественно переплавлять ранее сформированные жилы и тела ТТГ. С течением времени доля фельзического материала в коре могла увеличиться до тех значений, при которых кора становится «континентальной» [Bédard, 2006]. Таким образом формировались отдельные небольшие блоки – террейны, сложенные выходами пород ТТГ серии и разделяющих их зеленокаменных поясов, а в дальнейшем эти террейны могли собираться в более крупные кратоны. Ранний этап в развитии Земли завершился около 3–3,1 млрд лет назад.



## Глава 5

### ПЕРЕХОДНЫЙ ПЕРИОД ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ – МЕЖДУ LID ТЕКТОНИКОЙ И ТЕКТОНИКОЙ ПЛИТ

На протяжении всей своей истории Земля претерпевала изменения внутреннего строения. Разогретая до расплавленного состояния процессами аккреции и радиоактивного распада на ранних стадиях своего развития, в дальнейшем она только теряла тепло. Эти потери сопровождались дифференциацией как внутренних, так и внешних оболочек планеты. Верхняя мантия (давления до 13,7 ГПа, глубины до 410 км), переходная зона (давления 13,7–23,8 ГПа, глубины 410–670 км) и нижняя мантия (давления более 23,8 ГПа, глубины более 670 км) оформились на самых ранних стадиях развития Земли. Затем, в течение первых 30 млн лет внутри нее сформировалось жидкое железное ядро [Wood, Halliday, 2010]. На протяжении гадея возникла первая твердая оболочка – кора, которая впоследствии была уничтожена в результате астероидных бомбардировок. Дальнейшая термическая эволюция Земли привела в конечном итоге к тому ее состоянию, которое мы можем наблюдать сейчас. Так, из охлаждающегося жидкого ядра выделилось внутреннее твердое ядро (в гадее или архее, но его рост продолжается и поныне). Благодаря охлаждению мантии в самой ее нижней части образовался слой D'' (примерно 3 млрд лет назад, и рост этого слоя продолжался всю последующую историю Земли). Возникла литосфера с подразделениями на литосферную мантию и кору, а также внешние оболочки – гидросфера и атмосфера (древняя гидросфера должна была быть уничтожена мегаимпактом с планетой Тейя, и заново образована). Ранняя атмосфера состояла в основном из метана и CO<sub>2</sub>, но ее состав претерпел со временем кардинальные изменения – постепенно метан был окислен до CO<sub>2</sub> и затем в атмосфере появился свободный кислород, произведенный биоорганизмами. Львиная же доля CO<sub>2</sub> при посредстве воды прореагировала с минералами поверхности Земли и оказалась погребена внутри планеты в виде карбонатов, в результате чего атмосфера стала гораздо более разреженной и состоящей из совершенно инертного N<sub>2</sub> и биогенного O<sub>2</sub>).

Основными движущими механизмами современной эндогенной активности Земли, регулирующими взаимодействие этих оболочек, являются тектоника литосферных плит и глубинная геодинамика, определяющие разномасштабные конвективные процессы внутри Земли. Зная достаточно хорошо современное состояние нашей планеты, мы, тем не менее, очень слабо представляем, как и когда она приобрела те или иные свои характеристики. Особенно туманными видятся ранние этапы развития Земли. Имеется много геологических показателей, свидетельствующих о крупных изменениях, произошедших в интервале между 2 и 3 млрд лет назад, хотя точные сроки, продолжительность и причины этих изменений неизвестны. Но зато более или менее достоверно можно говорить, что с рубежа 2 млрд лет развитие Земли контролировалось практически теми же внутренними процессами – тектоникой литосферных плит и глубинной геодинамикой, которые действуют в настоящее время. Возникает вопрос, что же происходило во время «больших перемен» и что привело к этим переменам?

Современные знания о ранних этапах развития Земли приведены в предыдущем разделе монографии. В соответствии с ними, на юной Земле преобладала вертикальная тектоника, которая нарушалась метеоритными бомбардировками. После завершения поздней гигантской бомбардировки (3,9–4,0 млрд лет) Земля вступила в период самоорганизации, определяемый, в первую очередь, ее внутренней термической эволюцией. О следующем миллиарде лет, разделенном в стратиграфических шкалах на эо- и палеоархей, а также первую половину мезоархея, мы знаем немного больше, но все равно слишком мало и преимущественно в предположительной форме. И это понятно, так как территории, представляющие блоки этого возраста, занимают менее ~5 % от площади континентов [Hawkesworth et al., 2017]. Более того, они были неоднократно переработаны процессами метаморфизма и тектоники, что создает дополнительные сложности при расшифровке и интерпретации тектонических процессов, в которых они были сформированы [Щипанский, 2008; Bickle et al., 1994; Grove, Parman, 2004; Komiya et al., 1999]. Несомненным является то, что в это время на Земле господствовал вулканизм основного и ультраосновного состава и формировались плутонические породы тоналит-трондjemит-гранодиоритовой (ТТГ) ассоциации. Предполагается, что тогда на Земле существовала единая поверхность, представленная базитовой корой, и доминировал режим тектоники покрывки (LID тектоника), определяемый наращиванием коры в результате базальтокоматитовых излияний на поверхность и переработкой низов коры горячей конвектирующей мантией [Bédard, 2006; Condie, Kroner, 2008; Korenaga, 2013; Stern, 2008; и др.].

Следующий миллиард лет (между 2 и 3 млрд лет назад) изучен лучше, что позволяет говорить о крупных изменениях, происходивших в это время в геологическом развитии Земли. Эти глобальные изменения отразились в составе магматизма и характере рельефа поверхности Земли, им соответствуют появление первых крупных кратонов, а также значительные преобразования недр нашей планеты [Добрецов, 2010; Хаин, 2010; Condie, 2018;

Мацуама, 1994; и др.]. Этот интервал времени стал важнейшим для формирования основного объема континентальной коры, а его окончание завершилось крупнейшими коллизионными процессами и образованием первого суперконтинента.

В результате всех этих изменений с рубежа 2 млрд лет назад развитие Земли стало контролироваться тектоникой литосферных плит и глубинной геодинамикой, т. е. теми внутренними механизмами, которые действуют и в настоящее время. Возникает вопрос, что же происходило в этот переходный между LID тектоникой и тектоникой литосферных плит период и что стало причиной свершившихся перемен. В данной главе рассматриваются наиболее важные изменения в геологическом развитии Земли, которые произошли в переходный период, и показано, что они в основном были связаны с термальной эволюцией планеты.

### 5.1. ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ПЕРЕХОДНОГО ПЕРИОДА

В основе геологической эволюции Земли лежат процессы ее постепенного охлаждения. Исходя из этого предложены реконструкции тепловой истории планеты от современного состояния, которое является наиболее понятной ее частью, назад во времени до начала протерозоя. Эти реконструкции опираются на представления о потере внутреннего тепла Земли.

Первоначальный разогрев недр нашей планеты произошел главным образом за счет гравитационной энергии, выделившейся при аккреции и при последующей дифференциации земных оболочек, прежде всего при стекании железа в земное ядро, а также за счет распада радиоактивных элементов. По расчетным данным, в настоящее время на глубине 100 км температура составляет около 1300 °С, на глубине 410 км – 1500 °С, на глубине 670 км – 1800 °С, на границе ядра и мантии – 3500–3900 °С, на границе внутреннего ядра – 5000–5500 °С [Литасов, Шацкий, 2016].

**Современные параметры охлаждения Земли.** Тепловое излучение Земли в настоящее время оценивается в ~44 ТВт [Pollack et al., 1993] или, по более современной оценке,  $46 \pm 3$  ТВт [Lay et al., 2008]. Из этого потока около 20 % (~8 ТВт) составляет вклад континентальной коры, формирующейся за счет радиоактивного распада [Schubert et al., 2001], который не влияет на мантийную конвекцию. Поток тепла из ядра в мантию оценивается в 8,8 ТВт (см. ниже). Производство радиогенного тепла в мантии Земли составляет ~12 ТВт. Отношение этой радиогенной теплогенерации к общему тепловому потоку (~36 ТВт), выделяемому в океанах в результате мантийной конвекции, составляет ~0,3. Это отношение определяется как число Юри и является опорным в различных модельных построениях [Korenaga, 2008].

Прежде всего, такие построения дают неожиданный результат, а именно, при современном значении числа Юри температура мантии в геологическом прошлом должна быстро подниматься и достигать невероятно высоких значений менее чем за 2 млрд лет [Korenaga, 2006]. Этот парадокс в восстановлении истории охлаждения Земли известен как тепловая катастрофа, так как считается, что температура верхней мантии была ниже ~1800 °С даже в

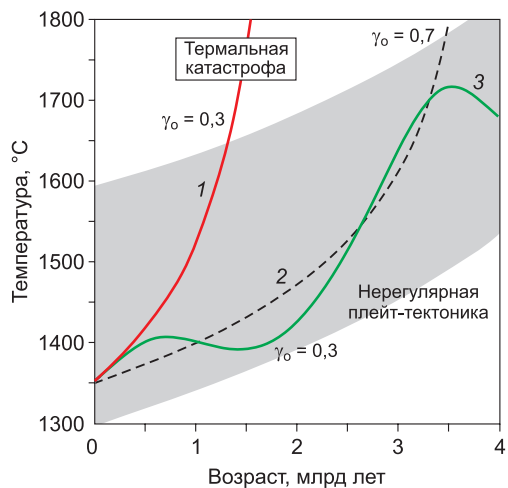
архее. Причиной быстрого повышения температуры в модели обусловлено тем, что при современном значении отношения Юри ( $\sim 0,3$ ) 70 % излучаемого тепла составляет так называемое вековое охлаждение, связанное с выносом мантийного тепла.

Возможно, это катастрофическое повышение температуры мантии связано с тем, что предлагаемые модели основаны на современных понятиях о потере тепла Земли с использованием океанических и континентальных пространств. Однако по мнению большинства исследователей, в гаэе и архее существовала единая поверхностная покрывка Земли. Наиболее емко эта проблема рассмотрена в работе [Bédard, 2018], в которой предлагается модель послынной конвекции, охватывавшей в архее верхние горизонты мантии. Мощность конвективного слоя составляла порядка 100 км. При этом нижняя мантия, очевидно, переносила накопленное тепло либо в результате кондуктивных процессов, что крайне малоэффективно в силу низкой теплопроводности мантии, либо посредством мантийных переворотов, сопровождавшихся большеобъемными излияниями высокотемпературных магм\*.

\* Интересно отметить противоречие между геохимическими данными (свидетельствующими о наличии двух различных резервуаров вещества в мантии Земли и часто интерпретируемых как отдельно конвектирующие нижняя и верхняя мантии) и геофизическими данными сейсмической томографии (свидетельствующими о единой конвекции в мантии Земли). Есть по меньшей мере два не противоречащих друг другу объяснения этого парадокса. Красивую гипотезу предложил К. Аллегр [Allegre, 1997], который отметил, что сейсмическая томография дает современный и мгновенный «фотоснимок» земных геосфер и отражает современную ситуацию, тогда как геохимические данные являются интегралом по времени порядка 1 млрд лет. Аллегр предположил, что примерно 1 млрд лет назад (или позже) стиль мантийной конвекции сменился с послынного (обусловленного тем, что граница 670 км является барьером для конвекции – см. ниже) на общемантийный. Следствием такой модели было бы усиление выноса летучих и прочих несовместимых элементов из мантии в кору. Такого рода химические элементы (в частности, углерод, азот, фосфор, калий, натрий, цинк, медь, кобальт и т. д.) являются необходимыми для жизни, и их усиленное поступление в кору (а оттуда, благодаря эрозии, в океаны) должно было стать огромным стимулом для появления жизни. Возможно, именно поэтому в период 850–541 млн лет назад был быстрый рост содержания кислорода в атмосфере, а 541 млн лет назад начался «кембрийский взрыв» – резкий рост разнообразия живого мира. К слову, сейчас ученые все больше приходят к осознанию крайне тесной связи истории жизни на Земле с тектоникой. Так, Эгучи и др. [Eguchi et al., 2020] связывают обсуждаемую здесь смену тектоники Земли 2,5 млрд лет назад с великой кислородной революцией. Согласно этой работе, тектоника плит привела к усилению дегазации  $\text{CO}_2$  и захоронению органического углерода и карбонатов, а также усиленному поступлению питательных элементов в океаны посредством выветривания. Эти выводы подтверждены в работе [Cox et al., 2018], где изменение содержания фосфора (необходимого элемента для всех форм жизни) в магматических породах коррелирует с изменением содержания кислорода в атмосфере, а поступление этого фосфора в океаны и послужило толчком к увеличению биомассы и росту интенсивности фотосинтеза. Вторая гипотеза состоит в том, что относительно небольшая химическая гетерогенность по соотношению Mg/Si мантийного вещества приводит к огромной

Рис. 5.1. Моделирование теплового развития Земли с использованием современного теплового потока (по: [Kogenaга, 2006]).

При сохранении современного соотношения Юри ( $\gamma_0$ ) = 0,3 расчетная тепловая история мантии Земли (1) достигает  $T \sim 1800^\circ$  к рубежу 1,5–2 млрд лет, приводя к тепловой катастрофе. Тепловая история без термической катастрофы возможна при  $\gamma_0 = 0,7$  (2). Тепловая история Земли для  $\gamma_0 = 0,3$  без термической катастрофы, в которой учитывается время зарождения тектоники литосферных плит и ее переменная активность (3). Серым цветом выделен диапазон потенциальных температур, зарегистрированных в породах MORB-типа.



То, что Земля теряет тепло, означает, что раньше ее недра были более нагретыми. Как отмечает [Kogenaга, 2006], парадокс термической катастрофы является одной из давних проблем в глобальной геодинамике и геохимии, так как простая теория конвективного охлаждения в сочетании с геохимическими ограничениями на производство радиогенного тепла не может воспроизвести разумную историю охлаждения Земли. Возможное решение этой проблемы связано с использованием отношения Юри, большего чем 0,7. Это отношение предполагает более высокую долю радиогенного тепла в общем потоке излучения, уменьшение доли векового охлаждения и, как следствие, отодвигает время термической катастрофы от ранней истории Земли (рис. 5.1). Но это предположение противоречит данным о содержании основных производителей радиогенного тепла (K, U, Th) в мантии [Kogenaга, 2006; McDonough, Sun, 1995].

Для решения проблемы потери тепла в геологической истории Земли предлагается ряд подходов (см., например, [Kogenaга, 2006]). Один из них предполагает наличие в мантии обогащенных геохимических резервуаров, сформированных в ее недрах на ранних стадиях земной истории, как вариант – кора гадейского времени, перемещенная в недра в результате астероидных бомбардировок. Однако это объяснение трудно подтвердить имеющимися геохимическими данными.

гетерогенности его вязкости – ферропериклаз (Mg,Fe)O гораздо менее вязок, чем бриджманит (Mg,Fe)SiO<sub>3</sub>, и резко снижает вязкость обогащенных им пород. Моделирование мантийной конвекции с учетом этого обстоятельства [Ballmer et al., 2017] показывает, что в нижней мантии на глубинах свыше 1000 км могут образовываться жесткие, обогащенные бриджманитом (низкое соотношение Mg/Si) и не смешивающиеся с окружающей мантией структуры диаметром порядка 1000 км, они также могут рассматриваться как второй резервуар мантийного вещества.

Для того чтобы исключить термическую катастрофу, вводятся допущения, что теплотери Земли регулируются слоистой мантийной конвекцией. В этом случае вековые потери тепла будут меньшими вследствие его подвода от нижней конвекционной системы. В результате «эффективный» коэффициент Юри для конвекции верхней мантии должен повыситься. К сожалению, данный механизм предполагает кондуктивный перенос тепла из нижней мантии в верхнюю, который является заведомо неэффективным процессом и приводит к перегреву нижней мантии. Чтобы избежать этого, предлагаются варианты слоистой модели сложной термохимической конвекции (см., например, [Korenaga, 2006]).

Другое решение тепловой истории Земли предложили [Silver, Behn, 2008]. Они использовали отношения Nb/Th и  $^4\text{He}/^3\text{He}$  в океанических базальтах как показатели истощения мантии, которое происходит при формировании океанической коры.

Было установлено, что скорости изменения этих двух независимых величин согласованы во времени (рис. 5.2) и характеризуются максимальными значениями в неоархее–раннем протерозое и началом фанерозоя и минимальными – около 1 млрд лет назад. Предполагая, что эти скорости согласуются со скоростями формирования океанической коры, авторы [Silver, Behn, 2008] заключают, что полученные характеристики противоречат представлениям о постепенном уменьшении скорости соответствующих геологических процессов в геологической истории, что следовало бы ожидать из векового снижения температуры мантии. Полученные данные свидетельствуют не о равномерном, а об эпизодическом изменении скорости движения плит в геологической истории. Такие изменения имеют важные последствия для тепловой истории Земли, в частности, при существенном уменьшении скорости

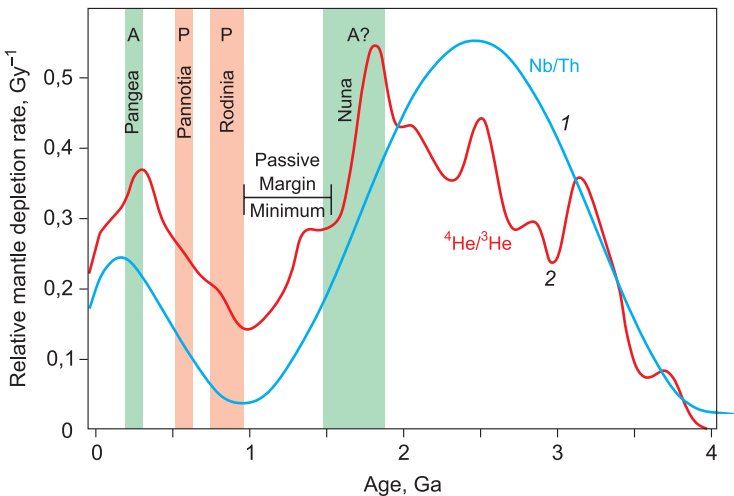


Рис. 5.2. Оценочные кривые скорости истощения мантии (по: [Silver, Behn, 2008]).

1 – относительная скорость истощения мантии, полученная по распределению отношений Nb/Th; 2 – отношения  $^4\text{He}/^3\text{He}$  в базальтах океанических островов.

океанических плит должен будет произойти переход к конвекции с застойной крышкой, практически без субдукции и распространения морского дна, что возвращает Землю к режиму LID тектоники. На относительно коротких временных интервалах резкое (на порядок) уменьшение скорости субдукции должно привести к повышению температуры мантии и, соответственно, к повышенной несубдукционной магматической активности. В частности, [Silver, Behn, 2008] отмечают, что многочисленные «анорогенные» граниты в интервале 1,6–1,3 млрд лет сформировались в период снижения тектонической активности плит в мезопротерозое. Полученные данные о нестационарном поведении литосферных плит позволили авторам рассчитать модель теплового развития Земли, которая не приводит к тепловой катастрофе.

Реконструкция термической истории Земли с учетом процессов субдукции была предложена [Korenaga, 2006]. Им же получен ряд интересных выводов, относящихся к ранним этапам развития Земли и, в частности, свидетельствующих об отличиях геодинамического режима раннего архея от современной тектоники плит. Показано, что при более или менее постоянном тепловом потоке в прошлом коэффициент Юри был выше, т. е. вклад векового охлаждения в этот поток был меньше. Было продемонстрировано, что при более высокой температуре (1500–1650 °С) мантии в архее термическая эрозия должна была помешать океанической литосфере стать отрицательно плавучей [Solomatov, 1995]. Поэтому, раннюю архейскую историю Землю, скорее всего, характеризовала не тектоника плит, а конвекция под жестким поверхностным слоем, что соответствует представлениям о LID тектонике. Такая ситуация, вероятно, действует в отношении других планет земного типа, таких как Венера и Марс. Было показано, что архейская тектоника с многочисленными небольшими плитами является маловероятной по той причине, что короткоживущие плиты (<20 млн лет) [Hargraves, 1986] не смогли бы за это время приобрести отрицательную плавучесть. Сделан вывод о том, что в прошлом тектоника плит была менее активной, в частности, на границе архея и протерозоя движения плит были примерно в 2 раза медленнее, чем в настоящее время. Этот вывод согласуется с более низким производством векового теплового потока в прошлом, необходимым для предотвращения тепловой катастрофы. Было также показано, что начиная с некоторого времени важную роль в механизмах конвекции стала играть вода, понижающая вязкость мантии. Поэтому более медленная (вязкая) тектоника плит в переходный период предполагает и меньшее количество воды в мантии [Korenaga, 2013]. Вода последовательно вовлекалась туда в результате субдукции. Это вполне отвечает имеющимся оценкам, согласно которым архейские океаны по объему были примерно вдвое больше, чем нынешние. Потерянный объем отвечает тому количеству воды, которая была субдуцирована в мантию в дальнейшем [Ярмолюк и др., 2005а].

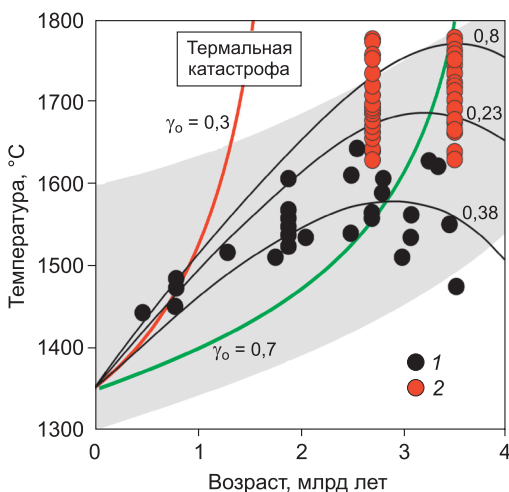
Как и в случае других тепловых моделей, модель Коренага показывает, что тепловыделение в мантии уменьшается с возрастом, главным образом из-за снижения радиоактивности. Модель с низким отношением Юри и вя-

лой конвекцией в прошлом предсказывает кривую охлаждения, предполагающую, что радиоактивный вклад превышал поверхностные тепловые потери. Это должно было привести к мантийному нагреву. Такая модель вполне согласуется с оценками температур плавления базальтов зеленокаменных поясов. На рис. 5.3 потенциальные температуры мантии, полученные из петрологического моделирования, сходятся к современным значениям температур плавления базальтов. Для сравнения приведен диапазон температур, рассчитанный по коматиитам. Эти петрологические оценки тепловой эволюции мантии находятся в согласии с модельными расчетами Коренага [Korenaga, 2006]. По мнению К. Конди [Condie, 2011], такая согласованность характеризует тепловой баланс Земли с низким отношением Юри и медленной конвекцией мантии в архее.

Несмотря на различия подходов к реконструкции термической истории Земли, а также усложнение моделей и механизмов охлаждения ее недр, все варианты таких построений приводят к выводу о том, что на ранних стадиях своего развития мантия Земли находилась в более нагретом состоянии, чем сейчас.

При температурах верхней мантии более 1500 °С тектоника литосферных плит была невозможна вследствие указанных выше ограничений, и поэтому юная Земля обладала корой, которая образовывала сплошной поверхностный слой – доминировала LID тектоника. По крайней мере, с рубежа 2 млрд лет тектоника плит полностью определяет структуру и развитие литосферы. Переход от одного типа тектоники к другому сопровождался рядом изменений, например, в характере магматизма, в масштабах и механизмах корообразующих процессов, которые отразили существенные структурные преобразования и в более глубоких оболочках Земли.

Таким образом, имеются различные подходы к оценке термической эволюции Земли, которая, в конечном счете, определяет все фундаментальные изменения в ее строении и геологической истории. Наиболее заметные результаты эволюции прослеживаются в интервале 3,1–2,0 млрд лет, ставшем переходным между вре-



зультаты эволюции прослеживаются в интервале 3,1–2,0 млрд лет, ставшем переходным между вре-

Рис. 5.3. Модели охлаждения мантии Земли [Korenaga, 2006] в сравнении с расчетными температурами плавления базальтов (по: [Condie, 2011]).

Форма кривой время–температура показывает раннее нагревание Земли и затем охлаждение на протяжении протерозоя и фанерозоя. Радиогенный нагрев в архее превышал поверхностные тепловые потери, в результате чего максимальный разогрев мантии пришелся на интервал 2,5–3,0 млрд лет. 1 – океанические базальты; 2 – коматииты.

менем доминирования LID тектоники и эпохой господства тектоники плит. В этот переходный период происходили различные процессы, приведшие к многочисленным изменениям планетарного порядка, в том числе в составе мантийных магматических источников, поведении глобальных изотопных систем, составе континентальной коры и скоростях ее роста, характере орогенических движений континентальных масс, составе атмосферы и гидросферы («кислородная революция» и связанные с ней изменения жизни на Земле) и т. д. Эти и другие вопросы рассматриваются далее.

## 5.2. МАГМАТИЗМ ПЕРЕХОДНОГО ПЕРИОДА

Эволюция термального состояния Земли в интервале 3,0–2,0 млрд лет сопровождалась изменениями вещественного состава магматических ассоциаций. Резкое сокращение доли коматиитов в строении зеленокаменных поясов, а также снижение содержания MgO в коматиит-базальтовых магмах (рис. 5.4, а) стали важными показателями охлаждения мантии в это время [Condie, O'Neill, 2010]. Отражением этих процессов в поверхностных отложениях стало, например, снижение отношения Ni/Fe (см. рис. 5.4, з) в железистых кварцитах [Konhauser et al., 2009], так как поток Ni в океаны уменьшился вследствие сокращения доли коматиитов в продуктах магматизма.

## 5.3. ТЕПЛОВАЯ ДИВЕРГЕНЦИЯ И ЕЕ ОТРАЖЕНИЕ В МАГМАТИЗМЕ

Среди важнейших изменений в характеристиках магматизма, которые произошли на Земле между 3 и 2 млрд лет, К. Конди [Condie et al., 2016a] отмечает появление в составе зеленокаменных поясов базальтов с разными геохимическими характеристиками, отвечающими обогащенным (EM) и истощенным (DM) мантийным источникам, а также увеличение доли базальтов с характеристиками гидратированных (HM) источников. Соответствующие мантийные источники выделяются в современных продуктах мантийного плавления благодаря различиям в соотношениях высоконесовместимых элементов, таких как Zr, Nb, Th, Yb и др. [Condie, 2018]. Так, источник DM характеризуется высокими значениями соотношений ( $Nb/Th > 8$  и  $Zr/Nb > 20$ ). Для обогащенной мантии (EM) типичны высокие отношения Nb/Th и пониженные  $Zr/Nb < 20$ . Гидратированная мантия (HM) отличается низкими отношениями Nb/Th ( $< 8$ ) и переменными отношениями Zr/Nb. Различаются эти источники и по соотношениям других несовместимых элементов, например Th/Yb, Nb/Yb, La/Sm [Condie et al., 2016a].

В современных геодинамических обстановках источник с характеристиками DM сопоставляется с астеносферой, контролирующей магматизм срединно-океанических хребтов со средней температурой образования магм около 1350–1380 °С. Источник EM связывается с резервуарами, изолированными от астеносферы и питающими магматизм океанических островов посредством «горячих» (~1450–1500 °С) мантийных плюмов. Источник HM представляет собой астеносферную мантию, гидратированную и измененную в зонах субдукции. Этот источник является основным поставщиком

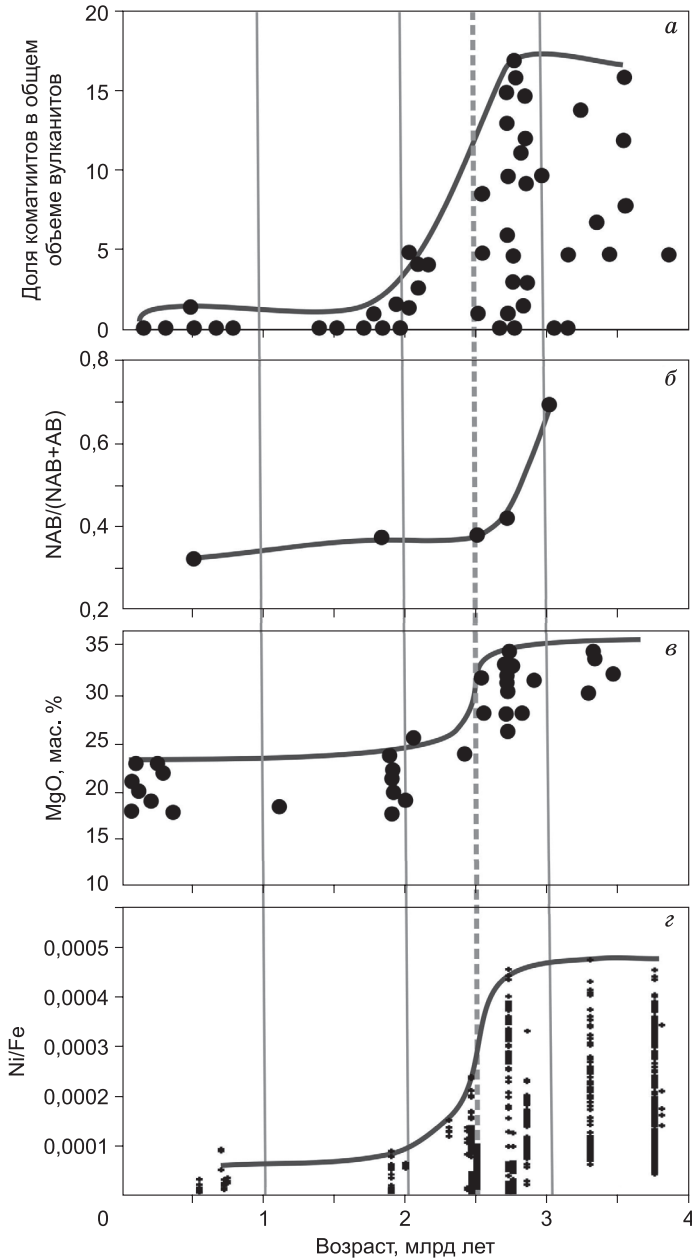


Рис. 5.4. Изменения в геологической истории:

а – доли коматитов в составе базитовых ассоциаций (по: [Condie, O'Neill, 2010]); б – соотношения в этих ассоциациях неостроводужных (NAB) и островодужных (AB) базальтов (по: [Condie, O'Neill, 2010]); в – содержания MgO в коматиттах (по: [Campbell, Griffiths, 2010]); г – отношения Ni/Fe в железистых кварцитах (по: [Konhauser et al., 2009]). Линиями показаны изменения верхних значений диапазонов вариаций.

магм на конвергентных границах плит и характеризуется температурами плавления, близкими к источнику DM.

С той или иной степенью достоверности эти источники могут быть прослежены в геологической истории Земли примерно до 2,5 млрд лет. Для более ранних этапов развития Земли критерии различия между базальтами DM и EM перестают действовать. Базальты архейских зеленокаменных поясов в целом имеют близкие характеристики ( $Zr/Nb \sim 20$ ), указывающие на их образование из более или менее однородного, недифференцированного мантийного источника, близкого к составу примитивной мантии (рис. 5.5).

Разделение базальтов на разные типы произошло в интервале 3–2 млрд лет (см. рис. 5.5) и было вызвано изменениями в составе и температуре плавления мантии (рис. 5.6.). Конди с соавторами [Condie et al., 2016a] изучили вариации распределения петрогенных элементов в базальтах зеленокаменных поясов и показали, что содержания этих элементов в породах зависят от температуры плавления. Соответствующие оценки температур выполнены на основе термобарометрии  $MgO$  и  $SiO_2$  [Lee et al., 2009].

Было показано, что расчетные температуры плавления для архейских базальтов DM и EM составляют около  $1500\text{ }^\circ\text{C}$ , что вполне согласуется со сходством состава этих пород в ранней истории Земли (см. рис. 5.5). Фанерозойские базальты DM и HM типов формируются при температурах примерно  $1300\text{--}1350\text{ }^\circ\text{C}$ , что на  $150\text{ }^\circ\text{C}$  ниже, чем их температура в архее. Расчеты для разных интервалов времени показали последовательное понижение темпе-

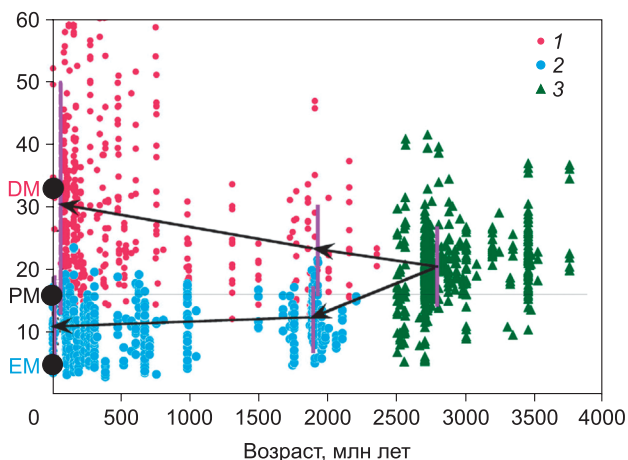


Рис. 5.5. Вариации  $Zr/Nb$  в разнотипных океанических базальтах в геологическом времени (по: [Condie et al., 2016a]).

1 – DM базальты, 2 – EM базальты, 3 – недифференцированные базальты. Разделение базальтов на DM и EM-типы выполнено в соответствии с их общими геохимическими характеристиками. Такие базальты в составе магматических ассоциаций появляются только с конца архея, их геохимические различия отражены, в частности, в значениях величины  $Zr/Nb$ . В архее преобладали базальты, близкие по геохимическим показателям к примитивной мантии. Типы мантии: DM – обедненная, PM – примитивная, EM – обогащенная. Стрелки – медианные значения.

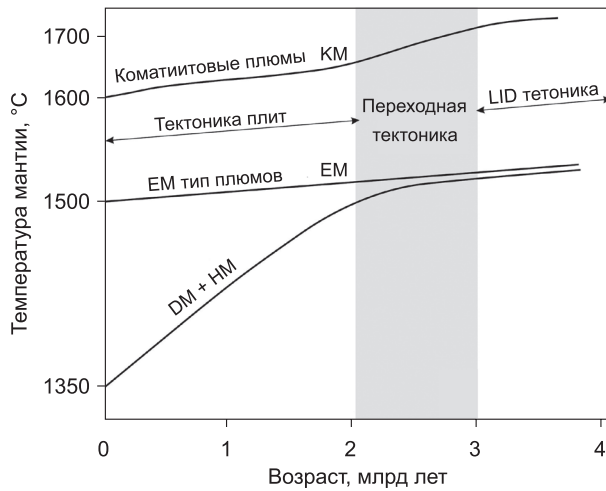


Рис. 5.6. Изменения температуры мантии, рассчитанные по составам основных петрогенных компонентов океанических базальтов (по: [Condie et al., 2016a]).

Мантийные источники: КМ – коматиитовый, EM – обогащенный, DM – истощенный, NM – гидратированный. В конце архея отмечается расхождение температур (термодивергенция).

ратуры плавления этих базальтов с рубежа 2,5 млрд лет. В отличие от них, расчетная средняя температура плавления базальтов EM во времени практически не меняется и остается близкой к 1500 °C. Момент (~2,5 млрд лет), отвечающий началу расхождения в температурах образования разнотипных базальтов, связывается с охлаждением мантии и выделением в ее строении астеносферного слоя. Это событие рассматривается [Condie et al., 2016a] как «великая тепловая дивергенция» в мантии (см. рис. 5.6).

С этого рубежа составы базальтов DM и NM типа становятся более магнезиальными, в них уменьшаются содержания Fe и Mn. Эти изменения состава пород свидетельствуют об одновременном с охлаждением растущем вещественном истощении астеносферной мантии [Condie et al., 2016a].

Определенные изменения затронули состав базальтов EM типа. После разделения они стали более магнезиальными и менее кремнеземистыми, а также стали характеризоваться более высокими содержаниями TiO<sub>2</sub> и Nb. По мнению [Condie et al., 2016a], эти изменения состава базальтов EM типа были вызваны изменениями условий их образования. Если до рубежа 2,5 млрд лет такие базальты формировались из однородной мантии, однотипной с источниками других базальтов, то впоследствии они стали поступать с большей глубины посредством мантийных плюмов. С таким выводом согласуются результаты оценки глубин плавления рассматриваемых базальтов. Для DM и NM они составили около 35 км, для EM – не менее 65 км [Condie et al., 2016a; Lee et al., 2009].

На графике (см. рис. 5.6) приведены данные по температурному режиму формирования коматиитов, которые происходят из более высокотемпературного мантийного источника, чем базальты EM и DM. Для коматиит-ба-

зальтовых магм в интервале 2,7–2,0 млрд лет также отмечается закономерное изменение содержаний MgO, что, по-видимому, указывает на постепенное понижение температуры плавления их источника начиная с конца архея. Хотя этот источник показан на всю геологическую историю, однако важно подчеркнуть, что резкое сокращение роли коматиитов в строении зеленокаменных поясов произошло одновременно с «великой тепловой дивергенцией», и после 2 млрд лет, за редким исключением, они практически не проявлялись.

Анализ термической истории мантии по данным о вариациях содержания петрогенных элементов в основных породах (см. рис. 5.5) позволил [Condie et al., 2016] сделать заключение, что плюмы, которые дают начало базальтам из источников обогащенной мантии (EM), появились только после «великой тепловой дивергенции». До этого времени потенциальные температуры мантии для разнотипных базальтов были одинаковыми (около 1500 °C), и по соотношениям несовместимых элементов источники их магм практически не разделялись на обогащенные (EM) и истощенные (DM) [Condie, 2015]. В ранней истории действовал только один тип плюмового магматизма, поставлявшего коматииты, существенно более горячие ( $\geq 1700$  °C), чем океанические базальты. Их образование связывается с глубинными мантийными плюмами, поднимающимися от нижней границы мантии.

**Изменения степени мантийного плавления.** Термальные изменения в мантии в переходный период сопровождались изменениями степени ее плавления. Исследования [Keller, Schoene, 2012, 2018], опирающиеся на выборки пород диапазона 43–51 мас.% SiO<sub>2</sub> из больших баз данных, выявили систематические изменения средних составов таких пород в интервале между 3 и 2 млрд лет (рис. 5.7).

Древние базиты отличаются более высокими содержаниями совместимых элементов, более низкими содержаниями высокозарядных элементов и слабым фракционированием РЗЭ. Это сближает их с продуктами плавления примитивной мантии, что согласуется с выводами [Condie et al., 2016a] о более или менее однородном по составу и температурам плавления источнике базитов в архее. В течение переходного периода между 3 и 2 млрд лет содержания высокозарядных элементов, как и степень фракционирования РЗЭ, систематически возрастали, а содержания совместимых элементов понижались. Проведенный анализ [Keller, Schoene, 2012, 2018] показал, что выявленные тенденции в изменении составов базитов в это время не были связаны с изменениями степени фракционной кристаллизации, но, скорее всего, были вызваны уменьшением степени плавления мантии. Сделанные оценки показывают прогрессивное снижение средней доли расплава в мантийных источниках примерно с 0,35 в архее до 0,1 в наше время [Keller, Schoene, 2012, 2018]. Наиболее быстрое снижение скорости охлаждения отмечается между 3 и 2 млрд лет (см. рис. 5.7), что согласуется с представлениями о тепловой дивергенции в это время.

**Изменения состава кислых магматических пород.** В переходный период изменения состава затронули не только базальты, но и более кислые породы с содержанием SiO<sub>2</sub> > 62 вес.%. Последние в архее в основном пред-

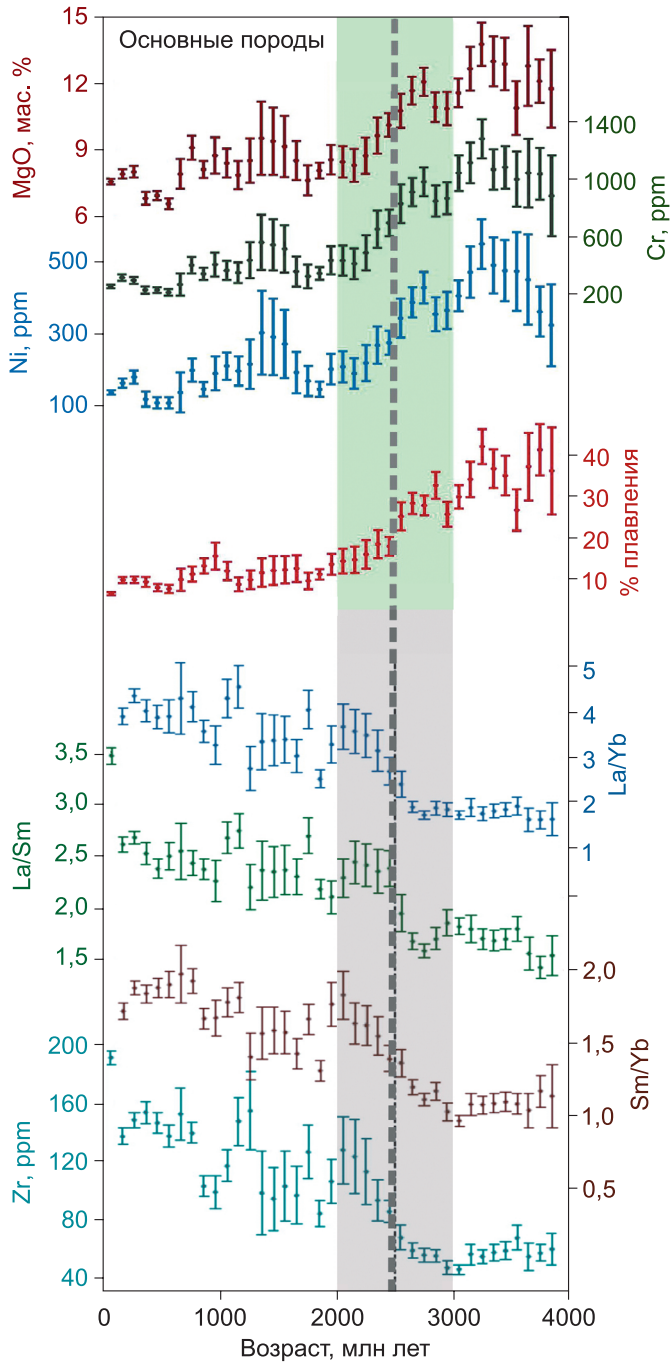


Рис. 5.7. Изменения состава магматических пород во времени (по: [Keller, Schoene, 2012, 2018]).

Столбики ошибок – 2σ стандартных ошибок для среднего значения.

ставлены породами тоналит-трондьемит-гранодиоритовой ассоциации, характеризующимися высокими содержаниями натрия и высокими значениями отношения La/Yb [Herzberg et al., 2010; Keller, Schoene, 2012]. Эти особенности состава пород послужили аргументом в пользу их формирования в результате частичного плавления метабазитов в условиях повышенного давления (>40 км). Подобный механизм формирования пород ТТГ согласуется с данными экспериментальных исследований частичного плавления мафических пород, которые продемонстрировали положительную корреляцию между давлением и концентрацией натрия в расплаве [Moyen, Stevens, 2006]. Эти результаты рассматриваются как дополнительная аргументация к представлениям о мощной базитовой коре в архее и высоких степенях ее плавления под влиянием более высокотемпературной мантии [Herzberg et al., 2010; Keller, Schoene, 2012].

В интервале между 3 и 2 млрд лет ситуация изменяется; в продуктах гранитоидного магматизма повышается роль калия относительно натрия, для них становится обычной отрицательная Eu аномалия, существенно снижаются содержания Sr, уменьшается величина La/Yb [Keller, Schoene, 2012]. Эти изменения указывают на повышение роли плагиоклаза в дифференциации магм, а следовательно, и на уменьшение глубин плавления. Последнее предполагает также изменение состава источника магм в сторону понижения температуры его плавления.

**Расширение спектра магматических пород.** Изменение состава источников магм не могло не отразиться на составе магматических ассоциаций. Если до рубежа ~3 млрд лет в истории Земли доминировал коматит-базальтовый и тоналит-трондьемит-гранодиоритовый магматизм, то с 2,5 млрд лет спектр ассоциаций существенно расширился, и ведущую роль стали играть калиевые известково-щелочные гранитоиды, появились щелочные породы [Добрецов, 2010; Когарко, Хаин, 2001]. Возникли новые группы и семейства пород, вырос их петрохимический спектр [Магматические горные породы..., 1987].

Так, к началу неоархея относятся первые проявления карбонатитов и кимберлитов в Гренландии и Канаде ( $3007 \pm 2$  Ma) [Bizzarro et al., 2002; Woolley, 1989], в середине неоархея (2,75–2,61 млрд лет) сформировались щелочные гранитоиды Кольского полуострова [Петровский и др., 2008] и провинции Сьюпериор (2,67–2,69 млрд лет) [Corfu et al., 1989]. Такие породы характерны для областей со зрелой континентальной корой, что позволяет заключить, что с рубежа в 3 млрд лет континентальная кора становится одним из источников магматизма. Действительно, изотопные данные, полученные для этих пород, свидетельствуют, что их источники были отличны от деплетированной или примитивной мантии. Так, для щелочных гранитов Кейвской зоны были установлены высокие отрицательные значения ( $\epsilon_{Nd}(T)$  от -1,4 до -6,9), что позволило [Петровский и др., 2008] сделать вывод о наиболее вероятном происхождении материнских расплавов пород массивов в результате анатектического плавления материала верхней коры при определенном вкладе материала верхней мантии. Для карбонатитов Гренландии

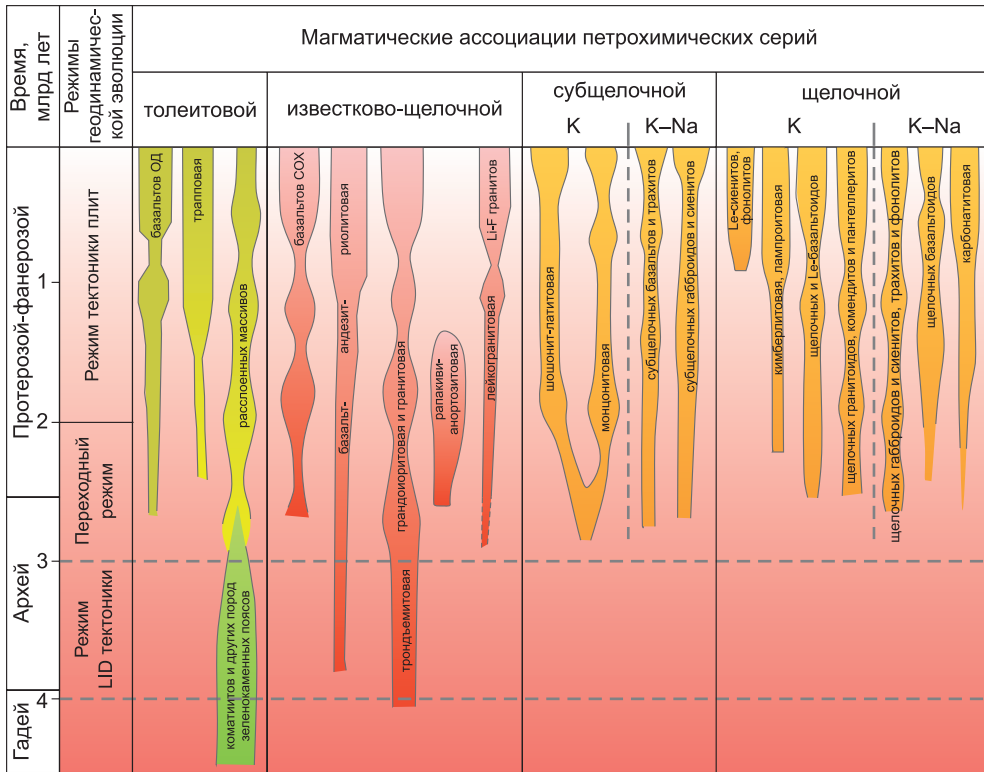


Рис. 5.8. Схема эволюции магматизма в геологической истории Земли (по: [Эволюция магматизма Земли, 1987]).

были получены отрицательные значения величины  $\epsilon_{\text{НР}}$  указывающие, по мнению [Bizzarro et al., 2002], на рециклированную литосферу как на источник карбонатитового расплава.

Произошедшие изменения в магматизме в переходный период можно проиллюстрировать диаграммой (рис. 5.8) эволюции магматизма в геологической истории [Магматические горные породы..., 1987]. В соответствии с ней после 3 млрд лет разнообразие магматических ассоциаций резко расширяется. В переходный период начинают формироваться все известные петрохимические серии пород – известково-щелочные, субщелочные и щелочные, возникает и резко расширяется поле пород К-специализации. Мантийный источник, в том числе в форме базитовой коры, перестает быть основным в образовании кислых пород, возрастает роль собственно континентальной коры. В частности, возросла роль магматических ассоциаций, которые несли метки формирования в субдукционных условиях.

#### 5.4. ГЛОБАЛЬНЫЕ ИЗОТОПНЫЕ СИСТЕМЫ В ПЕРЕХОДНЫЙ ПЕРИОД

Важными индикаторами характера геологических процессов, протекающих как в недрах, так и во внешних оболочках Земли, служат различные

изотопные системы, параметры которых определяются глобальными геохимическими резервуарами – мантией, корой, атмосферой и гидросферой. Интервал геологической истории между 3 и 2 млрд лет стал рубежным для ряда таких систем.

**Rb-Sr система.** Так, с рубежа ~2,5 млрд лет произошли изменения в изотопном составе стронция в морских карбонатах (рис. 5.9). Источником стронция в морской воде служат океанические базальты с мантийными изотопными характеристиками и продукты размыва зрелой континентальной коры. Последние обогащены Rb и потому обладают высокой долей радиогенного стронция. Близость изотопного состава карбонатов к мантийным значениям в архее показывает, что кора как источник стронция в это время практически не влияла на состав морской воды. Что может свидетельствовать как об отсутствии зрелой коры в архее в объеме, способном повлиять на изотопный состав океана, так и о слаборасчлененном рельефе и высоком уровне воды в океане, препятствующем размыву такой коры. И те и другие представления обсуждаются в литературе [Magni, 2017]. Изменение поведения изотопного состава стронция примерно с рубежа 2,5 млрд лет отражает возрастающий вклад континентального источника в изотопный состав вод океана и, таким образом, свидетельствует о появлении на поверхности Земли крупных континентальных масс [Condie, 2011].

**Sm-Nd система.** На рис. 5.9 видно, что изотопные отношения  $^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  в основных породах согласуются с образованием рано истощенного резервуара в мантии, что указывает на раннее образование земной коры [Boyet, Carlson, 2005; Caro et al., 2006]. В то же время видно, что на протяжении архея изотопный состав пород практически не менялся, что, по мнению [Bédard, 2006], было связано с интенсивными добавками базитового материала в состав коры, обеспечивавшего буферирование ее среднего состава. Лишь с рубежа ~2,5 млрд лет происходят изменения в характеристиках изотопного состава Nd в продуктах мантийного плавления. С этого времени среди них преобладают производные деплетированной мантии (рис. 5.9), а в составе магматических ассоциаций появляются породы с островужными метками [Condie, 2011] и с характеристиками обогащенной мантии. Подобное поведение Sm-Nd изотопной системы хорошо согласуется с представлениями о роли большой тепловой дивергенции в разделении более или менее однородной архейской мантии на деплетированную и обогащенную [Condie, 2011]. Более горячая мантия архея хорошо перемешивалась и по своему составу приближалась к примитивной мантии, которой отвечали и продукты ее плавления. Понижение температуры мантии привело к уменьшению степени ее плавления, очевидно, к росту вязкости, затруднившей ее перемешивание, и, в конечном счете, к образованию деплетированного слоя, ставшего источником базальтов DM типа.

**Изотопный состав кислорода.** Для понимания процессов, протекавших в переходный период, важную информацию дают данные по изотопному составу кислорода из магматических цирконов (см. рис. 5.9). Его состав сильно варьирует в зависимости от типа источников расплавов. В цирконах пород мантийного генезиса величина  $\delta^{18}\text{O}$  более или менее устойчива на

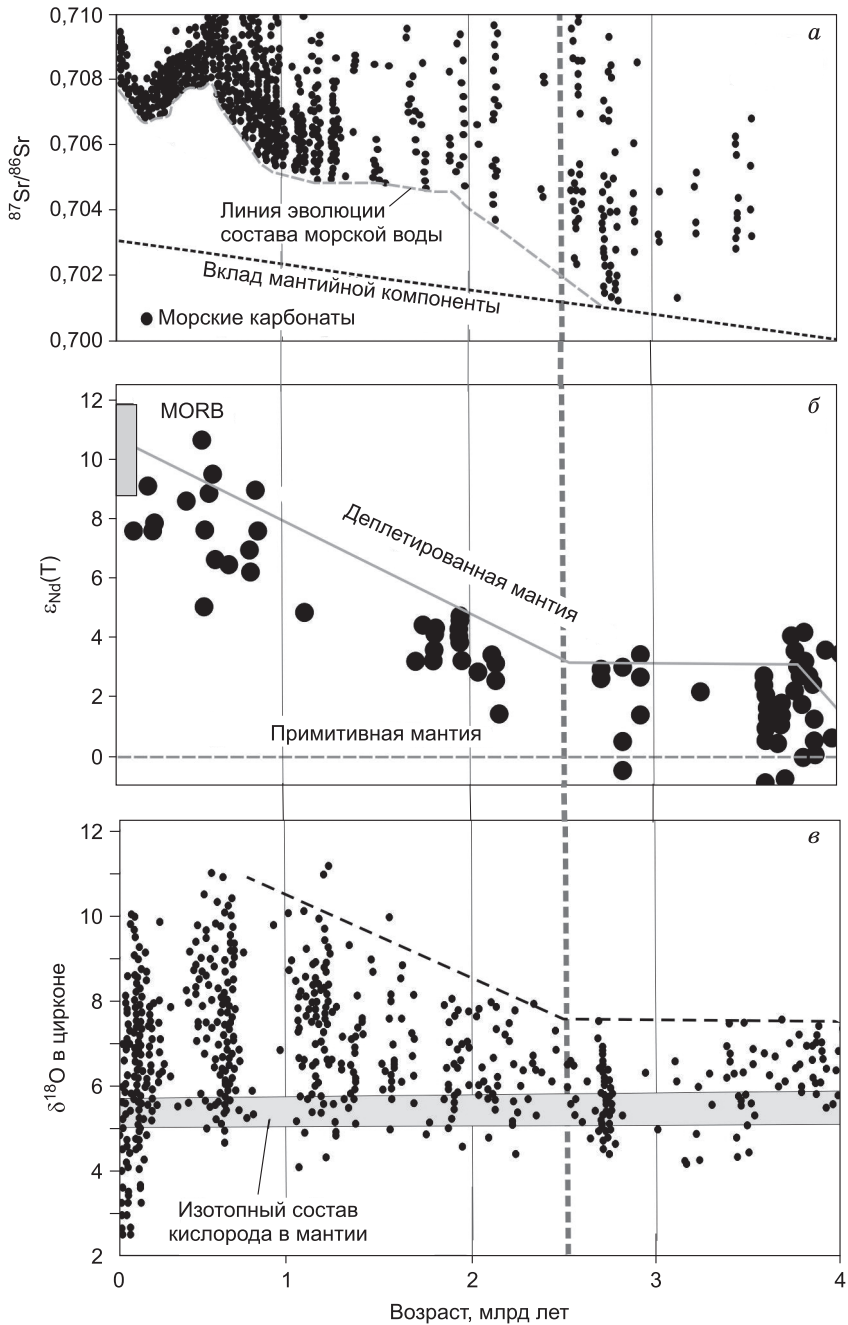


Рис. 5.9. Глобальные изотопные системы в истории Земли.

а – изотопный состав стронция ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) морской воды (по: [Condie, 2011, Shields, 2007; Veizer, Mackenzie, 2003]); б – изотопный состав неодима  $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$  магматических пород (по: [Condie, 2011]); в – изотопный состав кислорода  $\delta^{18}\text{O}$  в цирконе (гранитоиды, осадочные и кристаллические породы) (по: [Valley et al., 2005]).

протяжении всей геологической истории, слабо варьируя около значения  $5,3 \pm 0,3$ . В породах, связанных с коровым анатексисом, величина  $\delta^{18}\text{O}$  в цирконах обычно выше, чем в мантийных магмах. Такой их состав обусловлен главным образом присутствием в коровых субстратах осадочных пород, которые являются основным резервуаром тяжелого изотопа кислорода.

Исследования изотопного состава кислорода  $\delta^{18}\text{O}$  в разновозрастных магматических цирконах выявили закономерности его эволюции во времени, сходные с изменением в поведении других изотопных систем [Valley et al., 2005]. В цирконах архейского возраста отмечается преобладание изотопных составов, варьирующих по величине  $\delta^{18}\text{O}$  от +5 до +7 ‰. Но, начиная с конца архея, этот диапазон расширяется за счет повышения верхних его значений.

Следует заметить, что в мантии нет мантийных резервуаров, обогащенных тяжелым кислородом. Для формирования значений  $\delta^{18}\text{O}$ , отличающихся от мантийных, требуются протолиты, которые были изменены вблизи поверхности Земли, где низкие температуры и фракционирование изотопов кислорода проходит более эффективно. Поэтому для образования магматических пород, обогащенных  $\delta^{18}\text{O}$ , требуется участие в их источнике субдцированного терригенного материала. В соответствии с этим, возрастную эволюцию изотопного состава кислорода в магматических породах можно рассматривать в качестве индикатора участия процессов субдукции в магматизме. По мнению [Valley et al., 2005], закономерности изменения изотопного состава кислорода магматических пород можно связать с динамикой корообразующих процессов в геологической истории. Так, быстрый рост земной коры до рубежа 2,5 млрд лет обеспечивал высокую долю продуктов мантийных магм по отношению к супракрустальному материалу. Мантийные магмы поглощали последний и таким образом сохранили изотопный состав своих продуктов на умеренном уровне, установленном для архейских цирконов [Simon, Lescuyer 2005]. После значительного роста коры на рубеже в 2,7 млрд лет доли участия мантии и коры в источнике магм изменились. Темпы мантийного магматизма снизились, появилась материковая суша. Ее образование сопровождалось ростом поднятий, породы которых подвергались интенсивному химическому выветриванию. Измененные породы разрушались и рециклировались в форме осадков, обогащенных  $\delta^{18}\text{O}$ , в источники гранитоидов. Это стало причиной роста максимальных значений  $\delta^{18}\text{O}$  в цирконах из гранитоидов. В последующей геологической истории этот процесс стал еще более значительным, отразив тем самым постоянное вовлечение корового вещества в источники гранитоидных магм.

## 5.5. ФОРМИРОВАНИЕ КОРЫ И ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ

Переходный период внес изменения в структуру и состав литосферной оболочки Земли. К этому времени относится появление первых кратонов [Pease et al., 2008], сохранившихся до настоящего времени в виде крупных тектонически стабильных коровых провинций, появились первые обрамляющие их пассивные окраины [Bradley, 2008], выделяющиеся, прежде всего, благодаря мощным толщам осадочных пород. Образование кратонов сопро-

вождалось изменением состава их коры за счет сокращения в ней доли базитов и увеличения вклада кислых пород. Эти изменения отразились в составе тонкообломочных осадков, формировавшихся по обрамлению кратонов и наиболее полно отражающих обобщенный состав областей размыва [Bradley, 2008].

Наиболее эффективным показателем базитов как источника сноса являются высокие содержания MgO. К сожалению, он плохо сохраняется в осадочных породах, так как переходит в растворимые формы. Его содержания в области сноса можно оценить на основе отношений Ni/Co и Cr/Zn, которые прямо пропорциональны содержаниям MgO в магматических породах и не меняются в процессах выветривания [Tang et al., 2016]. Быстрое уменьшение этих отношений в сланцах позднего архея (рис. 5.10), позволило предположить, что верхняя континентальная кора в это время изменилась от в основном базитовой (в интервале >3 млрд) до кислой (к 2,5 млрд и моложе) [Tang et al., 2016]. На подобное изменение состава верхней континентальной коры в интервале от 2,7 до 2,0 млрд лет указывает также снижение отношения Ni/Fe в полосчатых железистых рудах (джеспилитах) (см. рис. 5.4) [Konhauser et al., 2009].

Постепенное «раскисление» коры, очевидно, происходило за счет преимущественного образования пород ТТГ комплекса. Были выполнены оценки объема таких пород [Tang et al., 2016], который должен был образоваться в течение позднего архея, чтобы «разбавить» более древнюю мафическую кору (MgO > 11 мас.%) до ее состава, сформированного к началу протерозоя

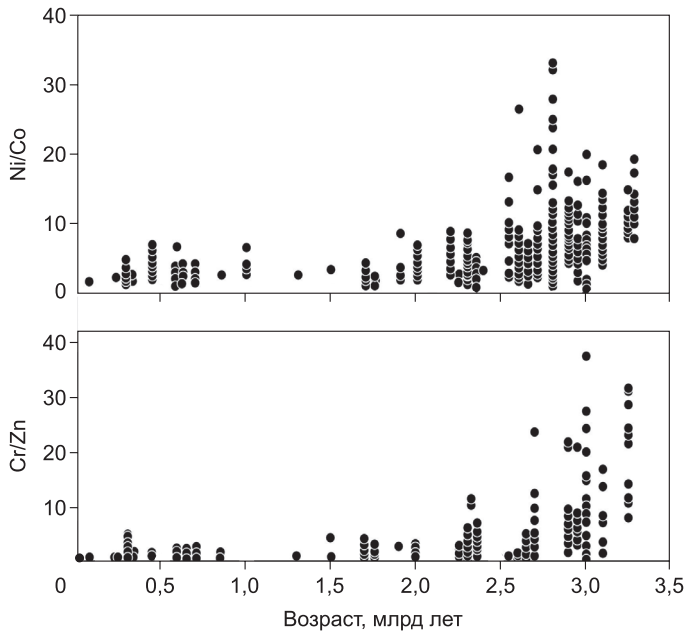


Рис. 5.10. Соотношения Ni/Co и Cr/Zn в тонкозернистых терригенных осадочных породах разного возраста (по: [Tang et al., 2016]).

( $MgO < 4$  мас.%). Эти изменения предполагают пятикратное увеличение массы верхней континентальной коры за счет добавления кислых магматических пород, возникших в связи с усилением субдукционных процессов. По данным [Dhuime et al., 2015], содержание  $SiO_2$  в континентальной коре увеличилось с 48 % для территорий с возрастом  $\sim 3,0$  млрд лет до 57 % в более молодых ее образованиях.

Глобальные изменения состава континентальной коры подтверждаются также рядом других геохимических характеристик. В интервале между 3 и 2 млрд лет отмечается резкий рост отношения  $Rb/Sr$  в магматических породах, что связывается с быстрым наращиванием объема кислой континентальной коры [Dhuime et al., 2015]. Отметим, что Хоксворт с коллегами [Hawkesworth et al., 2017] использовали эту зависимость для оценки роста коры (рис. 5.11). Установленные изменения  $Rb/Sr$  позволили им оценить увеличение мощности континентальной коры от  $\sim 20$  км (на 3 млрд лет) до  $\sim 40$  км (на 1 млрд лет). Отмечено, что с этим ростом согласуется увеличение вклада рециклированного корового материала в источники магматизма, которое находит отражение в обогащении пород тяжелым изотопом кислорода (высокое  $\delta^{18}O$ ) [Valley et al., 2005] и ростом величины  $^{87}Sr/^{86}Sr$  в морской воде, начиная с позднего архея [Shields, 2007].

Изменения состава коры сопровождалась ростом в породах содержания крупноионных и высокозарядных элементов [Condie, O'Neill, 2010; Condie, 2011]. Этот рост происходил на фоне снижения степени плавления источников и фракционирования расплавов. С более высокими степенями фракционирования кислых магм на небольших глубинах связывается также снижение величин  $(La/Yb)_n$  и  $Sr/Y$  и увеличение  $K_2O/Na_2O$  в гранитоидах.

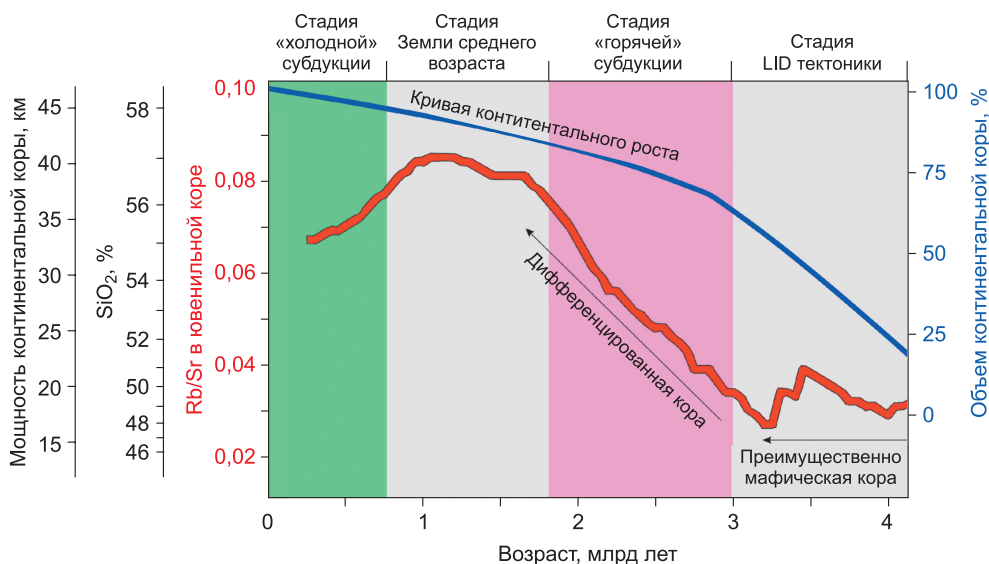


Рис. 5.11. Вариации усредненной величины  $Rb/Sr$  как показателя мощности коры в геологической истории (по: [Hawkesworth et al., 2017]).

### 5.6. ЭПОХИ КОРООБРАЗОВАНИЯ

Переходный период стал временем бурного роста континентальной коры и формирования континентов и суперконтинентов. Важным инструментом в определении эпох корообразования являются массовые определения возраста цирконов из магматических пород и детритовых цирконов из осадочных пород. Гистограммы распределения возрастов цирконов характеризуются возрастными пиками, при этом возрасты гранитоидов, которые в значительной степени определяются данными TIMS, как правило, образуют более узкие пики, в отличие от пиков, образуемых возрастными детритовых цирконов. Группировки последних обычно более широкие из-за большей неопределенности данных SHRIMP и LAM-ICPMS. Тем не менее, в первом приближении особенности распределения как магматических, так и детритовых цирконов по возрастной шкале дают сопоставимые результаты, которые свидетельствуют об эпохах массового образования источников цирконов. Пики значений возраста цирконов на гистограмме сопоставляются с периодами формирования больших объемов гранитных магм, тогда как провалы между ними – с периодами спада подобной магматической активности.

Так, согласно [Condie et al., 2009, 2017; Griffin et al., 2014], выделяется ряд пиковых значений – 2700–2550, 1870, 1000, 600 и 300 млн лет, которые совпадают со временем образования суперконтинентов (рис. 5.12). На переходный период приходится наиболее значительный возрастной кластер интервала 2700–2550 млн лет [Griffin et al., 2014], который, очевидно, зафиксировал

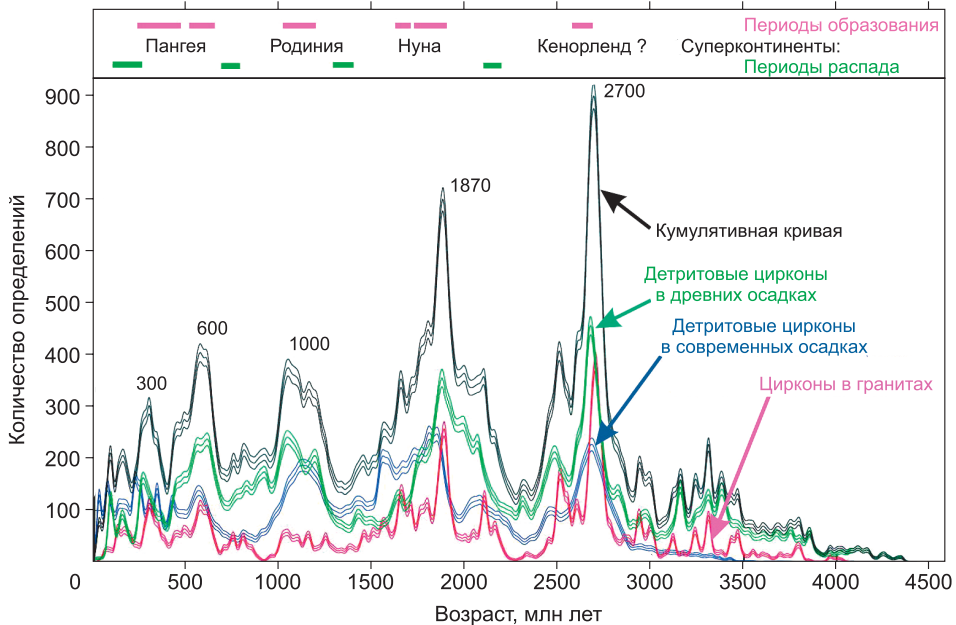


Рис. 5.12. Распределение U/Pb возрастов в цирконах орогенных гранитоидов и детритовых цирконах (по: [Condie, Aster, 2010]).

крупнейшее корообразующее событие. Гранитоидный магматизм этого возраста установлен в большинстве неоархейских кратонов [Condie, 2011; Hawkesworth et al., 2017], что позволило предположить их близкое расположение, возможно, в рамках общего первого суперконтинента [Bleeker, 2003]. Изотопные составы Hf и Nd в цирконах этих гранитов демонстрируют широкие разбросы значений, свидетельствующие об участии в процессах корообразования не только ювенильного, но и значительных объемов рециклированного материала ( $\epsilon_{\text{Hf}} < 0$ ) [Добрецов, Туркина, 2015; Griffin et al., 2014]. В то же время совпадение пиковых возрастов модельных Re/Os возрастов в мантийных ксенолитах с пиковыми возрастными циркона при 2700 млн лет свидетельствует о крупном мантийном событии, которое сопровождало образование земной коры [Pearson et al., 2007]. В целом объем образованной в это время коры, по оценке [Condie, Aster, 2010; Condie et al., 2017], составлял до 27 % от объема современной континентальной коры. Существуют и другие представления о масштабах сформированной в это время коры. Так, [Комия, 2011] приводит сводный график, на котором представлены кривые роста континентальной коры, предложенные разными исследователями. Некоторые из них существенно различаются, но по меньшей мере, треть предложенных моделей предполагает усиление роста корообразования в переходный период вплоть до 50 % и более [Мак-Леннан, Тейлор, 1988]. Надо заметить, что в большинстве случаев такие оценки не в состоянии учесть в полном объеме долю рециклированной коры, которая, несомненно, была значительной. Поэтому с учетом данных об изменении состава коры в конце архея следует согласиться со значительными масштабами корообразования в это время.

Рост коры, по-видимому, преимущественно протекал в зонах орогенеза, в пределах которых сгружалась новообразованная кора. Самое раннее, хорошо документированное появление коллизионных орогенов отмечается в конце архея [Condie, 2018]: Маджоргуг (Majorquq) – 2,6 млрд лет в Западной Гренландии, Мак Куоид (MacQuoid) – 2,56 млрд лет в Западной Канаде, Комонвелф Бай (Commonwealth Bay) – 2,5 млрд лет в Антарктиде, Нито Родригес (Nito Rodrigues) – 2,48 млрд лет в Уругвае, Слефордиан (Sleafordian) – 2,47 млрд лет в Южной Австралии. В целом масштабы процессов корообразования в интервале 2,8–2,5 млрд лет были исключительно большими и составляли до 27 % от объема современной континентальной коры [Condie, Aster, 2010]. В палеопротерозое магматические известково-щелочные ассоциации, типичные для конвергентных обстановок, отмечаются в строении многих гранитно-зеленокаменных поясов, указывая тем самым на широкое развитие в это время аккреционных и коллизионных процессов [Condie, 2018].

Позднеархейская вспышка корообразования сменилась тектонической паузой. Начиная с 2,45 млрд лет следует период покоя, которому отвечает резко ограниченное количество цирконов, при этом цирконы с ювенильным изотопным составом Hf исчезают из выборки почти полностью, что ознаменовало начало всемирного периода покоя (низкая магматическая актив-

ность в мантии), который длился около 300 млн лет. Следующая вспышка корообразования (возрастной кластер 1870 млн лет) произошла в завершение переходного периода и согласуется со временем формирования (1900–1800 млн лет) первого суперконтинента Нуна или Колумбия [Condie, Aster, 2010; Condie et al., 2017].

Переходный период вскрыл еще одну важную особенность процессов корообразования, связанную с их периодичностью. Эта периодичность прослеживается в геологической истории, начиная с позднего архея. Она хорошо видна на гистограммах распределения возрастов цирконов, характеризующихся чередованием ряда пиковых значений, которые рассматриваются как периоды интенсивного роста коры, и интервалов со слабой магматической продуктивностью (см. рис. 5.12). После позднего архея масштабы корообразования постепенно сокращались [Condie, Aster, 2010]. Около 20 % континентальной коры образовалось в палеопротерозое (1900–1650 млн лет). После этого темпы континентального роста были относительно небольшими: только по 7–8 % новообразованной континентальной коры возникло во время Гренвильской (1200–1000 млн лет) и Панафриканской (700–500 млн лет) эпох корообразования.

Эпохи интенсивного роста коры выделяются на общем фоне геологического развития, что указывает на их связь с дополнительными источниками тепла, которые способствовали интенсивному корообразованию. Об участии таких источников свидетельствуют, в частности, совпадения рубежей корообразования с проявлениями крупных изверженных провинций (LIP) и извержениями коматитов [Condie et al., 2017]. С пиками возрастов циркона на 2,7 и 1,9 млрд лет совпадают пики модельных изотопных (Re-Os) возрастов мантийных ксенолитов [Pearson et al., 2007], которые отражают эпохи деплетирования мантии. Поэтому ряд авторов [Arndt, Davaille, 2013; Condie et al., 2017; Stein, Hofmann, 1994] предложили связать вспышки корообразования с глобальной активизацией мантийных плюмов, предполагая, что генерация плюмов вела к усилению субдукции и, как следствие, к ускоренному росту континентальной коры. Такая связь характерна для режима тектоники литосферных плит, в которой усиление спрединга, провоцируемого мантийными плюмами, сопровождается усилением процессов конвергенции и соответствующим ему ростом континентальной коры.

Отмеченная периодичность в процессах корообразования согласуется также с представлениями о связи этих процессов с периодами формирования суперконтинентов. Образование последних предполагает столкновение континентальных плит, утолщение континентальной коры и, как следствие, рост объемов переработанной коры. Одним из показателей такой переработки служат данные о распределении возрастов кристаллизации цирконов с Hf модельными возрастными (рис. 5.13), которые существенно превышают возраст кристаллизации [Dhuime et al., 2012].

Другим показателем усиления процессов корообразования служат возрастные вариации величины  $\delta^{18}\text{O}$  в цирконах (см. рис. 5.13) [Bindeman et al., 2016; Dhuime et al., 2012; Roberts, Spencer, 2015]. Повышенные значения  $\delta^{18}\text{O}$

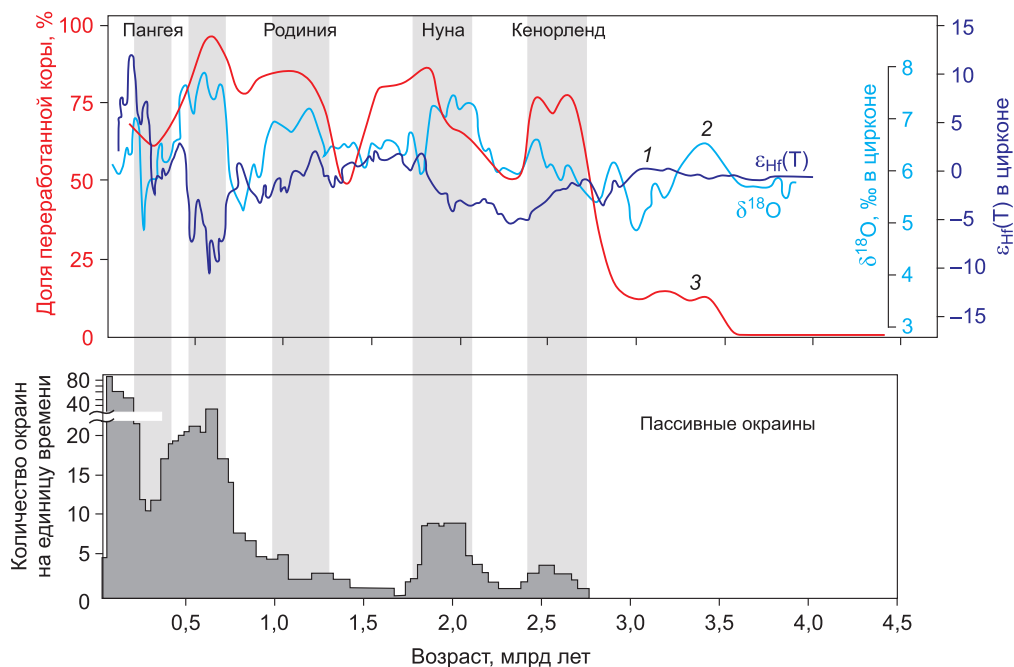


Рис. 5.13. Сопоставление средних значений  $\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T})$  (1) и  $\delta^{18}\text{O}$  (2) в детритовых цирконах с масштабами переработки континентальной коры (3) (по: [Hawkesworth et al., 2017]) и распределением пассивных окраин (по: [Bradley, 2008]) в геологической истории.

отражают участие в магмообразовании супракрустального материала, который был переработан в блоках утолщенной коры. Оба эти показателя ( $\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T})$  и  $\delta^{18}\text{O}$ ), связанные с эпизодами переработки коры, также совпадают с периодами сборки суперконтинента (см. рис. 5.13). По мнению Хоксворта с коллегами [Hawkesworth et al., 2017], это является независимым свидетельством того, что пики возрастов кристаллизации U-Pb связаны с периодами утолщения земной коры, континентального столкновения и развития суперконтинентов.

Систематические изменения в изотопном составе гафния и кислорода в цирконах разного возраста позволили реконструировать скорости корообразования в геологической истории [Dhuime et al., 2012]. На ранних этапах развития Земли от гадея до мезоархея в основном шел рост объема коры без существенного участия (<20 % относительно новообразованной) ее переработанной части в корообразовании (см. красную линию на рис. 5.13). Общий прирост объема коры в это время оценивается в  $\sim 3,0 \text{ км}^3$  в год [Dhuime et al., 2012]. С конца мезоархея (<3 млрд лет) процессы переработки ранее сформированной коры резко возросли (в среднем >50 %). Они оставались высокими на протяжении всей последующей истории, демонстрируя усиление (до  $\sim 75$  %) в периоды формирования суперконтинентов и ослабление при их разрушении (см. рис. 5.13). При этом средняя скорость прироста коры сократилась до  $\sim 0,8 \text{ км}^3$  в год. Как полагают [Dhuime et al., 2012; Hawkesworth

et al., 2017], предполагаемые высокие скорости разрушения земной коры в переходный и более поздние периоды, скорее всего, указывают на субдукцию как на основной механизм деградации и переработки континентальной коры.

### 5.7. РОСТ КОРЫ И ПЕРВЫЕ КОНТИНЕНТЫ

Быстрый рост коры в конце архея поставил вопрос о возникновении суперконтинентов в это время. Как отмечает Конди [Condie, 2011], в настоящее время отсутствуют надежные данные, свидетельствующие о существовании суперконтинентов в архее. В структурах Земли выделяется около 35 архейских кратонов, которые в большинстве своем представляют фрагменты крупных массивов суши. По мнению Блекера [Bleeker, 2003], эти кратоны в позднем архее могли быть сгруппированы в суперкратоны по признаку их сходства. По крайней мере, могут быть выделены три группы кратонов, каждая из которых, по-видимому, отвечала своему суперкратону. Так, кратоны Slave, Dharwar, Zimbabwe и Wyoming могли быть фрагментами одного суперкратона, который стабилизировался на уровне около 2,6 млрд лет и распался между 2,2 и 2,0 млрд лет [Ernst, Bleeker, 2010]. Кратоны Сьюпериор, Рей, Херн, Кольский и Карельский могли быть частью другого суперкратона. Их объединяет то, что они несут в себе следы по меньшей мере трех общих крупных магматических провинций, возникших на уровнях 2500–2450, 2215 и 2100–2070 млн лет [Ernst, Bleeker, 2010]. Еще один суперкратон предположительно объединял кратоны Каапвааль и Пилбара, для которых имеются палеомагнитные данные [de Kock et al., 2009], позволяющие предполагать их объединение, по крайней мере, в интервале 2,8–2,7 млрд лет. По мнению Конди [Condie, 2011], образование первых суперкратонов было связано с началом широкого распространения тектоники плит, которая привела к образованию больших объемов континентальной коры за относительно короткий период времени (~100 млн лет). Дополнительным фактором, способствовавшим образованию позднеархейских суперкратонов, служила толстая архейская субконтинентальная литосферная мантия, которая была относительно плавучей [Griffin et al., 2009] и не вовлекалась в субдукцию при столкновении плит.

Первый доказанный суперконтинент, именуемый Нуной или Колумбией, сформировался в самом конце переходного периода между 1900 и 1800 млн лет и продолжал расти до примерно 1650 млн лет [Reddy, Evans, 2009; Ernst, 2014]. Период сборки суперконтинента на рубеже ~1,9 млрд лет зафиксирован коллизионными орогенными поясами в строении большинства докембрийских кратонов мира.

Что касается самого переходного периода, то дополнительным свидетельством возникновения кратонных массивов в это время служат комплексы пород пассивных континентальных окраин [Bradley, 2008]. Такие окраины возникают при континентальных расколах и разрастании океанического ложа в сторону от континентов. Самыми старыми и хорошо документированными пассивными окраинами являются западная граница кратона Каапвааль (2640–2470 млн лет) и юго-западный край кратона Пилбара

(2685–2440 млн лет). Распределение пассивных окраин в геологической истории было довольно неравномерным (см. рис. 5.13). Выделяются эпохи широкого их распространения, а также эпохи сокращенного развития [Bradley, 2008]. Как следует из рисунка, образование пассивных окраин в какой-то степени коррелирует с суперконтинентальными циклами, но далеко не в полной мере. Впервые такие окраины стали важным геологическим фактором в середине переходного периода одновременно с образованием суперкратонов (эпоха Кенорленда). Следующая эпоха их широкого распространения пришлась на конец переходного периода, совпавшего с образованием суперконтинента Нуна. Но уже образование Родинии происходило без больших пассивных окраин. Важной характеристикой таких окраин является продолжительность их существования. Установлено, что в раннем докембрии она была более долгой, чем в фанерозое. Этот факт указывает на то, что плиты в то время существовали более длительное время и, таким образом, подтверждает заключение Коренага [2006], согласно которому в докембрии плитная тектоника была более вялой.

#### **5.8. ТЕКТНИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ ПЕРЕХОДНОГО ПЕРИОДА, ИЛИ КАК ФОРМИРОВАЛИСЬ ПЕРВЫЕ КРАТОНЫ (НА ПРИМЕРЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА)**

Формирование Сибирского кратона пришлось на переходный период, и его история хорошо иллюстрирует тектонические процессы, которые происходили в это время на Земле, прежде всего те, в результате которых возникли кратоны. Строение Сибирского кратона представлено на рис. 5.14. Существуют и другие схемы районирования кратона, например [Smelov, Timofeev, 2007], но главное в них остается общим, а именно, что кратон состоит из серии сравнительно небольших террейнов, которые группируются в более крупные объединения, которые можно определить как супертеррейны.

В строении Сибирского кратона выделяются супертеррейны: Тунгусский, Анабарский, Оленекский, Алданский, Становой, а также разделяющие (или сшивающие) их палеопротерозойские орогенные пояса – Ангарский, Ачитканский, Пристановой, Хапчанский. По имеющимся данным, окончательное формирование Сибирского кратона завершилось в конце палеопротерозоя [Розен, 2003; Хаин, 2000]. До этого времени его отдельные супертеррейны характеризовались своими отличительными особенностями строения и геологического развития. История их формирования и взаимодействия раскрывают особенности геологических процессов, проходивших на Земле в переходный период.

Зарождение будущих континентальных фрагментов Сибирского кратона началось в мезоархее и происходило в обстановке формирования протокры, представленной гранит-зеленокаменными комплексами. Наиболее древние из них образованы породами ТТГ серии и ортогнейсами, которые установлены в Онотском (3,40 и 3,30 млрд лет [Бибикова и др., 1982, 2006]) и Булунском (3,30 и 3,25 млрд лет [Туркина и др., 2009а]) блоках Шарыжалгайского выступа (Тунгусский супертеррейн), на Анабарском щите

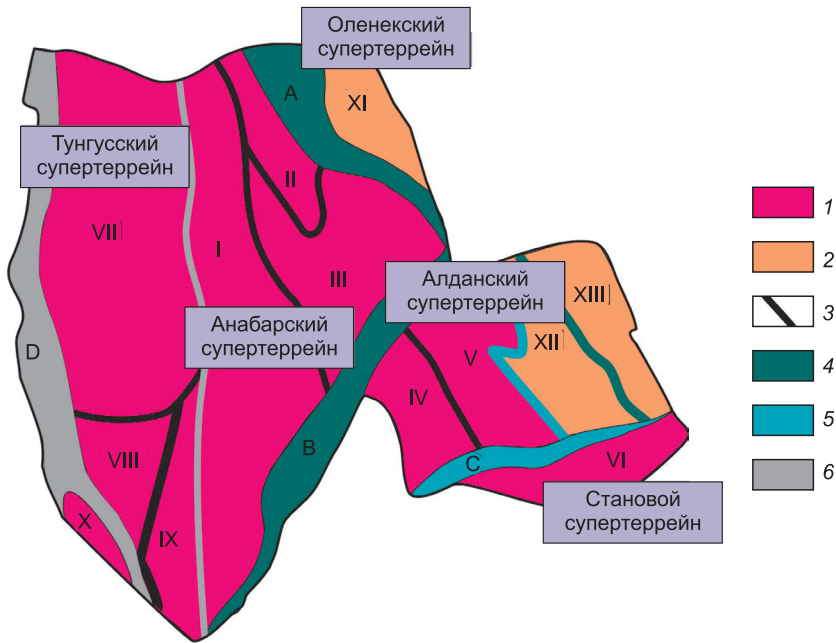


Рис. 5.14. Основные элементы структуры фундамента Сибирского кратона (модифицированная) (по: [Розен, 2003; Gladkochub et al., 2006]).

1 – архейские террейны; 2 – палеопротерозойские террейны; 3 – архейские шовные зоны; 4 – складчатые пояса и коллизионные зоны с возрастом 2,00–1,95 млрд лет; 5 – складчатые пояса и коллизионные зоны с возрастом 1,95–1,90 млрд лет; 6 – складчатые пояса и коллизионные зоны с возрастом 1,90–1,87 млрд лет. Докембрийские террейны: I – Маганский, II – Далдынский, III – Мархинский, IV – Олекминский, V – Центрально-Алданский, VI – Становой, VII – Тунгусский, VIII – Тасеевский, IX – Ангаро-Ленский, X – Бирюсинский, XI – Биректинский, XII – Восточно-Алданский, XIII – Батомгский. Палеопротерозойские складчатые пояса: А – Хапчанский, В – Аakitканский, С – Пристановой, D – Ангарский.

(3,32–3,30 млрд лет [Бибикова и др., 1988; Розен и др., 1991]), в Олекминском (3,21–3,18 млрд лет [Котов, 2003]) и Западно-Алданском (3,34 млрд лет [Nutman et al., 1992]) террейнах. Эти оценки в целом согласуются с наиболее древними оценками Nd и Hf модельных возрастов, полученными для Алданского щита (3,8–3,3 млрд лет [Котов и др., 2004]) и Анабарского щита 3,65–3,11 млрд лет [Розен, 2003; Shatsky et al., 2016, 2018; Smelov, Timofeev, 2007].

Появление континентальных блоков относится к неoarхею и сопровождалось структурными и метаморфическими преобразованиями протокры. На Анабарском щите они зафиксированы образованием плагиогнейсов (2,76 млрд лет) [Розен и др., 1991; Shatsky et al., 2016, 2018] и гранулитов (2,68 млрд лет) [Гусев и др., 2012] вследствие столкновения Маганского и Далдынского террейнов. В пределах Алданского щита формирование континентальной коры протекало 2,75–2,74 млрд лет назад [Nutman et al., 1992] на фоне объединения Олекминского и Западно-Алданского террейнов в единую Олекмо-Алданскую область. Зарождение континентальной коры в пределах

Станового супертеррейна сопровождалось образованием гранулитогнейсовых ассоциаций с возрастом 2,98–2,78 млрд лет [Ларин и др., 2004; Nutman et al., 1992]. Позднеархейские (2,65–2,48 млрд лет) метаморфические и сопряженные с ними магматические образования в Иркутском и Китайском блоках Шарыжалгайского выступа [Гладкочуб и др., 2005; Глебовицкий и др., 2011; Левицкий и др., 2010; Левченков и др., 2012; Сальникова и др., 2007; Туркина и др., 2009б; Aftalion et al., 1991; Poller et al., 2005; Turkina et al., 2012], возможно, также были связаны со столкновением этих блоков.

Таким образом, зарождение и появление блоков с первой континентальной корой в Сибирском сегменте Земли произошло в результате метаморфизма и гранитизации отдельных фрагментов протокры региона. Эти процессы протекали в интервале 2,9–2,5 млрд лет, т. е. тогда же, когда по оценкам возраста магматических и детритовых цирконов [Добрецов, Туркина, 2015; Condie et al., 2009; Griffin et al., 2014], произошло глобальное преобразование первичной базитовой коры в континентальную, протекавшее, в том числе при участии мантийных плюмов [Arndt, Davaille, 2013].

Можно предполагать, что причиной корообразования стали перемещения и столкновения небольших (в соответствии с размерами кристаллических блоков) плит, что соответствует представлениям о доминировании в это время тектоники малых плит [Добрецов, Туркина, 2015; Хаин, 2003]. Столкновения способствовали тектоническому скучиванию и утолщению коры, что в условиях наиболее высокого в это время термического градиента вело к ее высокотемпературному метаморфизму высоких степеней, плавлению и гранитному магматизму как основному механизму дифференциации континентальной коры [Griffin et al., 2011].

Конец архея и начало палеопротерозоя характеризовались ослаблением корообразующих процессов. Эндогенная активность в пределах сформированных континентальных блоков проявлялась в форме редких гранитоидов разной геодинамической природы. Вспышки активности зафиксированы на рубежах (в млрд лет) 2,52 и 2,40 [Котов и др., 2004; Сальникова и др., 1997], 2,15 и 2,07 [Донская и др., 2016; Неймарк и др., 1998], 2,10 и 2,06 [Котов и др., 2015, 2018; Ларин и др., 2002], 2,04 [Глуховский и др., 2004, Wingate et al., 2009]. Эта деятельность не была согласованной ни по составу магматических продуктов, ни по геодинамической природе магматизма. Это позволяет предполагать, что террейны развивались автономно, находились в пространственной разобщенности и контролировались разными геодинамическими процессами.

Изменения в геодинамическом развитии сегмента начались около 2,06–2,00 млрд лет. В этом интервале стал проявляться магматизм с субдукционными характеристиками. Он протекал в террейнах южной и юго-восточной (в современных координатах) частей кратона. Здесь в пределах Западно-Алданского террейна около 2,01 млрд лет назад [Котов и др., 1995] стали формироваться надсубдукционные тоналит-тродьемитовые ортогнейсы тимптонского комплекса. В океаническом обрамлении террейна в это же время возникла Федоровская островная дуга [Великославинский и др., 2003, 2006].

Начавшиеся субдукционные процессы инициировали образование Сибирского кратона как консолидированной группы архейских террейнов. Под их влиянием около 2,00–1,95 млрд лет назад произошло столкновение террейнов, составлявших ядро Анабарского, Алданского и Оленекского супертеррейнов. Этот процесс продолжался в интервале 1,95–1,90 млрд лет, когда Анабарский и Алданский супертеррейны приобрели контуры, близкие к современным. Кроме того, в это же время завершилось формирование сшивающего их Ачитканского орогенного пояса. Между 1,90 и 1,87 млрд лет в состав Сибирского кратона вошли Тунгусский супертеррейн и Ангарский орогенный пояс. Заключительным аккордом, зафиксировавшим завершение формирования кратона, стало образование в интервале 1,88–1,84 млрд лет Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса, который протянулся через ряд супертеррейнов, тем самым объединив их в составе единого кратона.

Таким образом, процессы формирования Сибирского кратона согласуются с глобальными тенденциями, определяемыми возникновением вначале малых континентальных террейнов, а затем их аккрецией в более крупные континентальные образования.

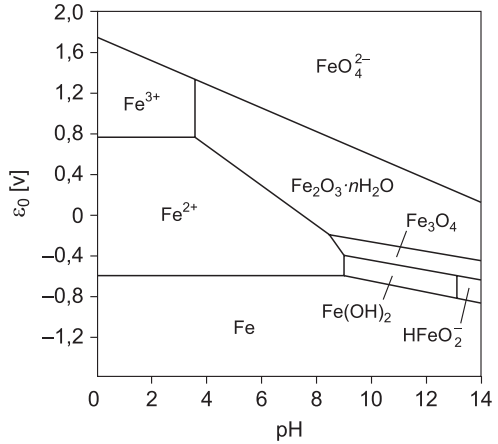
Образование Сибирского кратона совпало с началом крупноамплитудных перемещений литосферных плит, очевидно, согласованных с развитием глобальной субдукционной системы и завершившихся объединением большинства раннедокембрийских кратонов в составе суперконтинента Колумбия.

### 5.9. «ВЕЛИКАЯ КИСЛОРОДНАЯ РЕВОЛЮЦИЯ»

Переходный период ознаменовался важными изменениями в окислительно-восстановительной обстановке верхних оболочек Земли – атмосферы и гидросферы. На протяжении архея их состояние определялось восстановительными условиями. Атмосфера была богата метаном и углекислым газом и не содержала свободного кислорода. Хлоридно-карбонатные воды океана были богаты железом, никелем, вольфрамом. На это указывали многие минералого-геохимические характеристики осадочных пород архея. Такими, например, являются полосчатые железные руды в кварцит-железистых комплексах (джеспилитах), которые формировались за счет растворенного двухвалентного железа, устойчивого в растворе только в бескислородной среде [Bekker et al., 2010]. Образование джеспилитов, содержащих магнетит ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ), дает возможность довольно точно определить окислительно-восстановительный потенциал и рН океанов того времени. На рис. 5.15 представлена так называемая диаграмма Пурбе для железа, где показаны области условий, при которых преобладает та или иная геохимическая форма данного элемента. Видно, что магнетит образуется в щелочной среде в очень узком диапазоне окислительно-восстановительных условий. Широкое распространение в осадочных породах имели обломочные, т. е. переотложенные сульфиды, прежде всего пирит, а также уранинитовые конгломераты и железо-марганцевые руды, которые образуются только в восстановительных условиях.

Рис. 5.15. Диаграмма Пурбе для железа.

Начиная с 2,6–2,2 млрд лет ситуация стала меняться, в атмосфере появился свободный кислород. Океаническая вода стала карбонатно-сульфатно-хлоридной, сформировались крупные скопления богатых железом отложений. В породах протерозоя широкое распространение получили минералы с высокой степенью окисления элементов, сульфиды заменились сульфатами, исчезли железо-марганцевые руды и ураниниты. Эти изменения, приведшие к относительно быстрому по геологическим меркам переходу верхних оболочек Земли из состояния, где главными неорганическими окислителями служили вода, углекислота и сульфидная сера, в состояние, где появляется более сильный окислитель – кислород, стали результатом, так называемой «кислородной революции» (Great Oxidation Event – GOE) (рис. 5.16).



Вопросы о природе этой «революции» широко дискутируются. Вот важнейшие из них: Что вызвало кислородную революцию? Имеется ли точная дата этого события? Был ли свободный кислород до великой кислородной революции и куда он расходовался? Насколько заметным было влияние свободного кислорода на среду обитания на рубеже архея и протерозоя и было ли оно связано с глобальными климатическими изменениями, прежде всего с гуронским оледенением? Какова роль живых организмов и какова роль тектоники в этом процессе?

Основными поставщиками свободного кислорода в атмосферу планеты считаются организмы, осуществляющие фотосинтез. Они, как полагают, по-

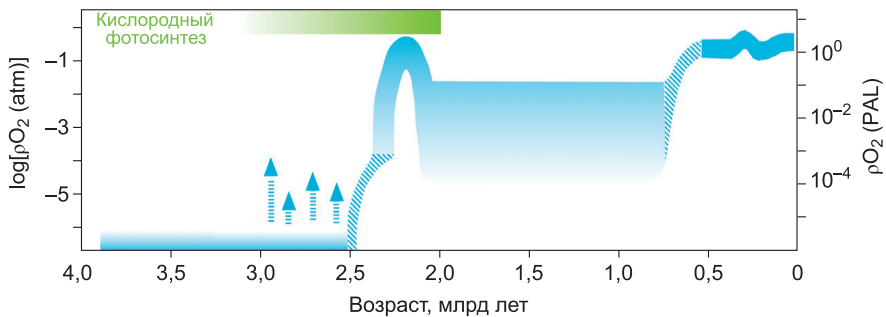


Рис. 5.16. Изменения содержаний кислорода в атмосфере в истории Земли [Lyons et al., 2014].

$\rho_{O_2}$  – атмосферное парциальное давление  $O_2$ ; справа –  $\rho_{O_2}$  относительно текущего атмосферного уровня (PAL), слева –  $\log \rho_{O_2}$ . Стрелками обозначены эпизоды проявления свободного кислорода в конце архея (их продолжительность и величина пока не оценены).

явились еще на заре архейской эры, когда как атмосфера, так и гидросфера были насыщены восстановителями, которые поглощали кислород. Для первых организмов кислород был токсичен, и если бы организмы не проявляли изменчивости, то с появлением уже небольших концентраций кислорода в атмосфере произошло бы массовое вымирание и уровень кислорода остановился на нуле. Однако в процессе эволюции организмы выработали системы антиоксидантной защиты, позволившие им осуществлять фотосинтез (в котором вырабатывается кислород), а также выжить в кислородной атмосфере. Первичная атмосфера контролировалась вулканическими газами, поставлявшими метан, сероводород, сернистый газ, водород, в воде содержались большие объемы растворенного двухвалентного железа. Большие количества метана также продуцировались метаногенными бактериями (которые производят энергию по реакции  $\text{CO}_2 + 4\text{H}_2 = \text{CH}_4 + 2\text{H}_2\text{O}$ , требующей катализаторов-ферментов). Поэтому те небольшие количества свободного кислорода, которые возникали при фотосинтезе, сразу расходовались на окисление горных пород, газов атмосферы и соединений, растворенных в морской воде. Наиболее чувствительным к кислороду элементом является двухвалентное железо, поэтому его содержание в верхних оболочках Земли можно рассматривать как буфер, который блокирует рост содержания кислорода даже в условиях усиленного его биологического производства (см. диаграмму Пурбе на рис. 5.15). Другими стабилизаторами кислорода являются углерод и сера. К рубежу 2,45 млрд лет назад основной объем этих восстановителей был переведен в окисленные формы и свободный кислород начал накапливаться в атмосфере. Возможность для этого появилась благодаря комплексу причин, определяемых изменениями в характере геологических процессов.

Начало «кислородной революции» принято определять по прекращению масс-независимого фракционирования (МНФ) изотопов серы в осадочных процессах. Такое фракционирование происходит в бескислородных условиях, в частности, в результате деятельности бактерий-сульфатредукторов. Ими предпочтительно перерабатываются сульфаты с легкими изотопами серы, поэтому продукты их жизнедеятельности имеют облегченный изотопный состав. В архее процессы МНФ имели широкое распространение, указывая тем самым на бескислородную обстановку того времени.

На рис. 5.17 представлено распределение сигнала МНФ по возрастной шкале. Его особенностью является неоднородность вариаций значений и, в частности, их резкий всплеск перед началом GOE. Для объяснения усиления МНФ [Gaillard et al., 2011] использовали данные об изменениях в тектоническом развитии Земли в это время, которые привели к появлению континентальной суши и развитию субаэрального вулканизма. Согласно их трактовке, в архее большая часть поверхности Земли была покрыта водой и подводный вулканизм продуцировал газы с низким отношением  $\text{SO}_2/\text{H}_2\text{S}$ . При субаэральных извержениях доля  $\text{SO}_2$  в вулканическом газе возрастала в результате спада давления. В еще большей степени она возрастала в периоды резкого роста объема континентальной коры, преобладания кислого вулканизма, ко-

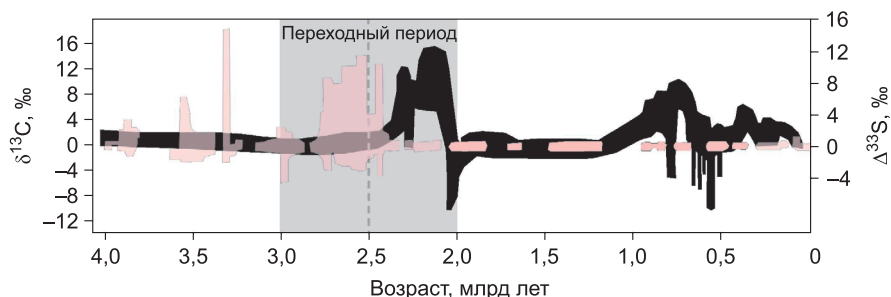


Рис. 5.17. Вариации изотопного состава  $^{13}\text{C}$  ( $\delta^{13}\text{C}$ , ‰ – черная кривая) и  $^{33}\text{S}$  ( $\Delta^{33}\text{S}$ , ‰ – розовые области) (по: [Lyons et al., 2014]).

Между изотопными составами нет соответствия, и их основные осцилляции приходятся на разные времена. На кривой изотопов серы хорошо виден переход от масс-независимого фракционирования к масс-зависимому. На изотопной кривой углерода хорошо видна аномалия Ломангунди, выраженная резкой флуктуацией величины  $\delta^{13}\text{C}$  примерно между 2,3 и 2,1 млрд лет.

торый по сравнению с основным магматизмом характеризуется более окисленным составом газов [Philippot et al., 2012]. Сернистый газ легко поглощался водой, что вело к возрастанию доли сульфатов в поверхностных водах, богатых органикой. Процесс сульфатредукции сопровождался образованием свободного кислорода [Lyons et al., 2014], хотя и не являлся основным его поставщиком в атмосферу. Как следует из рис. 5.17, несколько эпизодов усиления МНФ произошло до GOE, и эти эпизоды были сопряжены с проявлениями, скорее всего локальными, свободного кислорода [Ono et al., 2006]. По мере общего накопления кислорода в атмосфере масс-независимое фракционирование изотопов серы исчезло из летописи осадочных пород (см. рис. 5.17). В этом же временном интервале из детритуса терригенных пород пропали сульфиды и уранинит, что указывает на то, что концентрация свободного кислорода достигла и превысила  $10^{-2}$  (т. е. 1 %) от современного уровня.

По мнению ряда исследователей, возросшая активность сульфатвосстанавливающих микроорганизмов привела к захвату ими экологической ниши метаногенных бактерий и снижению вклада последних в атмосферу перед GOE. Однако эта экологическая проблема была вызвана не только биологическими, но и геологическими причинами [Konhauser et al., 2009]. Опираясь на исследования современных метаногенов, было установлено, что они нуждаются в ферментативной добавке никеля. Его поставщиком в морские воды служат основные породы. В раннем и среднем архее, в условиях преобладания базитового и, в частности, коматиитового магматизма, содержания Ni в морской воде составляли порядка 400 нМ. В переходный период на фоне резкого сокращения доли коматиитов в составе магматических ассоциаций содержание Ni упало ниже 200 нМ к рубежу 2,5 млрд лет назад и затем до значений 9 нМ 550 млн лет назад [Konhauser et al., 2009] – это также видно на рис. 5.7. Как полагают цитируемые исследователи, именно эти

геохимические изменения, связанные с охлаждением мантии, привели к подавлению активности метаногенов в древних океанах. Поэтому снижение производства метана вполне могло предшествовать кислородной революции вследствие резкого спада растворенного никеля. В то же время появление свободного кислорода окончательно вывело метан из числа основных составляющих атмосферы. Таким образом, ферментативная зависимость метаногенов от никеля, поставляемого базитовыми магмами, связывает эволюцию мантии с окислительно-восстановительным состоянием атмосферы.

Важнейшим поставщиком кислорода в атмосферу является двуокись углерода, которая в процессе фотосинтеза преобразуется в органическое вещество и свободный кислород. Поэтому история углерода в ходе GOE, запечатленная в вариациях его изотопного состава, отражает роль различных механизмов, которые привели к кислородной революции. Проведенные исследования зафиксировали, что примерно через 100 млн лет после начала GOE в карбонатных отложениях произошел резкий рост содержания изотопа  $^{13}\text{C}$ , которое затем снизилось до исходных значений. Этот изотопный экскурс известен как событие Ломагунди – по названию доломитовой толщи в Родезии, в которой этот эффект был впервые установлен [Schidlowski et al., 1976]. Смысл его в том, что по неизвестным причинам произошло резкое обеднение среды карбоната накопления легким изотопом углерода  $^{12}\text{C}$ , который участвует в метаболизме микроорганизмов. Такое могло произойти в том случае, например, если биогенное органическое вещество было выведено по какой-то причине из кругооборота углерода в геологических процессах. Одно из объяснений связано с резким ростом в палеопротерозойских бассейнах цианобактерий, продуцирующих кислород, что привело к дополнительному изъятию легкого изотопа углерода из морской воды и повышению в ней содержания  $^{13}\text{C}$  [Bekker, Holland, 2012]. Однако это не объясняло, почему изотопный сдвиг произошел через 100 млн лет после GOE, а также почему спустя еще 200 млн лет отношение  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  восстановилось и больше уже не менялось. Используя представления о взаимосвязи потоков кислорода и углерода между внешними (океан, атмосфера) и внутренними (кора и мантия) оболочками, [Eguchi et al., 2020] показали, что GOE и изотопную аномалию углерода можно объяснить сменой в это время стиля тектоники и, прежде всего, расширением процессов субдукции (рис. 5.18). По мнению этих исследователей [Eguchi et al., 2020] около 2,5 млрд лет назад вклад вулканогенного  $\text{CO}_2$  в атмосферу резко возрос в результате усиления доли кислого магматизма. Газ участвовал в реакции фотосинтеза, при этом углерод накапливался в биомассе, а свободный кислород выделялся в атмосферу. Органический (обогащенный  $^{12}\text{C}$ ) углерод накапливался на морском дне в пределах пассивных окраин, которые в это время активно формировались по обрамлению кратонов [Bradley, 2008]. В интервале между 2,4 и 2,1 млрд лет, который соответствует паузе в эндогенной активности Земли, значительные объемы биогенного углерода оказались изолированными, что создало на планете режим относительного обогащения тяжелым изотопом углерода.

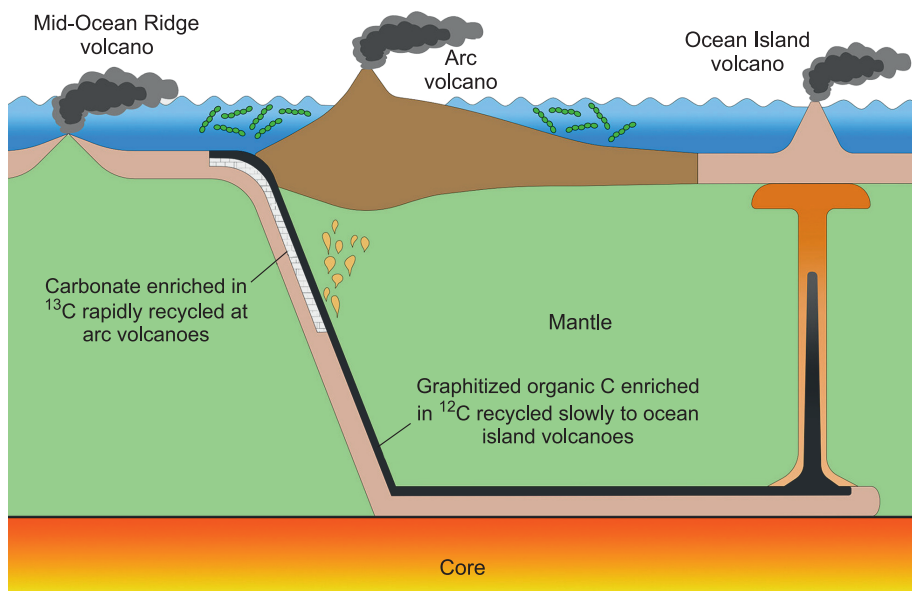


Рис. 5.18. Общая схема цикла неорганического (обогащенного  $^{13}\text{C}$ ) и органического (обогащенного  $^{12}\text{C}$ ) углерода в мантии (по: [Eguchi et al., 2020]).

С возобновлением эндогенной активности в глобальном масштабе и, в частности, с усилением процессов субдукции, карбонатные толщи пассивных окраин были вовлечены в рециклинг. Это способствовало возвращению биогенного углерода в составе газов субдукционных магм в кругооборот углерода в геологических процессах.

Одним из следствий GOE и связанных с ним изменений в составе атмосферы Земли, также пришедшихся на переходный период, стал ряд ледниковых периодов, охвативших возрастной диапазон 2,45–2,22 млрд лет. Они объединены под названием Гуронское оледенение, согласно с названием супергруппы Гурон, в строении которой установлено три мощных горизонта тиллитов, сформировавшихся в интервале 2,43–2,25 млрд лет. Были получены палеомагнитные данные, указывающие на то, что оледенение охватывало приэкваториальные широты [Evans et al., 1997], т. е. практически покрывало всю поверхность планеты.

Относительно причин столь продолжительного охлаждения поверхности Земли высказываются разные мнения. В настоящее время наиболее обоснованными считаются те, которые связывают охлаждение верхних слоев Земли с изменениями состава атмосферы, которые, как отмечалось выше, произошли вследствие целой серии процессов, охвативших не только внешние, но и внутренние оболочки Земли. Эти процессы привели к снижению в атмосфере концентрации парниковых газов. Так, оледенению предшествовало резкое сокращение доли метана и, соответственно, той доли  $\text{CO}_2$ , которая формировалась за счет его окисления. В это же время значительная

часть биогенного углерода была поглощена в глубинном рециклинге, что вызвало аномалию Ломагунди. Значительная часть атмосферной  $\text{CO}_2$ , очевидно, была выведена при образовании карбонатов вследствие взаимодействия с Ca и Mg пород, которые вышли на поверхность в конце архея при формировании континента Кенорленд. Все эти потери парниковых газов должны были вызвать антипарниковый эффект. В условиях, когда светимость Солнца не превышала 85 % относительно современной [Gough, 1981], утрата значительной части парниковых газов должна была привести к охлаждению поверхности Земли и тем самым спровоцировать процессы оледенения.

Таким образом, ГОЕ, собственно, не являлось революцией. Это был достаточно длительный и постепенный переход атмосферы Земли из неокисленного состояния в окисленное. Он продолжался пока все основные восстановители во внешних оболочках Земли (двухвалентное железо, метан, двухвалентная сера) не были окислены. Этот переход протекал на фоне других эволюционных процессов, связанных с постепенным охлаждением Земли, с быстрым ростом объема кислой земной коры, с появлением континентов, с изменением стиля и состава магматизма, в том числе с изменением состава вулканических газов, отражающих смену состава магм и механизмов магмообразования. Ряд этих изменений невозможен без изменения стиля тектоники и, в частности, без допущения формирования литосферных плит, без их столкновений и без поглощения коры в мантию в зонах таких столкновений. Все это – признаки тектоники литосферных плит, что позволяет сделать заключение о достаточно масштабном проявлении этого стиля тектоники в конце позднего архея. В то же время тектоника литосферных плит еще не стала основным механизмом тектонического развития Земли, так как после бурных событий корообразования, которые произошли около 2,5 млрд лет, наша планета вернулась к режиму затишья, продолжавшемуся между 2,4–2,2 млрд лет. Это время некоторые исследователи связывают с возвратом к режиму LID тектоники.

Роль тектоники и химии мантийных минералов в эволюции состава атмосферы и великой кислородной революции, по-видимому, еще значительнее. Начиная с 1970-х гг. исследователи активно обсуждали возможность валентного диспропорционирования двухвалентного железа в нижней мантии Земли:



Отметим, что сосуществование трех- и нульвалентного (металлического) железа невозможно при нормальных условиях (см. диаграмму Пурбе на рис. 5.15), но никак не противоречит законам термодинамики. В 2004 г. Фрост и др. [Frost et al., 2004] обнаружили, что такой процесс действительно имеет место в пиролитовой породе при давлениях нижней мантии и действительно приводит к появлению ~1 вес.% металлического железа. Это происходит благодаря особенностям кристаллохимии бриджманита: атомы

железа предпочитают гетеровалентные замещения ( $\text{Fe}^{3+}$  на позиции магния и  $\text{Fe}^{3+}$  или  $\text{Al}^{3+}$  на ближайшей позиции кремния). Существование металлического железа в пиrolитовой мантии делает ее резко восстановительной (и при этом в ней в больших количествах существует  $\text{Fe}^{3+}$ ). Теоретические расчеты Чжана и Оганова [Zhang, Oganov, 2006] полностью подтвердили эти выводы. Более того, такое же валентное диспропорционирование железа происходит и в постперовските (что впоследствии было подтверждено экспериментально [Sinmyo et al., 2006]), и для обоих минералов этот процесс резко экзотермичен и становится еще более экзотермичным с ростом давления. Недавние эксперименты показали значительное содержание  $\text{Fe}^{3+}$  также в пиrolитовом расплаве в условиях глубинного магматического океана [Armstrong et al., 2019]. Согласно Э.М. Галимову [Galimov, 2005], первые 0,25–0,40 млрд лет истории Земли образовавшееся в реакции диспропорционирования металлическое железо опускалось в ядро Земли. Когда благодаря конвекции мантийное вещество оказывалось в приповерхностных слоях Земли, оно, обогащенное  $\text{Fe}^{3+}$ , становилось окислителем. Э.М. Галимов [Galimov, 2005] отметил, что это должно было привести к изменению атмосферы с восстановительной (богатой  $\text{CH}_4$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{NH}_3$ ) до нейтральной (богатой  $\text{CO}_2$  и  $\text{N}_2$ ), что ускорило наступление великой кислородной революции.

Недавно Ху и соавторы [Hu et al., 2016], используя метод USPEX [Oganov, Glass, 2006], предсказали (и затем экспериментально подтвердили), что при давлениях свыше 76 ГПа образуется новый стабильный оксид железа  $\text{FeO}_2$  со структурой типа пирита (к слову, интересен вопрос о степени окисления железа в этом соединении: либо  $\text{Fe}^{3+}$ , либо редкий  $\text{Fe}^{4+}$ ). Они предположили, что  $\text{FeOON}$ , субдуцируемый в нижнюю мантию, будет претерпевать реакцию  $2\text{FeOON} = 2\text{FeO}_2 + \text{N}_2$ , причем  $\text{N}_2$  уйдет в атмосферу, а  $\text{FeO}_2$  будет «геохимическим аккумулятором» кислорода, поднятое конвективными течениями на меньшие глубины это вещество распадется, выделяя свободный кислород. Согласно Ху и др. [Hu et al., 2016], этот процесс мог обеспечивать дополнительный приток кислорода в атмосферу в периоды повышенной тектонической активности. Красивая гипотеза, но эксперименты и расчеты Ниши и др. [Nishi et al., 2017] показали, что предположение о распаде  $\text{FeOON}$  неверно – это соединение под давлением тоже превращается в пиритоподобную модификацию, а при давлениях и температурах основания мантии распадается на  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{H}_2\text{O}$ . Выделяющаяся в этом процессе вода может резко снизить вязкость мантийных пород, а также может взаимодействовать с веществом внешнего ядра.

## 5.10. ФИЗИКА МИНЕРАЛОВ И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПЕРЕХОДНОГО ПЕРИОДА

В этом разделе мы опишем ряд соображений, количественно и качественно дополняющих и укореняющих изложенную здесь картину и следующие из новейших исследований мантийных минералов и их свойств, – в дополнение к сказанному выше.

### Минералогический состав земной мантии и ее температурный профиль

Открытие постперовскитовой модификации  $MgSiO_3$  [Murakami et al., 2004; Oganov, Ono, 2004] значительно изменило модели строения и динамики мантии Земли (рис. 5.19).

Учитывая, что бриджманит составляет ~80 об.% нижней мантии Земли, свойства этой фазы являются хорошим приближением для многих свойств мантийного вещества. Так, Оганов и др. [Oganov et al., 2001] рассчитали температурные производные сейсмических скоростей и с их помощью смогли извлечь из данных сейсмической томографии латеральные температурные контрасты в нижней мантии. Оказалось, что близ границы ядро–мантия максимальный контраст температур составляет 2000 К – очень много, но не слишком удивительно, если учесть очень низкую теплопроводность мантийного вещества (см. ниже). Сходная оценка была получена [Oganov, Ono, 2004; van der Hilst et al., 2007] из совершенно независимого источника – топографии слоя D'' и свойств постперовскитового фазового перехода. Латеральный температурный контраст определяет плавучие силы, лежащие в основе конвекции. Температурная модель, включающая адиабатическую геотерму, а также наименьшие и наибольшие температуры на каждой глубине, показана на рис. 5.20. Эта модель хорошо согласуется с оценками Хернлунда и др. [Hernlund et al., 2005], сделанными благодаря наблюдению двойного сейсмического разрыва в слое D'', обусловленного переходами бриджманит–постперовскит на глубинах ~150 км выше ядра и обратным переходом постпе-

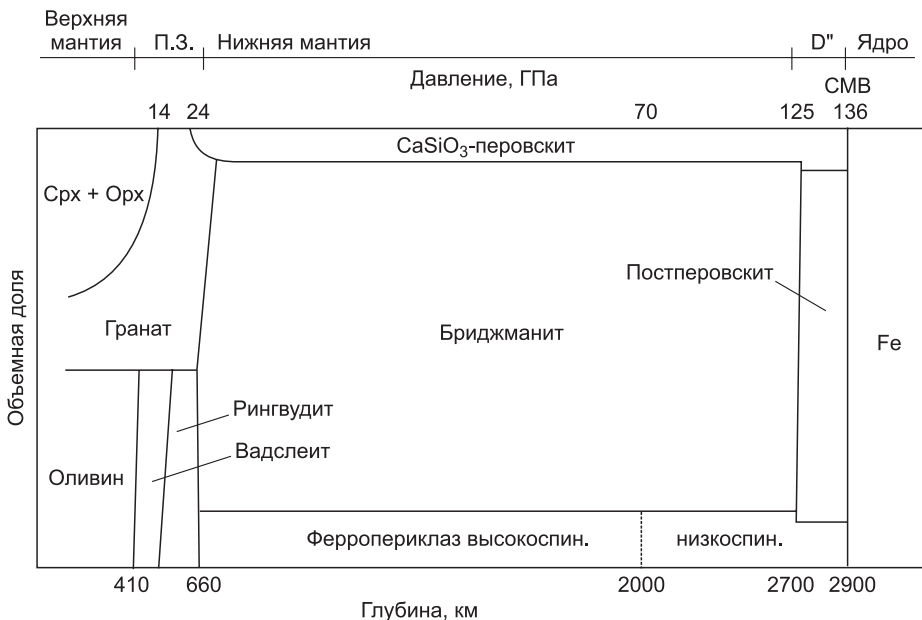


Рис. 5.19. Минералогическая модель мантии Земли (по: [Ono, Oganov, 2005]).

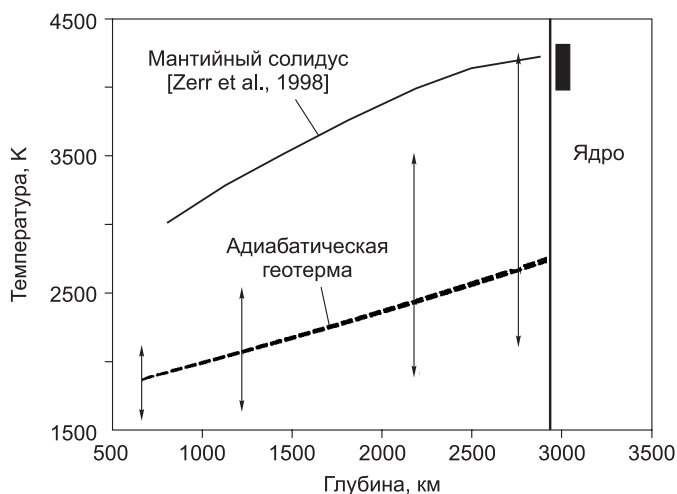


Рис. 5.20. Температурная модель нижней мантии (по: [Oganov et al., 2002]).

Двойными стрелками обозначены наибольшая и наименьшая температуры на каждой глубине. Данная модель хорошо согласуется с современными оценками температуры ядра на границе с мантией. Сравнение с солидусом пиролита [Zerr et al., 1998] показывает, что на границе ядро–мантия возможно частичное плавление мантийного вещества.

ровскит–бриджманит близ границы ядро–мантия (так что именно бриджманит, а не постперовскит непосредственно контактирует с ядром – поэтому теплопроводность бриджманита, а не постперовскита, определяет тепловой поток из ядра в мантию).

#### Тепловой поток из ядра в мантию

Эта величина очень важна для понимания энергетического баланса Земли, для моделирования магнитного поля, а также скорости роста и возраста внутреннего ядра. Саму величину можно оценить из закона Фурье следующим образом:  $Q = 4\pi R^2 \kappa (dT/dr)_{\text{СМВ}}$ , где  $4\pi R^2$  – площадь границы ядро–мантия,  $\kappa$  – теплопроводность нижних слоев мантии, а  $(dT/dr)_{\text{СМВ}}$  – термический градиент у основания мантии (его можно оценить, если учесть, что термобарьерный слой у основания мантии имеет толщину около 150 км и разность температур около 1500 К, см. рис. 5.20). Само существование термобарьерного слоя обязано раздельной конвекции мантии и ядра и очень низкой теплопроводности мантийных минералов. Традиционные оценки теплопроводности мантийного вещества составляют  $\sim 10$  Вт/(м·К), что дает тепловой поток 15,2 ТВт из ядра в мантию. Недавняя оценка 11,0 ТВт [Manthilake et al., 2011] была получена похожим образом на основании экстраполированных величин теплопроводности. Есть основания считать обе оценки завышенными: теплопроводность, а соответственно и тепловой поток, скорее всего, ниже (рис. 5.21). В то же время считается, что тепловой поток не может быть меньше 5 ТВт, поскольку при более низких величинах не удастся получить динамо-механизм, генерирующий в ядре магнитное поле [Nimmo, 2007].

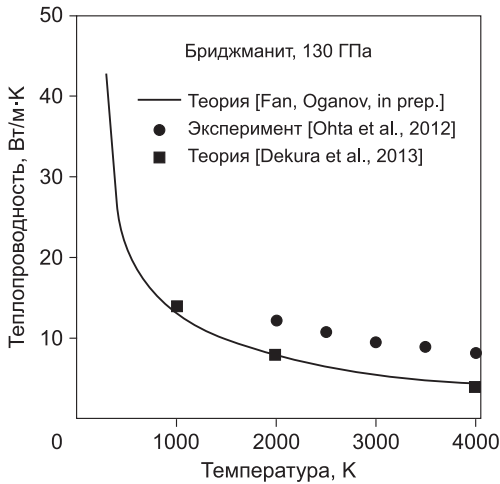


Рис. 5.21. Теплопроводность чистого  $MgSiO_3$ -перовскита (бриджманита) при давлениях возле границы ядро-мантия (по: [Fan, Oganov, in prep.]).

Наша оценка в модифицированном приближении Дебая-Каллавея [Fan, Oganov, 2020] при 130 ГПа и 3500 К составляет 4,9 Вт/(м·К) и превосходно согласуется с экспериментом. В то же время теплопроводность периклаза  $MgO$  при тех же условиях составляет 38 Вт/(м·К) [Tang, Dong, 2010]. Композит из 20 % периклаза и 80 % бриджманита будет иметь теплопроводность 11,5 Вт/(м·К), а если учесть влияние содержания Al и Fe в этих минералах, приводящее к двукратному понижению теплопроводности мантийной породы [Manthilake et al., 2011], то получим величину 5,8 Вт/(м·К) и скорректированный тепловой поток 8,8 ТВт.

роды [Manthilake et al., 2011], то получим величину 5,8 Вт/(м·К) и скорректированный тепловой поток 8,8 ТВт.

### Фазовые превращения мантийных минералов и их влияние на мантийную конвекцию

Фазовые превращения играют огромную роль в динамике Земли [Ringwood, 1991; Tackley et al., 1993]. Особую роль в нашем контексте играют фазовые превращения, отвечающие за сейсмические границы на 670 км (граница между переходной зоной и нижней мантией) и на 2700 км (граница слоя D'').

Граница на 670 км связана с реакцией:  $(Mg,Fe)_2SiO_4$  (рингвудит) =  $(Mg,Fe)SiO_3$  (бриджманит) +  $(Mg,Fe)O$  (ферропериклаз). Эта реакция эндотермична, и ее линия равновесия имеет отрицательный клапейроновский наклон  $dP/dT = \Delta S/\Delta V$  ( $\Delta S$ ,  $\Delta V$  – энтропии и объемы реакции), по разным оценкам, от -0,4 до -3 МПа/К. Такие превращения с  $dP/dT < 0$  являются барьером (частичным или абсолютным) для конвекции: на такой границе (на глубине 670 км) повышение температуры приводит к образованию более плотной фазы, что подавляет плавучесть более горячего вещества в областях апвеллинга. Аналогично, подавляется и отрицательная плавучесть холодного вещества в областях даунвеллинга. Геодинамическое моделирование [Tackley et al., 1993] показало накопление субдуцированных слэбов на границе 670 км с последующим лавинообразным проваливанием их в нижнюю мантию. Граница 670 км могла бы, при определенных условиях, обеспечивать послойную конвекцию мантии.

Граница D'' связана с фазовым переходом бриджманит-постперовскит в  $(Mg,Fe)SiO_3$ , и этот переход экзотермический, с очень большим положительным наклоном  $dP/dT$  (разные исследователи дают величины от 7 до 13 МПа/К). Экспериментальные величины имеют значительную погрешность (рис. 5.22), а все теоретические оценки были сделаны в рамках квазигармонического приближения. Недавно [Kruglov et al., 2021] мы сделали точ-

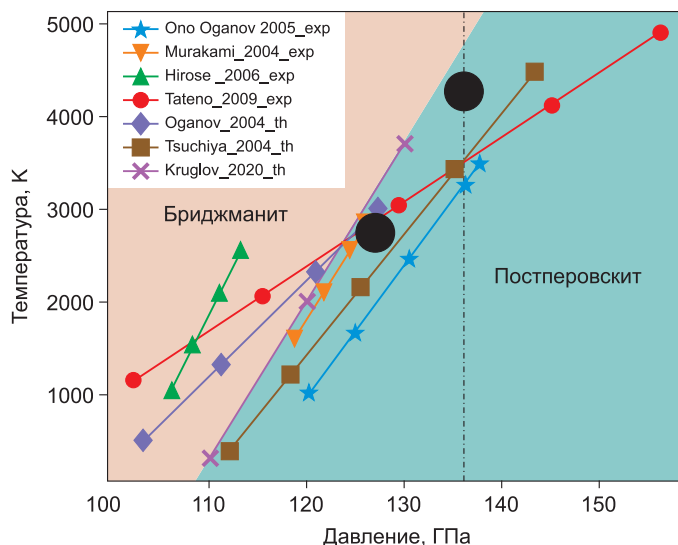


Рис. 5.22. Фазовая диаграмма MgSiO<sub>3</sub> (по: [Kruglov et al., 2021]).

Большие черные кружки обозначают верхнюю и нижнюю сейсмические границы слоя D'' [Sidorin et al., 1998; Hernlund et al., 2005].

ный квантово-механический расчет с учетом всех ангармонических эффектов и получили  $dp/dT = 5,9$  МПа/К (см. рис. 5.22), что удивительным образом совпадает с пророческими работами Сидорина, где еще до открытия постперовскита аномалии слоя D'' были интерпретированы как следствие неизвестного фазового перехода при 127 ГПа с наклоном 6 МПа/К [Sidorin et al., 1998]. Положение линии равновесия, скорее всего, сдвинется на несколько ГПа и на несколько сотен градусов для реальных мантийных составов, наиболее вероятное положение этой линии равновесия показано на рис. 5.22.

Положительный наклон линии равновесия означает положительный эффект этого превращения на конвекцию и имеет важнейшие последствия для эволюции Земли. Очевидно, что по мере охлаждения мантии область стабильности постперовскита увеличивается и слой D'' растет. В ранней истории Земли, когда мантия была горячее, слой D'', вероятно, отсутствовал – для этого потребовались бы температуры на 300 К выше, чем сейчас, т. е. примерно 3 млрд лет назад [Nimmo et al., 2004] появление слоя D'' усилило конвективный теплоперенос (в первую очередь посредством плюмов) и могло обусловить начало переходного периода.

## 5.11. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Итак, переходный период в геологической истории Земли – это время больших перемен. Причиной этих перемен стали изменения теплового состояния планеты. После аккреции среди механизмов, способствующих разогреву ее недр, ведущую роль стал играть радиоактивный распад. Ему противостояли процессы охлаждения, связанные с выносом внутреннего тепла к

поверхности в результате конвективных движений мантийных масс, включая вулканизм. Радиоактивное излучение со временем ослабевало, поэтому после некоторого перегрева, пришедшегося на время, когда радиоактивный вклад превышал общее излучение, Земля стала охлаждаться.

Показателем внутренней температуры Земли служат петрологические данные. В соответствии с ними, а также с модельными построениями (см. рис. 5.3) пик разогрева пришелся на 2,5–3,0 млрд лет. Этому интервалу отвечают значительные изменения в строении и составе верхних оболочек, связанные с их интенсивным плавлением. По данным Re-Os и Hf изотопии, в это время произошло быстрое формирование субконтинентальной литосферной мантии (SCLM) до 70 % ее объема [Begg et al., 2009, 2010]. Ее особенностью является аномально низкое содержание Fe [Griffin et al., 2009, 2011], свидетельствующее о высокой степени плавления при высоком давлении (4–6 ГПа) [Griffin et al., 2009; Herzberg, Rudnick, 2012]. Произошли и радикальные изменения в составе земной коры, в которой в интервале 3–2,5 млрд лет быстро возрастала доля пород, более богатых SiO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O, литофильными элементами, Rb, Ba, Sr, U, Th, и сокращался вклад основных пород, богатых Mg, Na и сидерофильными элементами Ni, Cr. Появление больших объемов кислой коры было связано с массовым плавлением ранней мафической коры и выделением из нее более легкоплавкой салической составляющей, которая и сформировала кору современного типа с выраженным гранитным слоем (рис. 5.23).

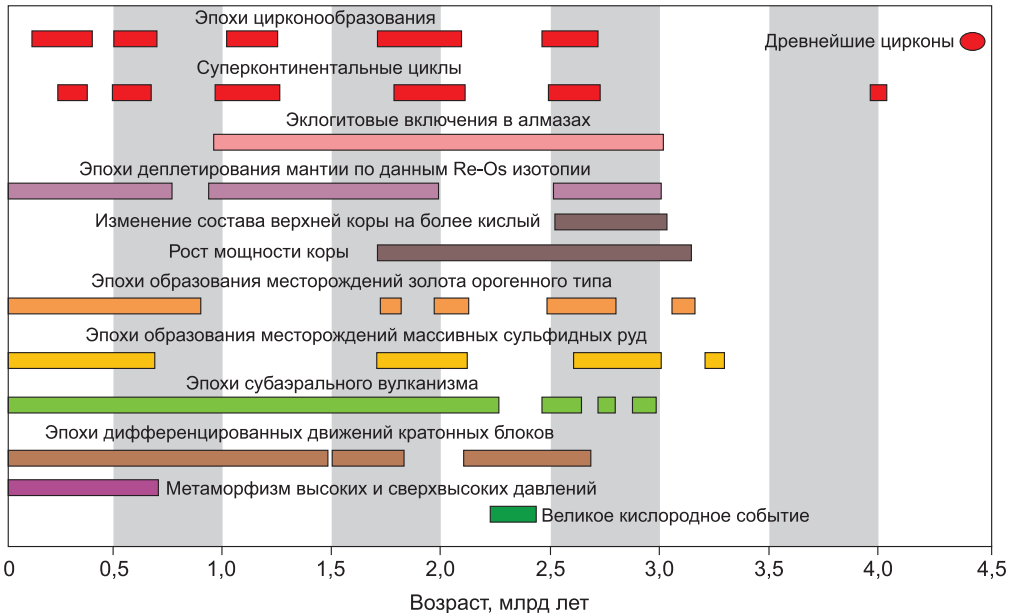


Рис. 5.23. Схема сопоставления ряда важных геологических процессов в истории Земли (по: [Hawkesworth et al., 2017]).

Сброс термальной энергии в начале переходного периода в дальнейшем не был компенсирован радиоактивным распадом, и впоследствии Земля стала остывать более активно. Это осложнило верхнемантийное перемешивание, произошли обособление слоя деплетированной мантии и изменения в тепловой регуляции в верхней мантии, приведшие к тепловой дивергенции. Показателями этих процессов стали изменения в поведении изотопных систем Rb–Sr, Sm–Nd,  $^{18}\text{O}$ , Re–Os, которые с рубежа ~2,5 млрд лет обрели тренды развития, свидетельствующие о важной роли деплетированного мантийного источника в их характеристиках.

Бурный рост континентальной коры в первой половине переходного периода характеризовался изменениями в составе магматических ассоциаций. Важную роль стали играть известково-щелочные ассоциации, типичные для зон конвергенции, появились щелочные магматические комплексы, характерные для зон континентального раскола. Пик формирования такого магматизма пришелся на интервал 2,7–2,5 млрд лет, который рядом исследователей связывается с образованием первого суперконтинента [Bleeker, Ernst, 2006], хотя, как отмечалось выше, проблема формирования первого суперконтинента остается дискуссионной и требует дальнейшего исследования. Отмечаемые изменения в строении и составе литосферы, включающие также образование SCLM, сближают ее с современной литосферой, в становлении которой определяющую роль играют субдукционные процессы. Поэтому многие исследователи полагают, что именно в это время тектоника литосферных плит впервые проявила себя как глобальный процесс.

В целом, особенности плейт-тектонических процессов в переходный период, по-видимому, отличались от их современных характеристик. В соответствии с представлениями [Kogepaga, 2006], опирающимися на результаты моделирования термальной истории Земли, тектоника плит в это время была более вялой, т. е. отличались меньшими скоростями и менее «холодными» литосферными плитами, что осложняло процесс их субдукции. Представления согласуются с данными о более длительном существовании в это время пассивных континентальных окраин [Bradley, 2008], а также с данными о более горячем (рис. 5.24) и более пологом характере субдукционных зон, не позволяющем формировать породы с характеристиками сверхвысоких давлений. При этом, по-видимому, процессы субдукции были связаны с малыми плитами [Хаин, 2003], что способствовало образованию отдельных суперкратонов, на границах которых происходило погружение верхних оболочек Земли в мантию. Благодаря механизмам субдукции в интервале 2,7–2,5 млрд лет произошли те революционные изменения в корообразующих процессах, которые сформировали кору современного типа и способствовали расслоению верхних твердых оболочек Земли на привычные нам слои – деплетированную мантию, литосферную мантию и двухслойную кору. Субдукционные процессы должны были способствовать обогащению мантии водой и, как следствие, более широкому проявлению базальтов островодужного типа. Они также способствовали более быстрому охлаждению мантии за счет погружения в нее более холодных слэбов.

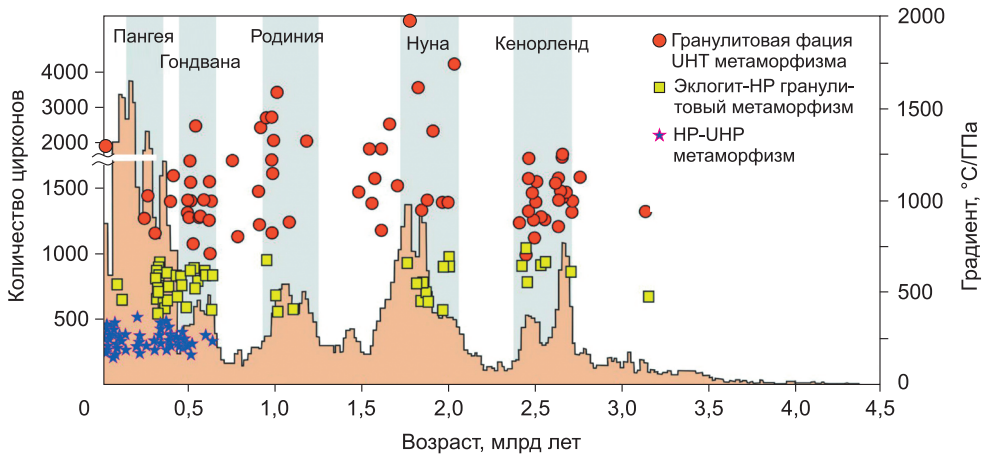


Рис. 5.24. Проявления метаморфических пород разных фациальных серий [Brown, 2007, 2014] на фоне процессов корообразования, фиксируемых распределениями U-Pb возрастов детритового циркона [Voice et al., 2011].

По мнению [Condie et al., 2015], развитие субдукции привело к изменению в глобальной мантийной конвекции, так как по мере продолжения субдукции океанические слэбы накапливались в основании верхней мантии. По достижении определенной массы погребенная литосфера погружалась в нижнюю мантию до границы ядро-мантия ( $D''$ ). Обвал холодных плит на слой  $D''$  порождал восходящие струи мантии – мантийные плюмы. Плавление верхних частей плюмов порождает магматизм OIB-типа, тогда как реститовая (истощенная) их часть смешивалась с верхней мантией, тем самым постепенно усиливая ее истощенный характер.

Этот бурный период в истории нашей планеты, характеризовавшийся не только резкой активизацией мантийных процессов, вызванных перегревом мантии, но и мощнейшим корообразованием, и формированием первых крупных кратонов, завершился периодом тектонической паузы, растянувшейся почти на 300 млн лет. Тектоника плит как глобальный механизм регулирования эндогенной активности Земли в полном объеме заработала после завершения этой паузы примерно 2,1 млрд лет назад.

В периодизации истории Земли, предложенной Хоксвортом с коллегами [Hawkesworth et al., 2017], предусмотрено выделение пяти основных этапов эволюции: *a* – аккреция Земли, *b* – режим тектоники покрывки до 3,0 млрд лет, *c* – 3,0–1,7 млрд лет – ранняя тектоника плит, с «горячей» субдукцией при относительно высоких геотермических градиентах (см. рис. 5.23); *z* – 1,7–0,75 млрд лет – период, характеризующийся отсутствием больших геологических изменений, так называемый скучный миллиард [Holland, 2006]; *d* – <0,75 млрд лет – тектоника литосферных плит, отличающаяся «холодной» субдукцией, т. е. происходящая при относительно низких геотермических градиентах (см. рис. 5.23).

В этой последовательности этапов переходный период выделяется как время развития тектоники плит, в условиях еще достаточно горячей мантии и, соответственно, высоких температурных градиентов. Возможно, его следует детализировать: 3,0–2,4 млрд лет – тектоника столкновения кратонизированных террейнов и формирование крупных кратонов с участием тектоники малых плит; 2,4–2,1 млрд лет – тектоническая пауза, когда тектоническая активность на Земле замерла, и, возможно, находилась в состоянии возврата к LID тектонике; с 2,0 и до 1,7 млрд лет – тектоника плит с «горячей» субдукцией.

Начиная с переходного периода плейт-тектоника постепенно становится господствующим режимом, генерировавшим новую континентальную кору, которая становилась более толстой и более дифференцированной. Как отмечают [Hawkesworth et al., 2017], переход от неплитной тектоники на Земле к той, в которой доминирует тектоника плит, вряд ли был резким. Все имеющиеся данные об изменениях, которые произошли в это время в составе и строении литосферы, в магматизме, в составе океана, свидетельствуют о постепенном охлаждении мантии, показывают, что этот переход растянулся на сотни миллионов лет.

Важным следствием геологических процессов переходного периода стала так называемая «кислородная революция». Фотосинтезирующие организмы, по-видимому, появились достаточно рано, по крайней мере, результаты их деятельности фиксируются с палеоархея. Но для того чтобы свободный кислород накопился в большом объеме, Земле необходимо было терять восстановители. Повышение уровня кислорода в атмосфере последовало за значительным увеличением объема и толщины континентальной литосферы, изменением состава континентальной коры и более активным взаимодействием ее пород с атмосферой и гидросферой. Важную роль в изоляции восстановленного материала сыграла его субдукция в мантию. Быстрое накопление кислорода началось, когда органический углерод стал погребаться в больших объемах. На это, в частности, указывали [Holland, 2009] и ряд других исследователей, отмечавшие, что время появления свободного кислорода определяется геологическими потоками редуцирующих веществ.



## Глава 6

### ПОЗДНИЙ ПЕРИОД ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

После переходного периода развитие Земли в основном определялось механизмами тектоники плит и глубинных мантийных плюмов (или новой глобальной тектоники), обеспечивающими взаимодействие всех оболочек нашей планеты от ядра до коры, гидросферы и атмосферы. Ниже рассмотрены главные характеристики этих важнейших механизмов тектонической эволюции Земли.

#### 6.1. ТЕКТОНИКА ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

##### История вопроса

Концепция тектоники литосферных плит сформировалась в 60-х гг. XX столетия, сменив господствующую в то время геосинклинальную концепцию. Эта новая теория стала объединяющей моделью, которая совместила согласованные подходы к происхождению складчатых поясов Земли, распределению землетрясений, дрейфу континентов, а также к пониманию особенностей эффективного механизма охлаждения Земли. В процессе развития идей тектоники плит стало необходимо найти связи формирования и развития всех геологических структур (океанов, континентов и горно-складчатых сооружений) с глубинными процессами, свойственными всей Земле.

Подробно история создания концепции тектоники литосферных плит была рассмотрена в монографии [Зоненшайн и др., 1976], здесь мы остановимся на ключевых моментах ее формирования. Совпадение контуров побережья Африки и Южной Америки было подмечено еще в XVII в. Френсисом Бэконом и в XVIII в. Теодором Лилиенталем, но собственно истоки представлений о тектонике литосферных плит относятся к XIX–началу XX в., когда некоторые исследователи обратили внимание на возможность дрейфа континентов. Так, первые предположения о возможности дрейфа материков высказывал Антонио Снайдер. В 1858 г. он опубликовал карты, показывающие континенты в момент их смыкания, а также карты с современным положением материков. А. Снайдер пытался таким образом объяснить сходство залегания пластов каменного угля в Европе и Северной Америке.

В 1910 г. Фрэнк Тейлор опубликовал статью, в которой последовательно излагал гипотезу дрейфа континентов: он упоминал о единстве материков по окраинам Атлантики, сходстве геологии Гренландии с Канадой и Северной Европой, которая откололась от них. Возникновение Гималаев Тейлор трактовал движением континентальных масс с севера на юг и их давлением на Индостанский полуостров. Механизму движения он уделял мало внимания.

В начале XX в. основы возможности дрейфа континентов представил геологической общественности Альфред Вегенер, но его идеи были подвергнуты критике, особенно геофизиками. Возрождение интереса к этой научной проблеме произошло 40–50 лет спустя, когда английскими палеомагнитологами Кейтом Ранкорном и Патриком Блеккетом были получены первые данные по траекториям кажущегося движения полюсов континентов, различие между которыми лучше объяснялось их относительным дрейфом [Runcorn, 1962].

К 60-м годам XX столетия были сделаны принципиальные открытия. Во-первых, геофизиками была установлена астеносфера, кровля которой лежит на глубинах 100–120 км под континентальной корой и 50–60 км – под океанической, подошва астеносферы находится на глубинах 250–350 км. Она подстилает литосферу мощностью 70–100 км, которая венчается на континентах континентальной корой. Астеносфера отличается пониженными скоростями сейсмических волн, что связано с наличием в ней частично расплавленного мантийного вещества. Широкое применение эхолотирования позволило составить карту океанического дна Мирового океана. Анализ этой карты показал, что в океанах расположены срединно-океанические хребты, возвышающиеся над абиссальными равнинами на 1,5–2 км. Океанологические экспедиции с применением заборных геологических приборов установили, что на хребтах обнажаются базальты, габбро и даже ультраосновные породы, а абиссальные равнины сложены осадками, покрывающими базальтовое ложе океанов.

Имеющиеся данные о строении дна океанов и состоянии вещества верхней мантии Земли позволили Роберту Дитцу [Dietz, 1961] и Гарри Хессу [Hess, 1962] выдвинуть гипотезу спрединга (see flow spreading – растекание океанического дна). Согласно этой гипотезе, в мантии происходит конвекция со скоростью около 1 см/год. Восходящие ветви конвекционных ячеек выносят под срединно-океаническими хребтами мантийный материал, который обновляет океаническое дно в осевой части хребта каждые 300–400 лет. Континенты не плывут по океанической коре, а перемещаются пассивно, впаиваясь в литосферные плиты. Как отмечал в 1961 г. Р. Дитц, концепция раздвижения (спрединга) океанического дна «является в значительной мере интуитивной, она возникла при попытках интерпретировать данные по батиметрии океанического дна».

В 1963 г. гипотеза спрединга получила мощную поддержку в связи с открытием полосовых магнитных аномалий океанического дна, обоснование происхождения которых связано с именами Фредерика Вайна и Драммонда Мэтьюза. Они соединили идеи спрединга с периодическими инверсиями

магнитного поля Земли, записанными в положительных и отрицательных океанических аномалиях. В своей статье «Магнитные аномалии над океаническими хребтами» [Vine, Matthews, 1963], объясняя картину полосовых магнитных аномалий Индийского океана, они писали: «...если происходит раздвижение океанического дна, перемещающиеся блоки нормально и обратно намагниченного материала должны двигаться в стороны (противоположные. – Ред.) от центра океанического хребта и вытягиваться параллельно его гребню». В этом отношении аномальное магнитное поле океана напоминает, в какой-то мере, магнитную ленту, на которой записана история спрединга, история раскрытия океана.

Следующий шаг в создании теории литосферных плит был сделан в 1965 г. Джоном Тузо Уилсоном, который опубликовал статью «Новый класс разломов и их отношение к континентальному дрейфу» [Wilson, 1965]. В океане такие разломы были названы «великими разломами». Они пересекают срединно-океанические хребты, смещая отдельные их участки, расположенные между этими разломами, относительно друг друга. Дж. Уилсон назвал эти разломы трансформными и предположил, что вдоль них происходит движение плит, они переносят движение с одной границы на другую. Он объяснил отмеченный выше парадокс тем, что разломы не являются более поздними структурами по сравнению с осями спрединга, а развиваются одновременно с ними.

Следующий важный шаг в создании концепции тектоники плит был сделан в 1968 г., когда Уильям Морган опубликовал статью «Океанические поднятия, глубоководные желоба, большие разломы и блоки земной коры» [Morgan, 1968], а Ксавье Ле Пишон – работу «Спрединг океанического дна и дрейф континентов» [Le Pichon, 1968]. Используя систему срединно-океанических, глубоководных желобов и трансформных разломов, т. е. структур, нарушающих сплошность литосферы, эти исследователи разбили поверхность Земли на несколько блоков или плит, перемещающихся относительно друг друга. Границами литосферных плит являются зоны современной эндогенной активности Земли. У. Морган и К. Ле Пишон предположили, что в одних зонах – срединно-океанических хребтах – плиты наращиваются, а в других – системах островных дуг – сближаются и уничтожаются. Если Земля имеет постоянный объем, то количество приращенной и уничтоженной литосферы за единицу времени должно быть равно нулю. Учитывая, что форма Земли близка к эллипсоиду вращения с близкими по величине полуосями, любые движения жестких литосферных плит можно описать теоремой Эйлера, согласно которой любое перемещение геологического объекта (плиты, континенты, террейны) на сфере может быть представлено как вращение вокруг оси, проходящей через центр Земли. Точка пересечения этой оси с поверхностью называется полюсом вращения. Джон Морган и К. Ле Пишон, применив приемы сферической геометрии Эйлера, доказали, что общее количество движений по любой окружности, пересекающей центр Земли, равно нулю. Эти работы положили начало кинематическому направлению тектоники плит.

Наконец, в том же 1968 г. вышла статья ведущих американских геофизиков Брайана Айзекса, Джека Оливера и Линна Сайкса «Сейсмология и новая глобальная тектоника» [Isacks et al., 1968]. На этот раз геофизики подтвердили реальность движения литосферных плит (в начале XX в. основные возражения против тектоники плит выдвигали именно геофизики). Действительно, в зоне срединно-океанических хребтов наблюдается разрыв сплошности литосферы, к поверхности Земли подходит непосредственно астеносфера. В этой активной зоне отмечаются мелкофокусные (не более 40 км) землетрясения, возникающие целыми роями и фиксирующие, скорее всего, непосредственный подъем к поверхности магматического расплава. Землетрясения в этих зонах происходят в условиях растяжения. В зонах трансформных разломов землетрясения отмечаются только в их активных фрагментах, фиксируя саму границу литосферных плит.

Иная картина наблюдается в зонах островных дуг и активных континентальных окраин, которые всегда сопровождаются глубоким (до 10 км и более) желобом и вулканической дугой. От желоба в глубь Земли погружаются холодные и очень плотные пластины толщиной до 100 км, о чем свидетельствуют пониженный у желоба тепловой поток и аномалии силы тяжести. Эти пластины, так называемые глубинные сейсмофокальные зоны, или зоны Бенъоффа, отличаются от ниже- и вышележащей мантии повышенной добротностью, именно в их пределах находятся известные здесь очаги землетрясений, а решения фокальных механизмов в них указывают на усилия сжатия. Таким образом, геофизические данные свидетельствуют о возникновении новой литосферы в осях срединно-океанических хребтов и уничтожении литосферы в системах островных дуг.

### **Основные положения тектоники плит**

Идеи тектоники плит быстро охватили научную геологическую общественность и практически сразу же были применены к изучению геологических структур прошлого. В первую очередь это касалось признания того, что принцип актуализма в полной мере распространяется и на представления о тектонике плит. Было очевидно, что глубинное строение Земли, установленное геофизическими методами, достаточно консервативно и являлось таким же, по крайней мере, в не столь отдаленном геологическом прошлом. Априори понятно, что основным энергетическим источником, питающим глобальный механизм тектоники литосферных плит, являются внутреннее тепло Земли и мантийная конвекция. Этот процесс, регулирующий теплопередачу от нижней мантии к подошве литосферы посредством подъема легких (относительно нагретых) и погружения (относительно холодных) масс идет непрерывно, образуя устойчивые конвективные ячейки (рис. 6.1). В верхней мантии эти ячейки выположены, течение вещества происходит почти в горизонтальной плоскости, и именно эта часть конвективных ячеек определяет горизонтальное движение вещества астеносферы и расположенных на ней плит. В целом, восходящие ветви конвективных ячеек располагаются под зонами дивергентных границ (срединно-океаническими хребтами и конти-

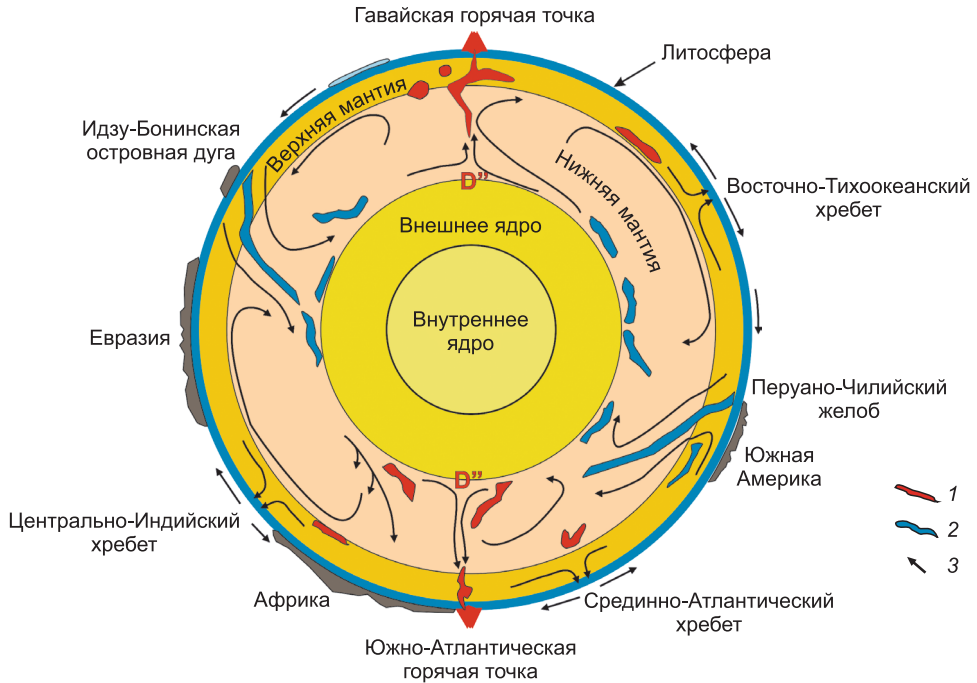


Рис. 6.1. Разрез Земли с основными элементами тектоники литосферных плит и гипотетическими линиями конвективных мантийных течений (с использованием данных [https://www.files.ethz.ch/structuralgeology/JPB/files/English/1Introtoecto.pdf]).

1 – относительно разогретые участки мантии с положительной плавучестью, 2 – относительно холодные участки мантии с отрицательной плавучестью, 3 – направление конвективных потоков.

нентальными рифтами), нисходящие – под зонами конвергентных границ (зонами субдукции) (см. рис. 6.1).

Эти физически очевидные механизмы тектоники литосферных плит опираются на три основных положения. Первое – верхняя мантия состоит из жесткого упругого наружного слоя (литосфера) и подстилающего его размягченного (астеносфера). Второе – большая часть механической энергии в поверхностном слое Земли выделяется в узких сейсмических поясах на границах литосферных плит. Третье – кинематика жестких литосферных плит строго подчиняется правилам сферической геометрии, движение жесткой плиты на сфере можно описать ее вращением вокруг точки на поверхности Земли (полюс Эйлера).

Поверхность Земли разделена на десятки литосферных плит, границы которых подчеркиваются зонами глобальных деформаций. На сегодня известно три типа границ литосферных плит:

1) дивергентные (рис. 6.2, а), свойственные спрединговым океаническим центрам (все срединно-океанические хребты, где образуется новая океаническая литосфера; см. рис. 6.1, 6.3) и континентальным рифтогенным об-

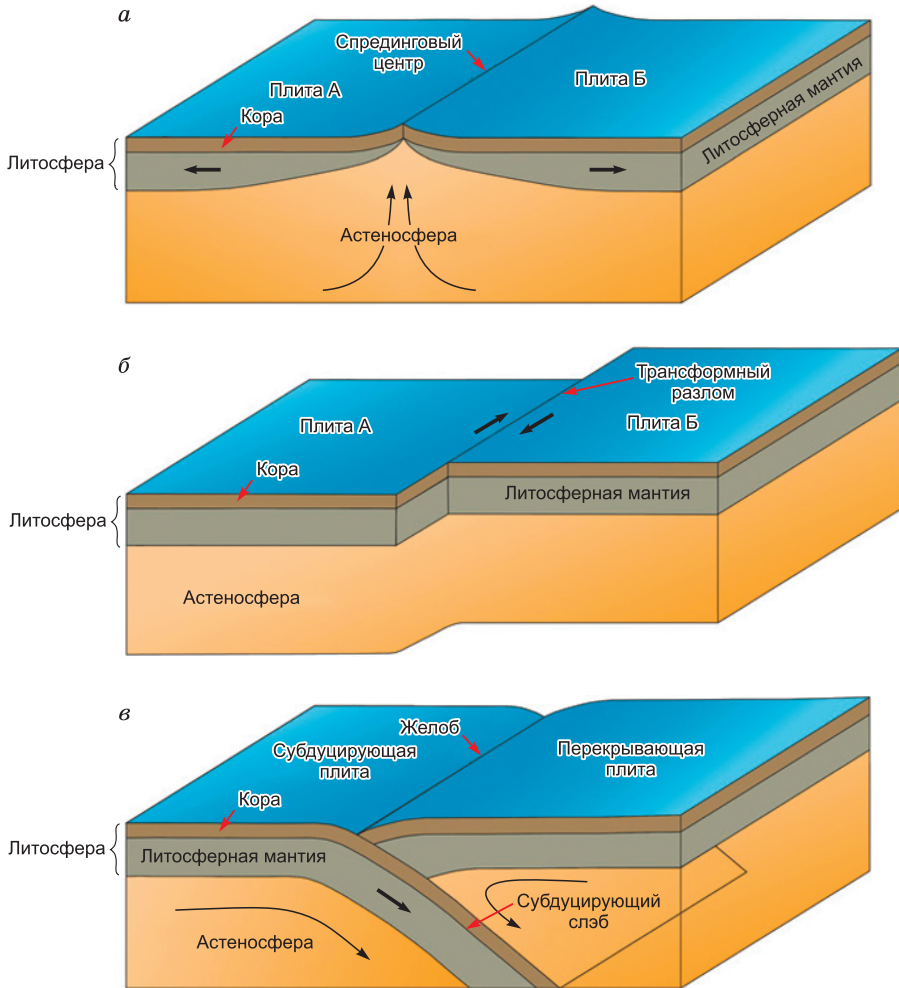


Рис. 6.2. Схематическое представление трех типов границ литосферных плит: дивергентный (а), трансформный (б) и конвергентный (в) (с использованием [Duarte, Schellart, 2016]).

ластям (например, Восточно-Африканский, Байкальский рифты и др.; см. рис. 6.3);

2) трансформные (см. рис. 6.2, б), вдоль которых происходит горизонтальное скольжение литосферных плит или их отдельных сегментов относительно друг друга (все трансформные разломы между зонами спрединга в океанах, западное побережье Северной Америки – разлом Сан-Андреас, разлом Мертвого моря и др.; см. рис. 6.3);

3) конвергентные (см. рис. 6.2, в), свойственные всем зонам субдукции (например, Идзу-Бонинская островная дуга, Андийский краевой вулканоплутонический пояс и др.; см. рис. 6.1, 6.3), а также зонам коллизии типа континент–континент (например, Индо-Евразийская коллизия и др.; см. рис. 6.3).



В первом случае происходит «уничтожение» океанической литосферы – затягивание в мантию и ассимиляция погружившегося вещества. Во втором – «уничтожения» погружающейся континентальной коры не происходит, она, в силу положительной плавучести относительно вещества мантии, подслаивает вышележащую континентальную кору другой (наезжающей) плиты и они вместе за счет эффекта изостазии образуют горные массивы (Кавказ, Памир, Гималаи и др.).

### **Движущие механизмы тектоники плит**

Основной, как полагают многие исследователи, движущей силой для океанических плит является сила тяги плиты (Slab-Pull), которая возникает из отрицательной плавучести нисходящей плотной части океанической литосферы в зонах субдукции и пропорциональна избыточной массе холодной плиты по отношению к массе более теплой смещенной мантии [Spence, 1987].

Другая движущая сила связана с гравитационным скольжением океанических литосферных плит в зоне спрединга срединно-океанических хребтов (Ridge-Push). Так как плита «плавает» в одном и том же бассейне медленно деформирующегося мантийного материала, более легкие (молодые) части плиты выталкиваются вверх, а более тяжелые (древние) части смещаются вниз. Поэтому спрединговые хребты находятся выше (или дальше от гравитационного центра Земли), чем более старые участки плиты вблизи зон субдукции. Это топографическое различие «скатывает» плиту из возвышенного спредингового хребта в зону субдукции. Обычно считается, что сила толчка гребня намного меньше силы тяги плиты [Lithgow-Bertelloni, Richards, 1998].

Литосферные плиты различаются по своему строению и геологической истории. Выделяются плиты, сложенные исключительно океанической корой (например, Тихоокеанская плита), другие плиты включают фрагменты и океанической, и континентальной коры. Континентальная литосфера остается на поверхности Земли миллиарды лет и фиксирует древнюю историю, связанную с ее долгим путешествием по поверхности планеты, океанические же плиты менее долговечны и с более эфемерными чертами геологической истории.

Важнейшими механизмами тектоники литосферных плит являются спрединг и субдукция. Спрединг характеризует процесс, происходящий в зонах раздвига литосферных плит (в срединно-океанических хребтах) и приводящий к образованию новой океанической коры. Горизонтальное растяжение вблизи границы литосферных плит обеспечивает подъем астеносферной мантии Земли, а также создает условия для ее декомпрессионного плавления и образования новой океанической коры, компенсирующей расхождение плит [Добрецов и др., 2001; Зоненшайн, Кузьмин, 1993]. Скорость спрединга в срединно-океанических хребтах варьируется от 1–2 до 18 см в год, что позволяет разделять последние [Добрецов и др., 2001] на высокоспрединговые (>8 см/год, Восточно-Тихоокеанское поднятие), промежуточные (5–8 см/год, Срединно-Индийский хребет), медленноспрединговые (<5 см/год, Срединно-Атлантический хребет). Когда новообразованный сегмент плиты удаляется от срединно-океанического хребта, он постепенно остывает [Davies,

Davies, 2010]. Охлаждение также приводит к тому, что плиты становятся толще с удалением от гребня, поскольку толщина холодного и жесткого слоя увеличивается по мере того как они теряют тепло. Мощность океанической литосферы в зонах срединно-океанических хребтов не превышает, как правило, 10 км, а чаще это первые километры, в то время как для самой древней океанической литосферы она может увеличиться до 100 км и более.

Океаническую кору геологического прошлого можно встретить в складчатых поясах, где ее представляют офиолиты. Их идеализированный разрез включает (снизу вверх): ультраосновные тектониты, ультраосновные и основные кумуляты, массивные габбро, иногда с плагиогранитами, комплекс параллельных даек, потоки подушечных и массивных базальтов, преимущественно пелагические осадки. Важнейшую роль в вопросах реконструкции такой коры играют геохимические и изотопные данные.

Субдукция – это процесс поглощения литосферной плиты, происходящий на границах столкновения плит. Различаются несколько типов подобного столкновения: континентальной плиты с океанической, океанической с океанической и континентальной с континентальной. В первом случае океаническая кора, как более плотная, погружается под континент по зоне подвига (зоне субдукции), над которой образуется магматическая дуга активной континентальной окраины. При столкновении океанических плит одна из плит остается в плавучем состоянии, другая, как правило, древняя и поэтому более холодная и плотная, погружается в мантию, а над зоной субдукции формируются островные дуги. В случае столкновения континентальных плит происходит образование складчатой области в результате тектонического сучивания и тектонического расслаивания коры столкнувшихся литосферных плит. Мощность коры при этом значительно увеличивается, достигая, например, под Гималаями ~70 км. Такая кора является тектонически неустойчивой и интенсивно разрушается поверхностной и тектонической эрозией. Ее особенностью является также масштабное гранитообразование, происходящее в результате плавления ее глубокометаморфизованных корней.

### **Вещественный состав магматических образований зон спрединга и субдукции**

Зоны спрединга характеризуются специфическим базитовым магматизмом. Формирующиеся в их пределах базальты обладают низким содержанием  $K_2O$  (<0,3 мас.%) и в различной степени обеднены LILE (K, Rb, Cs, Sr, Ba), U, LREE [Зоненшайн, Кузьмин, 1993]. Они имеют высокие значения  $^{143}Nd/^{144}Nd$  (высокие положительные значения  $\epsilon Nd$ , преимущественно от +12 до +8) и низкие  $^{87}Sr/^{86}Sr$  (0,702–0,704), что согласуется с их образованием из деплетированного мантийного источника. Эти базальты выделяются в особую группу базальтов MORB-типа, которые формируются при 10–20 % плавлении верхнемантийных источников на глубине 50–85 км. По составу среди базальтов срединно-океанических хребтов выделяются деплетированные (NMORB – normal mid-ocean ridge basalt), обогащенные (EMORB – enriched mid-ocean ridge basalt) и переходные (TMORB – transitional mid-ocean ridge

basalt) разности. Для EMORB, которые чаще встречаются вблизи симаунтов или океанических островов, отмечается слабая положительная аномалия Nb, что сближает их с внутриплитными базальтами океанических островов. Эта черта, а также слабое обогащение LILE и легкими РЗЭ, может отражать участие в их образовании расплавов, подобных базальтам океанических островов. Петро- и геохимические характеристики вулканических пород офиолитовых комплексов древних складчатых поясов свидетельствуют о том, что в палеоспрединговых зонах преобладали толеитовые базальты, обедненные большинством литофильных элементов. Отмеченные геохимические характеристики помогают распознавать фрагменты древних океанов в строении складчатых поясов.

В образовании субдукционных магм принимают участие различные по глубине источники, от нижнекоровых до верхнемантийных. Это прежде всего материал субдуцировавшей океанской коры (базальты и осадки) и продукты ее дегидратации, понижающие температуру плавления в надсубдукционном клине, который включает также литосферную мантию и кору. На участие осадков в продуктах плавления указывает целый ряд особенностей состава пород зон субдукции. К их числу относятся изотопные характеристики вулканитов. Так, основные породы магматических дуг относительно MORB характеризуются, как правило, повышенными значениями отношения  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , в них установлено присутствие короткоживущего (период полураспада  $\sim 1,5 \cdot 10^6$  лет) изотопа  $^{10}\text{Be}$ , который образуется на поверхности и может попасть в расплавы только через рециклинг осадков. Величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в основных породах островных дуг достаточно низкие (0,702–0,705), а значения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  положительные и высокие, тогда как в породах континентальных окраин они варьируются, отражая переменный вклад континентальной коры в надсубдукционные магмы. Отмечается также устойчивая корреляция между Th/La в вулканитах и осадках вблизи дуги [Plank, 2005], которая предполагает, что субдуцированные осадки контролируют величину Th/La в островодужных магмах.

Разнообразие состава источников плавления в обстановках конвергентных границ, а также вариации условий их плавления на разных глубинах способствуют формированию крайне разнообразных по составу магм. Так, магматизм большинства островных дуг определяют базальты и андезитобазальты, в то время как андезиты и более кислые вулканиты играют решающую роль в магматизме активных континентальных окраин. В отличие от океанических базальтов, базальты конвергентных границ обычно являются кварцнормативными, высокоглиноземистыми ( $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 16–20 %) и низкотитанистыми ( $\text{TiO}_2 < 1$  %). Их отличительная особенность – низкое содержание высокочarged элементов, прежде всего Nb и Ta, которое эффектно выделяется провалами на графиках относительного содержания несовместимых элементов [Hawkesworth et al., 1994; Pearce, Peate, 1995].

По петролого-геохимическим характеристикам среди магматических продуктов краевых вулканических поясов выделяют толеитовую, известково-щелочную и шошонитовую магматические серии, которые сменяют друг

друга по мере удаления от глубоководного желоба. Такая поперечная магматическая зональность свидетельствует о том, что многие различия в составе магматических пород этих поясов связаны с глубиной залегания зоны Беньоффа. Эта зональность, в частности, определяет проявление геохимической зональности. Геохимическая зональность связана с ростом концентраций K, Rb, Sr, Ba и других литофильных элементов по мере удаления от желоба. В этом же направлении отмечается рост K/Na и отношений легких редкоземельных элементов к тяжелым (La/Yb), снижение величины Fe/Mg и нормативной насыщенности пород кремнеземом, что проявляется даже в близких по составу породах из различных магматических зон.

Зоны конвергентных границ характеризуются также ярко выраженной метаморфической зональностью. Вблизи глубоководного желоба формируются ассоциации метаморфических пород высоких давлений и низких температур, отвечающие условиям «холодной» литосферы на больших глубинах. Под вулканическим поясом образуются метаморфиты умеренных давлений и высоких температур, образование которых происходит под воздействием восходящих флюидов и магм, вызывающих метаморфизм амфиболитовой фации.

Субдукция является наиболее важным и эффективным механизмом формирования и преобразования континентальной коры. Ее образование происходит как за счет аккреционных процессов, которые наращивают фронтальную часть висячей плиты (аккреционных призм) материалом, скобленным с погружаемой плиты, так и за счет магматических процессов, преобразующих океаническую кору в кору континентального типа. Материал аккреционных призм по составу в значительной степени отвечает рециклированному материалу коры, который в результате размыва континентов был перераспределен на океанические плиты [Kroner et al., 2017]. Собственно новообразование континентальной коры происходит в результате субдукционных процессов. Погружение водонасыщенной океанической литосферы (слэба) в астеносферу сопровождается процессами ее дегидратации и частичного плавления, образованием флюидных потоков, способствующих плавлению мантии надсубдукционного мантийного клина. В результате образуются известково-щелочные магмы, продукты которых (базальты, андезиты, дациты и риолиты) определяют состав коры островных дуг. Последняя по сравнению с корой океанических плит обладает более высокой плавучестью и поэтому включается в состав литосферной оболочки континентов. «Континентализация» коры в обстановках зон субдукции происходит в результате метаморфических и магматических (гранитизации) процессов. Наиболее активно эти процессы проявляются в зонах магматических поясов, где формируются многочисленные промежуточные магматические камеры, тепловое воздействие которых на вмещающую кору ведет к ее метаморфизму, плавлению с образованием кислых расплавов и к вещественной дифференциации коры в результате перемещения кислых расплавов в ее верхние горизонты. Поэтому островные дуги следует рассматривать в качестве структур,

в пределах которых образуется новая континентальная кора с характерным для нее двучленным строением – с «базитовым» и «гранитным» слоями.

## **6.2. ГОРЯЧИЕ ТОЧКИ И МАНТИЙНЫЕ ПЛЮМЫ, ГОРЯЧИЕ ПОЛЯ МАНТИИ**

В 1963 г., когда только создавались основы тектоники плит, Дж.Т. Уилсон обратил внимание на действующие вулканы, которые располагаются внутри океанических плит и образуют цепи, ориентированные противоположно по отношению к вектору перемещения океанической плиты [Wilson, 1963]. Было сделано предположение, что вулканические цепи связаны с горячими точками мантии, прожигающими литосферу по мере ее прохождения над ними. Принципиальное отличие горячих точек от литосферных плит в том, что последние перемещаются по астеносфере, и потому они в разное время занимают разные географические позиции на поверхности Земли. Горячие же точки долгое время сохраняют свое положение относительно абсолютной системы географических координат.

### **Мантийные плюмы**

Развитие представлений о горячих точках мантии стало одной из важнейших составляющих современной общей теории развития Земли, выделяемой под названием тектоники мантийных плюмов. Так, Уильям Джейсон Морган связывал горячие точки с мантийными плюмами, которые отражают конвекцию в нижней мантии, сопровождающуюся теплотокотом и выносом относительно примитивного вещества мантии в астеносферу [Morgan, 1971]. Эти представления вполне согласуются с данными сейсмической томографии, согласно которым зарождение плюмов связано с большими глубинами. Наиболее вероятными областями генерации плюмов являются разделы 670 км [Morgan, Shearer, 1993; Ringwood, Irifine, 1988; Wood, 1989; и др.] и слой D'' на границе ядро–мантия (см. рис. 6.1).

Концепция мантийных плюмов существенно дополнила тектонику литосферных плит, позволив объяснить многие явления, происходившие не на границах литосферных плит, а внутри них, в том числе завершавшихся распадом крупных континентальных блоков литосферы, что неоднократно происходило в истории Земли.

Области, связанные с мантийными плюмами, характеризуются специфическим магматизмом. Прежде всего, следует отметить, что они выделяются объемом излившихся лав, составляющим порой сотни тысяч–миллионы кубических километров при сравнительно короткой продолжительности магматической активности (порядка несколько миллионов лет). Данные характеристики позволили выделить их в особый разряд магматических явлений – крупные изверженные провинции [Bryan, Ernst, 2008]. Как отмечают Р. Уайт и Д. Маккензи [Whight, McKenzie, 1995], высокая магмопродуктивность этих областей не может быть обеспечена плавлением на уровне литосферы, а требует привнесения материала из более глубоких горизонтов мантии. Считается, что мантийные плюмы являются результатом термической

нестабильности пограничного слоя в основании мантии [Griffiths, Campbell, 1990; Morgan, 1971]. Предполагается, что полностью сформировавшийся мантийный плюм имеет диаметр несколько сотен километров или меньше и избыточную температуру  $\leq 300$  °C в верхней мантии [Davies, 1999; Griffiths, Campbell, 1990; Loper, Stacey, 1983; Zhong, Watts, 2002]. Мантийные плюмы могут быть ответственны за теплопередачу в мантии в несколько тераватт и, кроме того, могут также играть важную роль в охлаждении ядра Земли [Davies, 1988a, b; Sleep, 1990].

К числу проявлений внутриплитной активности, связанных с деятельностью мантийных плюмов, относятся трапповые провинции, рои гигантских базитовых даек, океанические плато и острова, т. е. те области, которые формировались вне связи с процессами на границах литосферных плит, хотя и могли инициировать последние (например, распад континентов). Магматизм таких провинций выделяется прежде всего преобладанием лав основного состава, и, кроме того, проявлениями бимодального и щелочного магматизма.

Магматизм мантийных плюмов в определенной степени зависит от того в пределах каких плит он проявляется. Так, океанические острова в основном сложены Fe-Ti базальтами, занимающими промежуточное положение между щелочными и толеитовыми базальтами. Для них типично высокое содержание MgO (более 8 %) вплоть до пикритовых составов. Согласно существующим оценкам [Albarede, 1992; Eggins, 1992; Watson, McKenzie, 1991], температура плавления в мантии для образования таких расплавов варьирует в пределах от 1450 до 1600 °C, что на 100–200 °C превышает температуру в астеносфере. Оценка давления для первичных расплавов современных мантийных плюмов различных районов, проведенная теми же авторами, дает величины от 25–30 до 40–50 кбар, что тоже существенно превосходит (на 15–20 кбар) условия плавления базальтов MORB. В отличие от базальтов срединно-океанических хребтов, они обладают повышенным содержанием большинства некогерентных редких элементов, в частности высоkozарядных Ta и Nb, что является важным подтверждением связи магматизма горячих точек не с деплетированной мантией, а с более глубинными, в том числе нижнемантийными источниками.

Среди континентальных проявлений мантийных плюмов наиболее значительными являются траппы. В целом их базальты характеризуются повышенным содержанием SiO<sub>2</sub> и K<sub>2</sub>O, они обогащены LILE и Th. В отличие от базальтов океанических островов, состав траппов часто является неоднородным. Среди них устанавливаются как низко- (TiO<sub>2</sub> < 2,0 %, обедненные также Ta и Nb), так и высокотитанистые (TiO<sub>2</sub> > 2,0 %) базальты. В строении трапповых провинций такие базальты обычно разделены пространственно или во времени. Большинство исследователей [Garland et al., 1996; Hawkesworth et al., 1992; и др.] объясняют такие различия контаминацией мантийных магм веществом континентальной литосферы. Изотопные характеристики магматизма мантийных плюмов отличаются достаточно широкими вариациями [Zindler, Hart, 1986; Туркина, 2008], что указывает на участие в их

образовании не только мантийных (как умеренно деплетированных, так и обогащенных), но и коровых источников.

### **Горячие поля мантии**

Распределение горячих точек по поверхности Земли не является случайным, большинство из них входит в состав скоплений, имеющих поперечники вплоть до десятков тысяч километров. Это впервые было продемонстрировано Л.П. Зоненшайном и М.И. Кузьминым [1983], которые показали, что проявления кайнозойского внутриплитного магматизма преимущественно сосредоточены в двух сейсмически малоактивных областях, отвечающих Африке с ее обрамлением и центральному Тихому океану. Эти области были выделены ими как Африканское и Тихоокеанское крупные горячие поля мантии, их особенностью является пространственная обособленность от конвергентных границ литосферных плит. Помимо них были выделены также два малых горячих поля мантии: Центрально-Азиатское и Тасманийское, которые в отличие от крупных полей возникли в тыловых участках зон субдукции, обрамляющих Тихий океан.

Понимание природы и внутреннего строения горячих полей мантии пришло только после применения методов сейсмографических исследований к изучению недр нашей планеты. Одна из первых публикаций – карта распределения скоростей сейсмических волн, была сделана А. Дзевонским с коллегами [Dziewonsky, 1984; Dziewonski, Anderson, 1981; и др.]. Эти работы показали, что в нижней мантии есть большие области, различающиеся по скорости распространения сейсмических волн, что указывает на различия в их тепловом состоянии. Низкоскоростные провинции (Large low-shear-velocity provinces, или LLSVPs) – Африканская и Тихоокеанская – совпали с выделенными [Зоненшайн, Кузьмин, 1983] большими горячими полями мантии и были определены также как Африканский и Тихоокеанский суперплюмы. Позднее [Burke, 2011], в англоязычной литературе этим низкоскоростным провинциям – горячим полям мантии были присвоены имена ученых, внесших фундаментальный вклад в развитие тектоники плит: Тузо (Tuzo) Африканской в честь Джона Тузо Уилсона и Джейсон (Jason) Тихоокеанской в честь Уильяма Джейсона Моргана.

В соответствии с сейсмическими исследованиями эти низкоскоростные провинции имеют не только термическое, но и, возможно, химическое происхождение, по крайней мере, вблизи границы с ядром [Garnero et al., 2007; Masters et al., 2000; Ni et al., 2002; Su, Dziewonski, 1997; Wang, Wen, 2004; Wen et al., 2001]. Действительно, если отдельные быстро короткоживущие LIP можно связать с термической нестабильностью на нижней границе мантии, то огромные масштабы и устойчивость существования Африканской и Тихоокеанской низкоскоростных провинций в объеме практически всей нижней мантии на протяжении сотен миллионов лет, скорее всего, имеют термомеханическую природу [Bull et al., 2009].

Эти мантийные аномалии начинаются от слоя D'' – пограничного слоя в основании нижней мантии (см. раздел 5.10), который имеет мощность 150–300 км. Перепад температур в пределах этого слоя около 1500 °С и определя-

ется взаимодействием процессов в ядре и нижней мантии. Поверхностные проявления суперплюмов могут включать аномальные топографические воздымания или суперсвеллы [Davies, Pribac, 1993; McNutt, Judge, 1990; Nyblade, Robinson, 1994], положительные аномалии геоида [Anderson, 1982; Hager et al., 1985], вулканизм горячих точек [Anderson, 1982; Courtillot et al., 2003; Duncan, Richards, 1991; Hager et al., 1985; Jellinek, Manga, 2004] и крупных вулканических провинций [Burke, Torsvik, 2004; Burke et al., 2008; Larson, 1991].

В пределах горячих полей мантии (или LLSVP), очевидно, происходит подъем горячего вещества мантии от слоя D'' до границы нижней-верхней мантии. Здесь эта тепловая аномалия (суперсвелл) разбивается на ряд струй (плюмов) мощностью 100–150 км, которые поднимаются до поверхности Земли, определяя положение горячих точек. Здесь стоит отметить, что если время формирования отдельных мантийных плюмов варьируется в широких пределах от первых миллионов лет до 100 млн лет и более (например, Гавайский плюм), то горячие поля мантии, прежде всего Африканское и Тихоокеанское, являются достаточно консервативными образованиями и, по оценке [Кузьмин, Ярмолюк, 2016], существуют более 1 млрд лет.

#### **«Холодные» области мантии**

Наряду с горячими выделяются также холодные поля мантии. На поверхности Земли они трассируют границы континентов. Одно холодное поле подстилает Американский континент, второе – связано с Восточной окраиной Азии и далее продолжается на Запад вдоль Альпийского пояса. Эти холодные поля с повышенными скоростями сейсмических волн связаны с зонами субдукции, т. е. с зонами, в которых фиксируется погружение в мантию холодных литосферных плит. Высокоскоростные аномалии в пределах таких полей имеют сложную структуру и прослеживаются до слоя D'' в основании нижней мантии.

Пространственная разобщенность горячих и холодных полей мантии в глубинах Земли служит показателем их глубинной связи, а именно, позволяет рассматривать их как важнейшие составляющие общей конвективной системы – как ее восходящую и нисходящую ветви. Этим представлениям вполне отвечают предложенные модели образования суперплюмов, связывающие их с динамикой литосферных плит [Li, Zhong, 2009]. Так, допускается, что суперплюмы могут возникнуть в результате перегрева мантии под суперконтинентами (например, [Anderson, 1982; Coltice et al., 2007; Evans, 2003; Gurnis, 1988; Zhong, Gurnis, 1993]). Другая модель предполагает, что суперплюмы могут формироваться при плавлении «кладбища» плит, которое образуется в основании суперконтинентов под влиянием тепла от ядра Земли. В частности, [Martyama et al., 2007] предполагают, что Тихоокеанский суперплюм – это остаток суперплюма, образовавшегося под Родинией около 800 млн лет назад. Также предполагается, что образование суперплюмов могло стать результатом лавинообразного схода слэбов к основанию мантии [Li et al., 2004, 2008; Martyama, 1994] (см. рис. 6.1). Этот механизм, подчеркивающий доминирующую роль погружающихся слэбов в формировании су-

перплюмов, впервые был предложен [Tackley et al., 1993]; накопление нисходящего холодного материала на глубине более 670 км приводит к частым лавинам верхнемантийного материала в нижнюю мантию. Конкурирующей является модель, предполагающая существование динамически согласованной конвекционной системы – процессы апвеллинга в одном полушарии и даунвеллинга в другом полушарии во время суперконтинентальных циклов [Zhong et al., 2007]. В соответствии с этой моделью нижняя мантия активно вовлечена в конвекцию, поэтому суперплюм в океанической области мог возникнуть до образования суперплюма, связанного с перегревом в основании суперконтинента.

Общей чертой всех этих моделей является связь суперплюмов с суперконтинентальными циклами. Эти циклы регулируются общемантийной конвекцией, которая вызывает движение вещества в объеме всей Земли и, в частности, определяет перемещения литосферных плит. Это, несомненно, главная особенность современных эндогенных процессов Земли. Существование такой общемантийной конвекции определяет две важные особенности современных геологических процессов на Земле. Во-первых, литосферное вещество Земли может погружаться до основания нижней мантии, а в дальнейшем, благодаря рециклингу, подниматься к поверхности и снова участвовать в формировании продуктов внутриплитовых процессов. Во-вторых, глубинные мантийные плюмы приносят к основанию астеносферы глубинное тепло Земли. Это тепло определяет возможность конвекции в астеносфере, которая вызывает движение литосферных плит, т. е. определяет процессы тектоники литосферных плит, ответственные за формирование всех современных поверхностных структур Земли.

Заканчивая раздел, отметим, что сочетание идей глубинных мантийных плюмов и тектоники литосферных плит завершили формирование новой парадигмы в геологии – новой глобальной тектоники. Эта геологическая концепция объединила разноглубинные процессы, действующие во всем объеме Земли и определившие закономерности ее развития в поздний период ее геологической истории. Синтезирующая роль этой концепции была хорошо продемонстрирована в работе [Zonenshain et al., 1991]:

«На Земле протекают три типа процессов: во-первых, тектоника литосферных плит; во-вторых, глобальная мантийная, очевидно, двухъярусная конвекция; в-третьих, процессы на границе ядро–мантия с выделением мощной энергии». Практически это современная тектоническая, эндогенная активность Земли.

«Тектоника плит является наиболее важной для формирования поверхностных структур, морфологии поверхности Земли, магматизма на границах плит, формирования многих полезных ископаемых и т. д. Надо заметить, что океаническая кора оказывается тяжелее астеносферы и способна погружаться в нее вплоть до границы нижней–верхней мантии».

«Взаимодействие ядро–мантия является главной движущей силой эволюции Земли. Оно еще во многом неясно и требует дополнительного изучения, но уже сейчас понятно, что это взаимодействие является главным ис-

точником энергии большинства земных процессов. Основные процессы на границе ядра и мантия протекают в слое D'', который имеет мощность около 250 км, отличается от вышележащей мантии повышенной температурой и пониженной плотностью. От данного слоя происходит с высокой скоростью (до 100 см/год) подъем диапиров, которые пересекают всю мантию и формируют внутриплитовый магматизм горячих полей. Распределение горячих полей на поверхности отражает разогретые области на границе ядро–мантия».

«Геохимические данные говорят о глубинном источнике вещества внутриплитового вулканизма. Скорее всего, этот источник (неистощенная мантия) является нижнемантийным». Возможно, опускающееся литосферное вещество, смешиваясь с веществом мантии, в какой-то мере определяет состав материала плюмов. В настоящее время можно четко отметить, что мантийные плюмы связаны с горячими полями мантии. Эти поля мантии отвечают областям, в пределах которых подъем мантии происходит от слоя D'' до границы верхняя–нижняя мантия и далее в виде отдельных мантийных струй до основания литосферы, становясь источником внутриплитного магматизма. Подобное их строение подтверждается геофизическими данными, выделяющими области LLSVP в низах мантии и позволяющими говорить о том, что вещество нижней мантии способно достичь литосферы и участвовать в магматизме горячих точек.

Возможно, что субдуцированные плиты, сохранившиеся в виде стагнированных слэбов, участвуют в образовании так называемых малых горячих полей. На это указывают данные сейсмической томографии, установившие в основании малого горячего поля мантии Востока Азии стагнированные слэбы. Тем не менее ряд фактов, включая данные гелиевой изотопии [Грачев, 1998] и той же сейсмической томографии [Кузьмин, Ярмолюк, 2014], позволяют предполагать, что и в этом случае малое горячее поле могло быть связано с нижней мантией. Очевидно, что природа внутриплитового магматизма внутри больших и малых мантийных полей требует дальнейшего изучения и обоснования, почему и как они возникают.

«Конечно, многие проблемы еще далеки от окончательного решения, например, процессы внутри ядра Земли, взаимодействие между внешним и внутренним ядром, механизм передачи энергии из ядра в мантию через слой D'', эволюция глубинной геодинамики во времени, связь геохимической эволюции Земли с процессами в ядре и мантии и др. В решении этих вопросов есть основа создания единой геодинамики Земли».

В следующем разделе мы рассмотрим особенности участия механизмов плит–тектоники в глобальном рециклинге, опираясь на данные о процессах, происходящих в области воздействия субдуцируемых слэбов на переходный (660–420 км) слой мантии.

### **6.3. ЛИТОСФЕРНЫЕ СЛЭБЫ КАК ЭЛЕМЕНТЫ ГЛОБАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ РЕЦИКЛИНГА**

Здесь будет рассмотрен вопрос о том, какие факты могут свидетельствовать о возможности участия субдуцированной литосферы в глубинном реци-

клинге. Мы сделали упор на анализ сейсмических данных, которые, собственно, отражают характер взаимодействия литосферы с окружающей мантией.

### **Литосферные слэбы в проявлениях глубинных землетрясений**

Подробно эти вопросы были рассмотрены [Диденко, Кузьмин, 2018; Кузьмин и др., 2019]. Основой этих работ послужил анализ распределения гипоцентров землетрясений и фокальных механизмов сильнейших из них в зонах субдукции охотоморского сегмента Курило-Камчатской и япономорского сегмента Японской островных дуг. Анализ показал существенное различие в морфологии этих слэбов, в положении гипоцентров землетрясений относительно активной и стагнирующей части слэбов и сил, вызывающих эти землетрясения.

Фактологической базой проведенного анализа послужил Каталог землетрясений Геологической службы США\*, из которого была произведена выборка сейсмических событий в период 1900.07.29–2019.11.07 с магнитудой  $\geq 4,5$ . Всего таких событий зафиксировано 249 597, для них была построена гистограмма распределения по глубине с шагом 10 км в сопоставлении с глобальной референс-моделью основных физических характеристик недр Земли (PREM), построенной по сейсмическим данным [Dziewonski, Anderson, 1981]. На PREM в интервале глубин генерации землетрясений (рис. 6.4) имеются три границы: две в верхней мантии (~220, ~400 км) и одна на границе верхней и нижней мантии (~670 км), характеризующиеся скачками температуры, плотности и скоростей сейсмических волн (см. рис. 6.4). Все эти три уровня прослеживаются и на гистограмме гипоцентров землетрясений в виде небольших «скачков» увеличения последних, иногда между границами по PREM и «скачками» землетрясений наблюдается небольшой лаг по глубине.

Землетрясения по глубине гипоцентров делятся на три группы: нормальные или мелкофокусные с глубиной  $\leq 70$  км; промежуточные или среднефокусные – 70–300 км; глубокофокусные –  $> 300$  км. На рис. 6.4 отчетливо видно, что наибольшее количество землетрясений с магнитудой  $\geq 4,5$  (76,8 % от всех зафиксированных) происходит в верхних 70 км. Здесь же происходили и самые мощные землетрясения за историю инструментальных наблюдений – 20 сейсмических событий с магнитудой от 8,4 до 9,5. Подавляющее количество мелкофокусных землетрясений приурочено к границам океанических и континентальных литосферных плит, где за счет процессов магматизма, аккреции и коллизии идет образование новой ювенильной континентальной коры.

Ниже 70 км наблюдается практически монотонное уменьшение количества землетрясений с глубиной до 300 км (17,9 % от всех зафиксированных) с двумя небольшими «скачками» на уровне 100–110 и 200–210 км. Ниже 300 км (5,3 % от всех зафиксированных) до глубины 410 км их количество остается примерно постоянным (от 100 до 200 событий на каждые 10 км) с небольшим локальным максимумом (269 событий) на уровне 410 км, что соответствует глубине первого фазового перехода в верхней мантии, где про-

\* <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>.

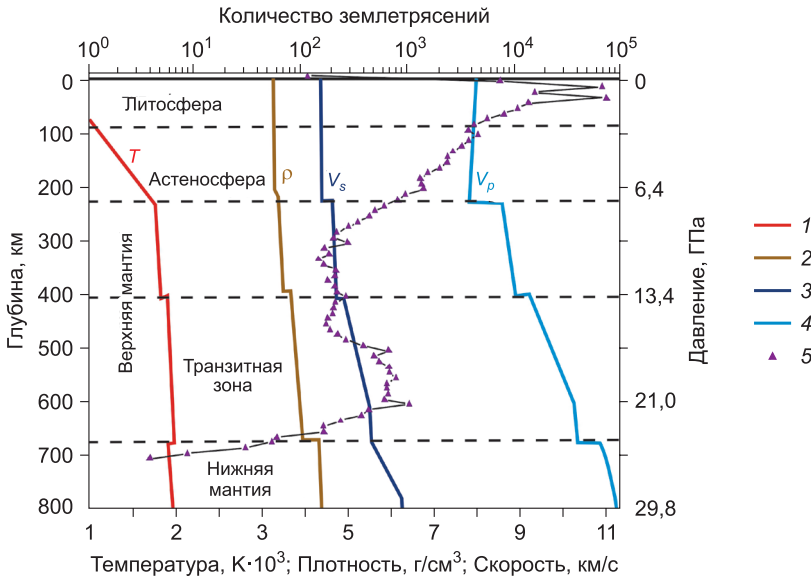


Рис. 6.4. Распределение температуры, плотности, скорости сейсмических волн и гипоцентров землетрясений по глубине.

1 – температура,  $T$ ; 2 – плотность,  $\rho$ ; 3, 4 – скорость поперечных и продольных сейсмических волн ( $V_s$ ,  $V_p$ ) соответственно; 5 – гипоцентры зафиксированных землетрясений с  $M \geq 4,5$  в период с 1900.07.29 по 2019.11.07. Характеристика PREM (по: [Kaminsky, 2017]), глубины гипоцентров – по каталогу землетрясений Геологической службы США (<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>).

исходит резкое изменение температуры, плотности и скорости сейсмических волн (см. рис. 6.4). В транзитной зоне, начиная с 490 км, количество землетрясений на каждые 10 км глубины заметно возрастает, достигая локального максимума на уровне 605 км (1041 событие), затем уменьшается до нуля на границе верхняя–нижняя мантия. Как хорошо видно на рис. 6.4, выделяется отдельная совокупность глубокофокусных землетрясений (всего 11 077 событий) в транзитной зоне мантии. Среди них наиболее мощные глубокофокусные землетрясения происходят в нижней части транзитной зоны вблизи границы верхняя–нижняя мантия. Отметим также, что практически все сейсмические события в транзитной зоне верхней мантии связаны с конвергентными границами и приурочены к одной палеосубдукционной и восьми современным субдукционным зонам (см. таблицу, рис. 6.5). Более подробные сведения о примененных подходах и исходных материалах представлены в [Диденко, Кузьмин, 2018; Кузьмин и др., 2019].

На рис. 6.6, а показана хорошо известная картина распределения землетрясений в соответствии с глубинами их гипоцентров на конвергентных границах литосферных плит – постепенное увеличение глубин гипоцентров от глубоководных желобов в сторону континента (наезжающей плиты). В данном конкретном случае это граница между Тихоокеанской, Охотской и Амурской плитами на юге (Японская островная дуга), на севере – между Ти-

Характеристика зон землетрясений в транзитной зоне верхней мантии

№	Островная дуга/ краевой вулкани- ческий пояс	Попружаю- щаяся плита	Насегающая плита	Кол-во земле- трясений	Максимальная магнитуда	Максимальная глубина, км	$b$	$r_k$
1	Гибралтарская и Калабрийская	Нубийская (Африканская)	Евразийская	17	7,8	626	-	-
2	Зондская	Австралийская	Сунда	723	7,9	676	$-0,78 \pm 0,06$	-0,985
3	Филиппинская	Филиппинская	Сунда	496	7,6	678	$-0,71 \pm 0,08$	-0,971
4	Японская	Тихоокеанская	Амурская	100	7,3	608	$-0,35 \pm 0,06$	-0,938
5	Марианская	Тихоокеанская	Филиппинская и Марианская	648	7,8	683	$-0,71 \pm 0,07$	-0,979
6	Курило-Камчатская	Тихоокеанская	Охотская	181	8,3	679	$-0,48 \pm 0,04$	-0,984
7	Соломонова и Ново-Гейбридская	Австралийская	Тихоокеанская	270	7,3	700	$-0,87 \pm 0,07$	-0,988
8	Тонга-Кермадек	Тихоокеанская	Австралийская	8301	8,2	701 (736?)	$-0,99 \pm 0,03$	-0,998
9	Андийский	Наска	Южно-Американская	271	8,2	650	$-0,42 \pm 0,05$	-0,967
	Вся Земля			11 077	8,3	701	$-0,84 \pm 0,02$	-0,987

Примечание.  $b$  – коэффициент наклона графика повторяемости землетрясений;  $r_k$  – коэффициент корреляции Спирмена. Номера островных дуг соответствуют номерам на рис. 6.5.

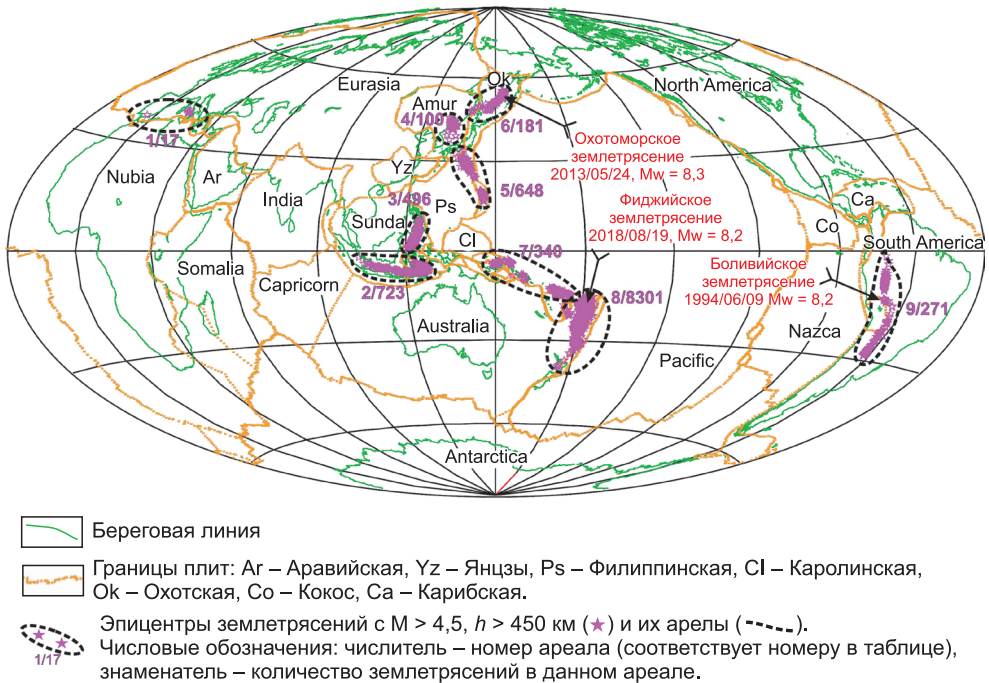


Рис. 6.5. Географическое положение эпицентров землетрясений с  $M \geq 4,5$  в транзитной зоне верхней мантии, зарегистрированных за последние 100 лет.

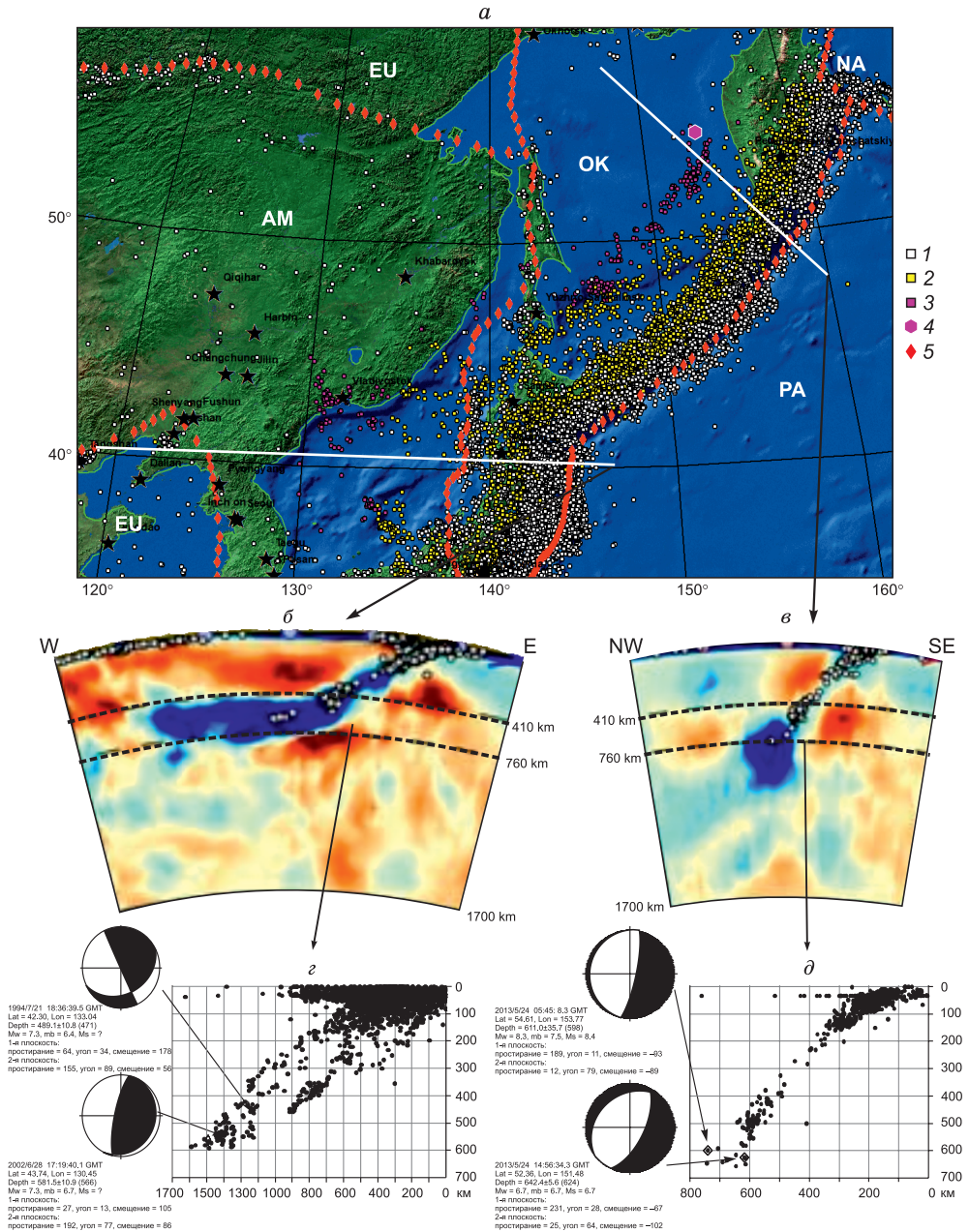
Границы литосферных плит (по: [Argus et al., 2011]). Номера выделенных пунктиром областей соответствуют номерам зон субдукции в таблице.

океанской и Охотской плитами (Курило-Камчатская островная дуга). На рисунке отчетливо видна значительная разница в расстояниях между фронтом зоны субдукции (эпицентры мелкофокусных событий) и эпицентрами глубокофокусных землетрясений, расположенными на западе от глубоководного желоба. В случае с Японской островной дугой это расстояние составляет около 1600 км, в случае с Курило-Камчатской островной дугой – около 750 км, т. е. в два раза меньше.

Эти различия в морфологии слэбов Японской и Курило-Камчатской островных дуг отчетливо проявлены и на их томографических моделях (см. рис. 6.6, б, в) [Li et al., 2008]. Угол погружения у Японской дуги существенно положе, чем у Курило-Камчатской. И главное, слэб последней «протыкает» границу верхняя–нижняя мантия (см. рис. 6.6, в), а слэб Японской островной

Рис. 6.6. Положение эпицентров землетрясений с  $M \geq 4,5$  в зоне действия Курило-Камчатской и Японской островных дуг (а), сейсмотомографические профили (б, в) их субдукционных зон (по: [Li et al., 2008]) и распределения гипоцентров землетрясений на синтезированных глубинных профилях (г, д).

а: 1 – глубина до 60 км; 2 – глубина 61–410 км, 3 – глубина более 410 км; 4 – положение эпицентра сильнейшего глубинного охотоморского землетрясения; 5 – границы лито-



сферных плит (по: [Argus et al., 2011]): AM – Амурская, EU – Евразийская, NA – Северо-Американская, ОК – Охотская, PA – Тихоокеанская. Сферическая азимутальная эквидистантная проекция с центральным меридианом 140° в. д. и начальной широтой 0°. *б, в* – цветом показаны аномалии скорости *P*-волн: синим – положительные до +0,8 %; красным – отрицательные до -0,8 %. *г, д* – положение гипоцентров землетрясений для Японской (г) Курило-Камчатской (д) островных дуг с указанием фокальных механизмов сильнейших землетрясений в их пределах (по: [Harvard CMT Catalog, 2019]).

дуги «стелется» по этой границе на запад, под Евразийский континент, занимая собой практически всю транзитную зону в верхней мантии (см. рис. 6.6, б). Слэбы, которые пересекают границу верхняя–нижняя мантия, получили название «проникающих» (penetrating slabs). Слэбы, которые продвигаются в транзитной зоне верхней мантии под другие плиты, получили название «стагнирующих» (stagnant slabs). Как следует из вышеизложенного материала, структуры слэбов Курило-Камчатской и Японской островных дуг и фокальные механизмы самых мощных землетрясений, произошедших здесь, различаются.

Два самых мощных глубокофокусных землетрясения с магнитудой 7,3 в слэбе Японской островной дуги (21.07.1994 на глубине 489 км в 50 км южнее г. Находка и 28.06.2002 года на глубине 582 км в 100 км западнее г. Уссурийск на территории Китая) произошли в условиях преобладания напряжений сжатия в результате взбросовых дислокаций (<http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>). В случае сильнейшего глубокофокусного землетрясения Курило-Камчатской дуги с магнитудой 8,3 (24.05.2013 на глубине 611 км в 150–160 км западнее побережья Камчатки) и его афтершока через 9 часов с магнитудой 6,7 (в 318 км юго-западнее основного события) наблюдается иная ситуация – оба этих сейсмических события произошли в результате сбросовой дислокации [Чебров и др., 2013], т. е. в результате процессов растяжения.

Необходимо отметить, что ниже границы верхняя–нижняя мантия для проникающего слэба Курило-Камчатской дуги и на удалении от зоны перегиба под континент для стагнирующего слэба Японской дуги глубокофокусные землетрясения не зафиксированы. Это, с большой вероятностью, связано с тем, что в этих областях в силу термодинамических условий хрупкие деформации происходить не могут.

### **Возможные причины глубокофокусных землетрясений**

Анализ, выполненный [Диденко, Кузьмин, 2019], показал, что сильнейшие глубокофокусные землетрясения вблизи границы верхняя–нижняя мантия в разных сегментах Тихоокеанского подвижного пояса произошли в условиях преобладания напряжений растяжения. Согласно [Варга и др., 2017, рис. 2], для большинства глубокофокусных землетрясений с моментной магнитудой ( $M_w$ )  $\geq 7,0$ , которые произошли в период 1976–2010 гг., главной компонентой является растяжение.

Возникают два вопроса. Во-первых, почему в одних субдукционных системах, например Курило-Камчатской и Перуано-Чилийской, происходят землетрясения практически на границе верхняя–нижняя мантия, а в других, например Японской, нет. По-видимому, ответ на этот вопрос надо искать в угле наклона активной части слэба, который определяет структуру нижней части последнего.

По данным сейсмической томографии [Li et al., 2008; Van der Hilst et al., 1993; и др.], в случае «крутой» субдукции с углом конвергенции более 40–45°: Курило-Камчатская островная дуга (см. рис. 6.6, а, в), Перуано-Чилийский краевой вулканический пояс (рис. 6.7, а, б), Тонга-Кермадек островная

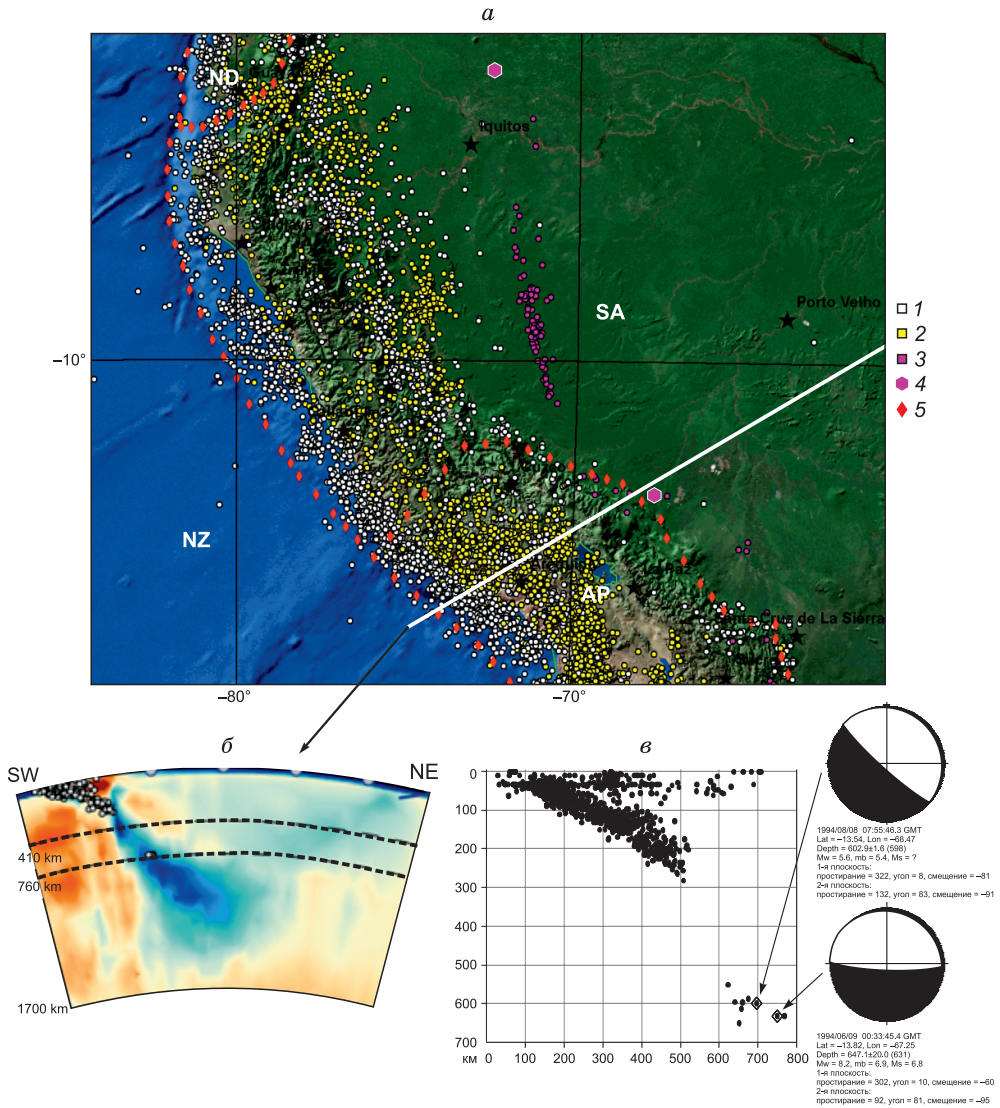


Рис. 6.7. Положение эпицентров землетрясений ( $M \geq 4,5$ ) в зоне действия Перуано-Чилийского краевого вулканического пояса (*a*), сейсмотомографический профиль (*б*) его субдукционной зоны (по: [Li et al., 2008]) и распределение гипоцентров землетрясений на синтезированном глубинном профиле (*в*).

*a*: 1 – глубина до 60 км; 2 – глубина 61–410 км; 3 – глубина более 410 км; 4 – положения эпицентров двух сильнейших глубинных землетрясений; 5 – границы литосферных плит (по: [Argus et al., 2011]): AP – Альтиплано, ND – Северо-Андийская, NZ – Наска, SA – Южно-Американская. Сферическая азимутальная эквидистантная проекция с центральным меридианом  $-70^\circ$  в. д. и начальной широтой  $0^\circ$ . *б* – цветом показаны аномалии скоростей *P*-волн: синим – положительные до  $+0,8\%$ ; красным – отрицательные до  $-0,8\%$ . *в* – показаны решения фокальных механизмов сильнейшего глубинного Боливийского землетрясения и его афтершока (по: [Harvard CMT Catalog, 2019]).

дуга (рис. 6.8, *а, б*) – активная нижняя часть слэба пересекает границу верхняя–нижняя мантия, а стагнирующая часть практически не выражена. Аналогичный результат был получен при интерпретации сейсмотомографических данных для Курило-Камчатской островной дуги в работе И.Ю. Кулакова с соавторами [2011]. В районе глубокофокусного Охотоморского землетрясения 24 мая 2013 г. [Кулаков и др., 2011, рис. 4, сечения 8–11] активная часть слэба пересекает границу фазового перехода на рубеже верхняя–нижняя мантия и прослеживается вплоть до глубины 800 км.

В случае «пологой» субдукции с углом конвергенции  $<30^\circ$  (см. рис. 6.6, *а, б*) активная часть слэба «утыкается» в границу верхняя–нижняя мантия, переходит в стагнирующую и «скользит» по этой границе на тысячи километров под Евразийский континент.

Во-вторых, почему эти глубинные землетрясения происходят в зоне перехода (изгиба) от активной части слэба к стагнирующей – Курило-Камчатская островная дуга (см. рис. 6.6, *д*), Перуано-Чилийский краевой вулканический пояс (см. рис. 6.7, *в*), Тонга-Кермадек островная дуга (см. рис. 6.8, *в*). В работе [Chen, Wen, 2015] методом инверсии были изучены 26 глубокофокусных ( $>400$  км) и мощных ( $M_w > 7$ ) землетрясений, произошедших в период 1994–2013 гг., на основе моделирования волновых форм. Все изученные землетрясения были разделены на три группы, одна из которых состоит только из двух событий – Боливийского и Охотоморского. Фокальные механизмы этих землетрясений, как и фокальные механизмы их сильнейших афтершоков, весьма схожи, все они были инициированы сбросами в нижних частях слэбов у границы верхняя–нижняя мантия по плоскостям с простираниями примерно параллельными зонам субдукции. Авторы процитированной выше работы полагают, что исходные процессы этих землетрясений лучше всего интерпретируются путем каскадного разрушения тепловых неустойчивостей в зоне сколовых напряжений по механизму «shear instability» [Chen, Wen, 2015].

Другой возможный механизм инициирования глубинных землетрясений, в частности Охотоморского, состоит в формировании разрушений в мантийных минералах при мантийных фазовых переходах, таких как фазовый переход метастабильного оливина в шпинель в холодной субдуцирующей плите [Лыскова, 2014; Kirby et al., 1991; Ye et al., 2013] вследствие достаточно высоких сдвиговых напряжений. При этом в результате резкого изменения кристаллической структуры в породе может произойти проскальзывание даже при огромных гидростатических давлениях на рассматриваемых глубинах. Глубины, на которых осуществляются фазовые переходы в породах субдуцирующей плиты, зависят от состава, температуры и скорости субдукции плиты и могут соответствовать нижней границе переходной зоны мантии [Лыскова, 2014; Karato et al., 2001; Kirby et al., 1991]. Как следствие, инициируются землетрясения. Важно, что по мере усиления проскальзывания нагрев трением может привести к плавлению поверхности разрыва, вызывая его дальнейшее распространение [Kanamori et al., 1998; Ye et al., 2013].

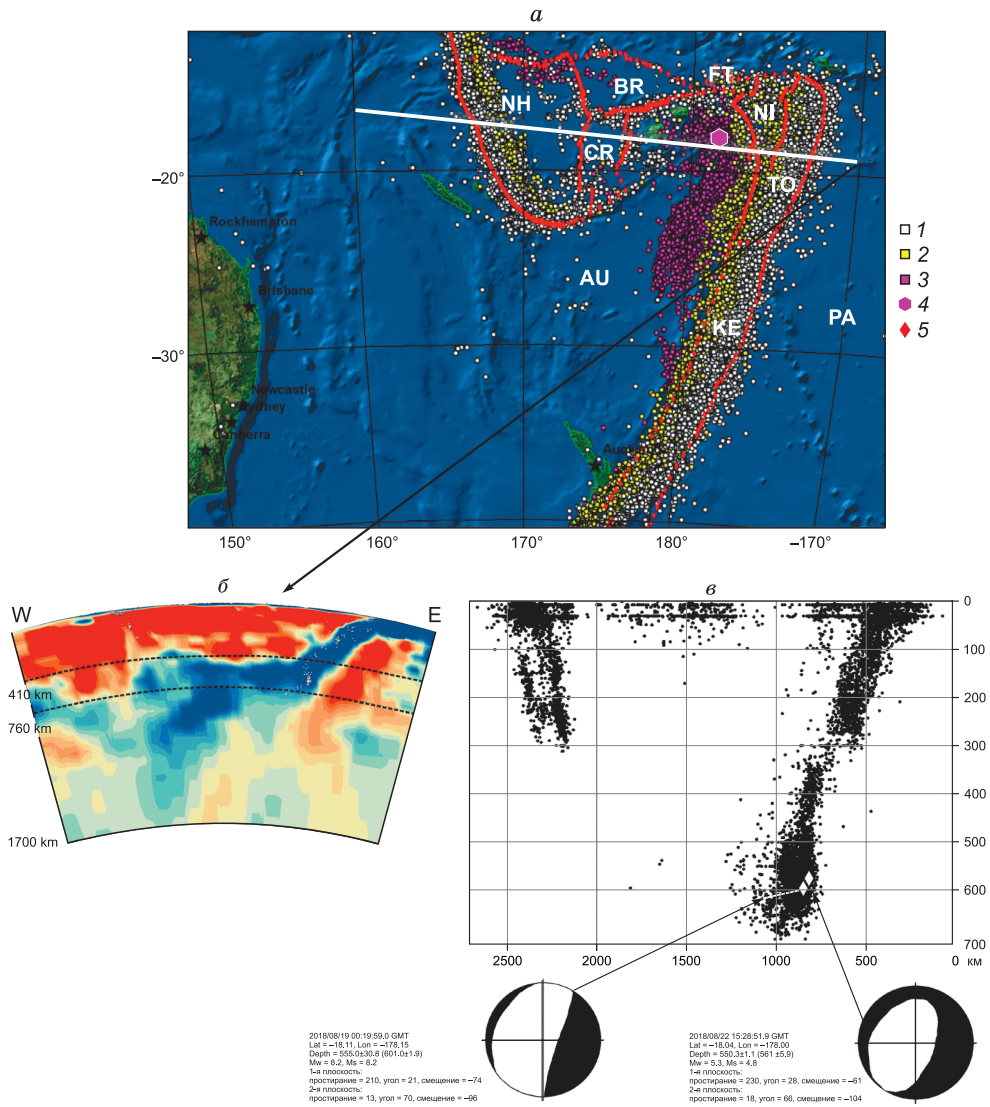


Рис. 6.8. Положение эпицентров землетрясений с  $M \geq 4,5$  в зоне действия Тонга-Кермадек островной дуги (а), сейсмотомографический профиль (б) ее субдукционной зоны (по: [Van der Lagemaat et al., 2018]) и распределение гипоцентров землетрясений на синтезированном глубинном профиле (в).

а: 1 – глубина до 60 км; 2 – глубина 61–410 км, 3 – глубина более 410 км; 4 – положение эпицентра сильнейшего глубинного фиджийского землетрясения; 5 – границы литосферных плит (по: [Argus et al., 2011]): AU – Австралийская, BR – рифа Балморал, CR – рифа Ковей, FT – Фатуна, KE – Кермадек, NH – Новогбридская, NI – Ниуафооу, PA – Тихоокеанская, TO – Тонга. Сферическая азимутальная эквидистантная проекция с центральным меридианом  $170^\circ$  в. д. и начальной широтой  $0^\circ$ . б – цветом показан сейсмотомографический профиль: синим – положительные аномалии до  $+1,0\%$ ; красным – отрицательные аномалии до  $-1,0\%$ . в – показаны решения фокальных механизмов сильнейшего глубинного фиджийского землетрясения и его афтершока (по: [Harvard CMT Catalog, 2019]).

В последние годы рассматривается еще один возможный механизм инициирования глубокофокусных землетрясений. Так, в работах [Хлебопрос и др., 2016, 2017] на основании квантово-химических расчетов показана возможность перехода в мантийных минералах молекулы  $\text{SiO}_2$  из линейной формы в изомерную циклическую и обратно [Габуда, Козлова, 2009]. Выделяемая при последнем переходе энергия составляет более 240 кДж/моль. Предполагается, что соответствующий гипотетический структурный переход может вносить вклад в инициирование глубокофокусных землетрясений огромной энергии, которые фиксируются вблизи границы верхняя–нижняя мантия. Допускается, что в переходной зоне мантии может формироваться слой «циклической фазы»  $\text{SiO}_2$  в окрестности поверхности разрыва. При этом может возникать система с обратной связью: переход  $\text{SiO}_2$ -плавление/проскальзывание. При разрушении некоторого объема мантийного вещества механическое напряжение резко падает и, следовательно, высвобождается энергия перехода  $\text{SiO}_2$  из уголковой формы в линейную. Если энергия этого «взрыва» достаточна для распространения поверхности разрыва на соседний объем, то должна была бы возникнуть соответствующая сеть «взрывных дорог». Поэтому объем вещества и энергия, вовлеченные в этот процесс, могут оказаться достаточно большими для того, чтобы энергия результирующего землетрясения была на несколько порядков выше по сравнению с фазовыми переходами с линейными  $\text{SiO}_2$ . Этот механизм может вносить вклад в инициирование глубинных землетрясений с огромной энергией. Подчеркнем, что он может осуществляться как для сценария термической сдвиговой неустойчивости, так и для сценария фазового перехода оливина в шпинель в холодной субдуцирующей плите.

Другой из возможных причин генерации самых мощных землетрясений в низах транзитной зоны верхней мантии может быть увеличение мощности слэба и уменьшение скорости его погружения, что «приводит к существенному замедлению скорости погружения и накоплению вещества в переходной зоне между границами на 410 и 670 км. При достижении критического значения массы над границей 670 км каплевидное тело начинает погружаться в более плотную и вязкую нижнюю мантию, что наблюдается на сейсмограммах, соответствующих центральной части дуги» [Кулаков и др., 2011]. Отрыв «капли» от основного тела слэба будет сопровождаться сбросом.

Таким образом, данные сейсмологии указывают на возможность преодоления границы верхней и нижней мантии и, кроме того, раскрывают физические механизмы и фазовые переходы, которые при этом происходят.

### **Участие слэбов в процессах глубинной геодинамики**

Участие слэбов в процессах глубинной геодинамики доказывается разными способами. Здесь будет продемонстрировано подобное их участие на основе корреляции процессов субдукции с некоторыми другими глобальными независимыми процессами, протекавшими в фанерозое. В качестве первой используемой характеристики выберем скорость субдукции, рассчитан-

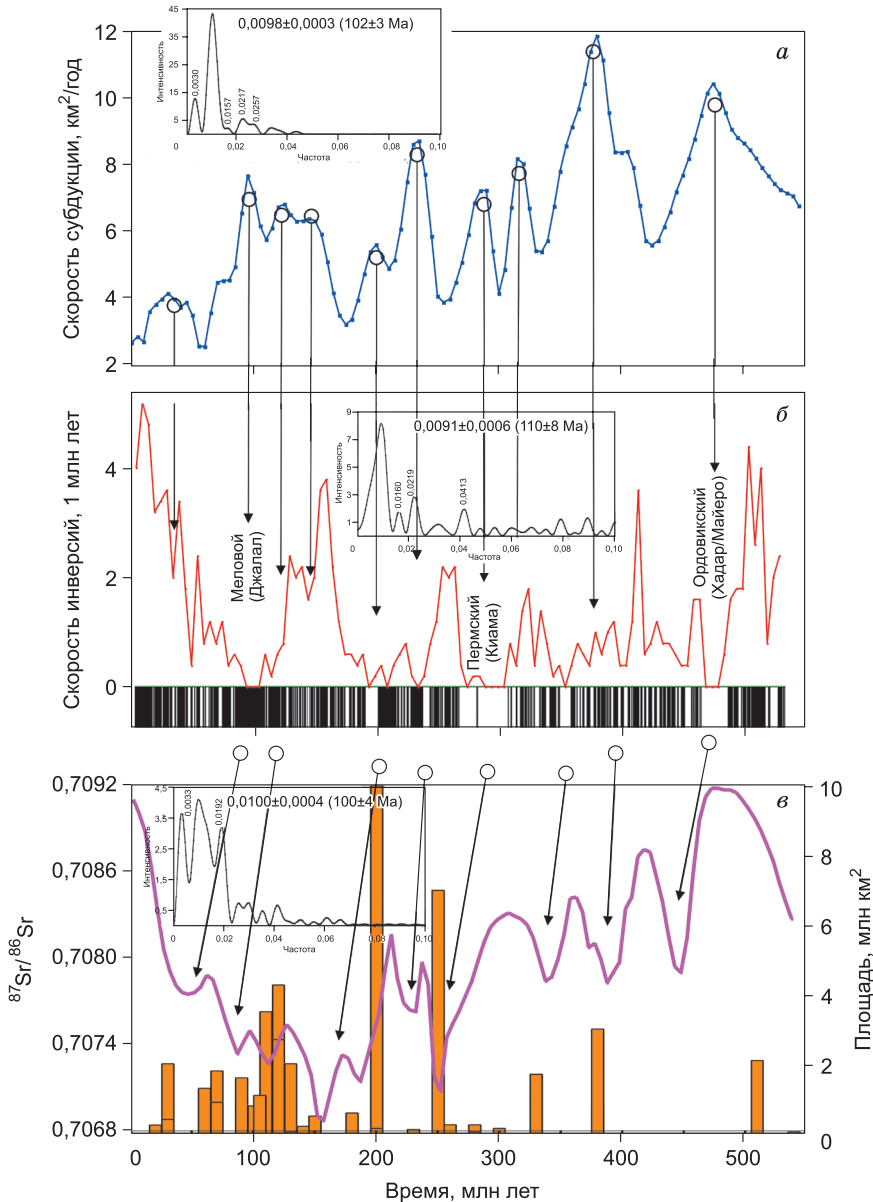


Рис. 6.9. Временные зависимости скорости субдукции (а) (по: [Verard et al., 2015]), частоты геомагнитных инверсий (б) (по: [Диденко, 2011]), <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr в водах Мирового океана (в, кривая) (по: [Prokoph et al., 2008]) и проявления крупных магматических провинций (в, гистограмма) за фанерозойский эон (по: [Ernst, 2014]).

На врезках даны спектральные характеристики соответствующих временных рядов.

ную с шагом 5 млн лет [Verard et al., 2015] на основе глобальных реконструкций (модель UNIL). Временная зависимость скорости субдукции (рис. 6.9, а) явно немонотонна; на общем фоне уменьшения скорости поглощения океанической коры от 8–10 до 2–4 км<sup>2</sup>/год выделяются 10 относительных максимумов ее увеличения и 10 минимумов, включая современный. Абсолютный максимум отмечается для 380 млн лет, когда скорость поглощения океанической коры достигла 11,82 км<sup>2</sup>/год, в современную эпоху скорость равна 2,64 км<sup>2</sup>/год, средняя скорость для фанерозоя – 6,38 км<sup>2</sup>/год.

В качестве других глобальных эволюционных числовых характеристик выберем частоту инверсий геомагнитного поля и величину <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr в водах Мирового океана. Вариации во времени первой из них, по [Диденко, 2011; и др.], отражают процессы в жидком ядре, геосфере, где происходит генерация магнитного поля Земли. Вариации во времени второй – связаны, в значительной степени, с глобальными изменениями тектоно-магматического режима Земли.

Многими авторами высказываются предположения, что генерация геомагнитного поля во внешнем ядре и тепловая (термохимическая) конвекция на границе ядро–нижняя мантия, за счет которой более 90 % тепла и энергии выносятся в верхние оболочки Земли, взаимосвязаны и могут оказывать влияние друг на друга [Добрецов и др., 2001; Печерский и др., 2010; Courtillot, Olson, 2007; Glatzmaier et al., 1999; Larson, Olson, 1991]. Поэтому изучение поведения геомагнитного поля во времени является, вероятно, одним из главных количественных инструментов для распознавания характерных процессов, проходящих во внутреннем ядре и на границе ядро–мантия (слой D''), где величина и структура теплового потока в значительной степени определяют величину дипольной составляющей и частоту инверсий [Glatzmaier et al., 1999; Takahashi et al., 2005]. Именно последняя характеристика (частота инверсий) используется в работе для оценки характерных времен процессов, проходивших в жидком ядре и на его границе с мантией. Временная зависимость количества геомагнитных инверсий за 1 млн лет, рассчитанная А.Н. Диденко [2011] по данным [Печерский и др., 2010], также немонотонна (см. рис. 6.9, б) – без особого тренда их величина меняется от 0 до 5,2.

Как было показано в многочисленных работах, вариации величины <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr в водах океана во времени в значительной степени связаны с глобальными изменениями тектоно-магматического режима Земли [Burke et al., 1982; Prokoph et al., 2008; Veizer et al., 1999]. Флуктуации этой величины происходят в результате изменений относительного участия главных источников Sr (мантийного и корового) в составе вод океана: отношение <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr уменьшается в периоды увеличения притока Sr из мантийных источников и соответствующего уменьшения вклада коровых источников [Фор, 1986; Prokoph et al., 2008].

Поведение <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr в течение фанерозоя [Lugowski et al., 2010] более сложное, чем поведение скорости субдукции и частоты инверсий (см. рис. 6.9, в). На протяжении всего палеозоя и до середины мезозоя временной ряд <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr имеет отрицательный тренд, после 150 млн лет и до настоящей

го времени – положительный. На фоне этих трендов прослеживаются 10 локальных минимумов и 11 максимумов, включая современный. Максимальное значение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  установлено для 470 млн лет (0,70916), минимальное – для 150 млн лет (0,70687), при среднем значении для всего фанерозоя около 0,70801.

Поведение всех трех параметров во времени по характеру немонотонно, все они имеют чередующиеся относительные минимумы и максимумы, временная разница между которыми составляет от первых десятков до ста и более миллионов лет. Причем для двух из них флуктуации происходят на фоне отчетливых трендов; для скорости субдукции на фоне постепенного ее уменьшения в течение всего фанерозоя (см. рис. 6.9, а), для соотношения изотопов стронция на фоне уменьшения с кембрия по конец юры и увеличения с мела по наше время величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (см. рис. 6.9, в). Такое поведение свойственно временным рядам, отражающим суммарный эффект нескольких квазипериодических вариаций, обязанным процессам с различными характерными временами.

Для расчета главных компонент, представленных выше 3-х временных рядов на основе спектрального анализа, нами была использована одна из частных моделей линейного фильтра – скользящего среднего [Горшков, 2004; Дещерский и др., 2016]. Расчеты представлены на соответствующих врезках для каждого временного ряда (см. рис. 6.9), где показаны зависимости частота–интенсивность компонентов.

В случае скорости субдукции выделяются 5 значимых компонент: 332, 102, 64, 46 и 39 млн лет, причем на компоненту  $102 \pm 3$  млн лет приходится 62 % общего спектра (см. рис. 6.9, а, врезка). В случае частоты инверсий выделяются 4 компоненты: 110, 63, 46 и 24 млн лет, причем на компоненту  $110 \pm 8$  млн лет приходится 51 % общего спектра (см. рис. 6.9, б, врезка). В случае величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  выделяются 3 компоненты: 300, 100 и 52 млн лет, причем на компоненту  $100 \pm 4$  млн лет приходится 37 % общего спектра (см. рис. 6.9, в, врезка). Как хорошо видно из представленных данных, в спектрах всех трех рядов имеются компоненты, соответствующие периодам 100–110 и 46–52 млн лет, но для всех трех рядов доля высокочастотной компоненты существенно ниже доли низкочастотной. Можно заключить, что основной вклад в вариации рассмотренных здесь временных рядов, полученных по разным физическим объектам разными методами, вносят процессы/процесс с периодом 100–110 млн лет.

Результаты нашего анализа позволили предложить следующую описательную модель процессов взаимодействия между литосферой, мантией и жидким ядром (см. рис. 6.9). Практически всем относительным максимумам на графике скорости субдукции во времени, для которых отмечается хорошее совпадение во времени с пиками общей тектонической активности на Земле [Vérard, Veizer, 2019], с небольшим смещением по времени соответствуют относительные минимумы на графике частоты инверсий (практически вертикальные стрелки с рис. 6.9, а на рис. 6.9, б). Особенно это заметно для мелового, пермского и ордовикского суперхронов геомагнитной поляр-

ности, а также для двух других временных интервалов: 180–220 и 340–370 млн лет. Временная разница между максимумом скорости субдукции и минимумом частоты инверсии составляет около 5–6 млн лет. Это позволяет предположить, что увеличение скорости субдукции отражается на количестве материала, поступающего со слэбами через границу верхняя–нижняя мантия и, в конечном итоге, на границу мантия–жидкое ядро. Поступивший более холодный материал приводит к уменьшению теплового потока на этой границе, часть тепла идет на его разогрев.

По сложившимся к настоящему времени представлениям о геодинамо, одним из самых главных факторов, кардинально влияющих на его инверсионный режим, является величина теплового потока на границе ядро–мантия [Добрецов и др., 2001; Courtillot, Olson, 2007; Glatzmaier et al., 1999; Takahashi et al., 2005]. С увеличением теплового потока на границе ядро–мантия до некоторой критической величины геомагнитное поле из дипольного безынверсионного состояния способно перейти в инверсионное состояние и, наоборот, при уменьшении теплового потока – из инверсионного в безынверсионное [Courtillot, Olson, 2007]. Поэтому геомагнитное поле из инверсионного состояния переходит в мало- или безынверсионное состояние, образуя суперхроны геомагнитной полярности [Диденко, 2011]. При сопоставлении относительных минимумов частоты инверсий, с одной стороны, и величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  – с другой, отмечается определенный временной шифт (наклонные стрелки с рис. 6.9, б на рис. 6.9, в). Временная разница между минимумами частоты инверсии и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  составляет около 15–30 млн лет.

Относительным минимумам  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  соответствуют по времени, как это видно на рис. 6.9, в, проявления наиболее крупных изверженных провинций: 510 млн лет – Калкаринджи (Kalkarindji), Австралия; 380 млн лет – Кольско-Днепровская (Kola-Dnieper), Европа; 250 млн лет – Сибирские траппы (Siberian Trap), Азия; 200 млн лет – Центрально-Атлантическая (Central Atlantic), Атлантика; 130–120 млн лет – Парана-Этендека (Parana-Etendeka), Южная Америка и Африка, Манихики (Manihiki), Пацифика, Онтонг-Джава (Ontong Java), Пацифика, Науру (Nauru), Пацифика; 70–60 млн лет – Декан (Deccan), Азия, Северо-Атлантическая (North Atlantic), Северная Америка, Гренландия, Европа; 30–20 млн лет – Афар (Afar), Африка, Колумбия (Columbia) Северная Америка. Такое совпадение на протяжении всего фанерозойского эона (последние 542 млн лет в истории Земли) семи эпизодов «вспышек» крупных изверженных провинций, с одной стороны, и относительных минимумов  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в морских карбонатах, фиксирующих большее поступление ювенильного стронция из глубинных оболочек Земли, с другой, не может быть случайным [Добрецов, 2010; Burke et al., 1982; Condie, 2011; Prokoph et al., 2008; Veizer et al., 1999; и др.].

По предлагаемой схеме при достижении слэбом границы ядро–мантия происходит вторая фаза рециклинга вещества; прогрев поступившего в слой D'' вещества палеоокеанической литосферы, его смешение с окружающим, отделение легкой компоненты и его последующий тепломассоперенос в верхние оболочки. Схематически это можно описать следующим образом –

зарождение и «отрыв» плюма от границы ядро–мантия фиксируется началом длительного интервала монополярного геомагнитного поля (суперхрон), а «приход» плюма в верхние оболочки Земли (литосфера) фиксируется пониженной величиной  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в водах фанерозойских океанов. Геодинамо переходит в редко- или безынверсионный режим, после чего величина теплового потока на границе ядро–мантия изменяется в сторону уменьшения в связи с поступлением вещества палеоокеанической литосферы. При последующем оттоке тепла и легкой фракции с границы ядро–мантия наблюдаются длительные периоды существования геомагнитного поля одного знака (до определенного предела, после которого наступает инверсионный режим) – суперхроны [Добрецов, 2010; Courtillot, Olson, 2007; Larson, Olson, 1991]. С «приходом» плюмов в литосферу интенсифицируются зарождение новых спрединговых центров и расколы континентальной литосферы. Последние могут как происходить, так и не происходить, но интенсификация спрединговых процессов с приходом вещества с границы ядро–мантия происходила всегда, так как основное взаимодействие воды с мантийным материалом происходит именно там, что и ведет к уменьшению величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ .

#### 6.4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Новая глобальная тектоника, определившая развитие Земли во второй половине ее геологической истории, включает собственно тектонику литосферных плит и тектонику мантийных плюмов. Тектоника мантийных плюмов обеспечивает обмен энергией между ядром и верхними каменными оболочками нашей планеты. Тектоника литосферных плит контролируется астеносферной конвекцией и формирует облик современной поверхности Земли: 1) на дивергентных границах литосферных плит происходит формирование новой океанической коры, которая в большей своей части поглощается в зонах субдукции в мантию. Известный максимальный возраст океанической коры около 150 млн лет; 2) на конвергентных (субдукционных) границах литосферных плит формируется новая ювенильная континентальная кора, которая может существовать миллиарды лет; 3) поглощаемая вплоть до слоя  $D''$  слэбами океаническая кора участвует в процессах рециклинга земного вещества как минимум на двух уровнях-границах: верхняя–нижняя мантия и ядро–мантия.

Процессы в верхней части зоны субдукции определяют формирование новой континентальной коры. В одних случаях океанические литосферные плиты «скользят» по границе верхняя–нижняя мантия, образуя стагнированные слэбы. В других – при «крутых» углах падения океанические литосферные плиты «протыкают» границу верхняя–нижняя мантия, образуя проникающие слэбы, которые разбиваются на ряд отдельных мегалитов (кусков), вплоть до слоя  $D''$  – границы мантия–жидкое ядро. Анализ фокальных механизмов глубокофокусных землетрясений у границы верхняя–нижняя мантия на конвергентных границах в случае проникающих слэбов пока-

зывает, что большинство этих сейсмических событий проходит в условиях растяжения. Ниже этой границы в нижней мантии землетрясений не зафиксировано; самое глубокое землетрясение на Земле ( $700,9 \pm 31,3$  км) произошло 6 мая 2007 г. в субдукционном слэбе островной дуги Тонга-Кермадек. В случае стагнированных слэбов, когда клин погружающейся океанической литосферы выполаживается и «скользит» над границей верхняя–нижняя мантия под континент, наиболее сильные землетрясения в транзитной зоне происходят в условиях сжатия; молодая океаническая литосфера «толкает» под континент древнюю.

Рассмотрение разных сторон процессов глобальной тектоники позволило предложить модель взаимодействия глобальных процессов, протекающих в ядре, мантии и земной коре. Согласно ей, увеличение скорости субдукции отражается на количестве материала, поступающего с проникающими через границу верхняя–нижняя мантия слэбами и, в конечном итоге, на границу мантия–жидкое ядро. Поступивший более «холодный» материал приводит к уменьшению теплового потока на этой границе, что кардинально влияет на механизм геодинамо и провоцирует его переход из инверсионного в мало- или безынверсионное состояние на длительное время (до 40 млн лет – меловой суперхрон). Вторая фаза рециклинга вещества начинается с прогрева поступившего в слой D'' вещества палеоокеанической литосферы, его смешения с окружающим, отделение легкой компоненты, в том числе и из ядра, и его последующий тепломассоперенос в верхние оболочки. Зарождение и «отрыв» плюма от границы ядро–мантия фиксируется началом длительного интервала монополярного геомагнитного поля (суперхрон), а «приход» плюма в верхние оболочки Земли (литосфера) фиксируется пониженной величиной  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в водах фанерозойских океанов.



## Глава 7

### СУПЕРКОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ЦИКЛЫ

Понятие «суперконтинент» восходит ко временам Альфреда Вегенера [Wegener, 1912], который, как и его первые последователи, предполагал, что до мезозоя на Земле существовала одна гигантская континентальная масса (или суперконтинент) – Пангея (по-гречески – «Вся Земля»). В мезозое этот суперконтинент распался на отдельные континенты. Во второй половине прошлого столетия, после возникновения тектоники литосферных плит ряд исследователей [Dewey, Horsfield, 1970; Valentine, Moores, 1970; Wilson, 1966; и др.] в результате анализа палеозойских орогенных процессов и анализа распространения некоторых видов палеозойской фауны пришли к выводу о том, что Пангея (~300–180 млн лет назад), по-видимому, не была единственным суперконтинентом в истории Земли и сама сформировалась в результате коллизии по меньшей мере двух континентальных образований меньшего размера: Гондваны (~530 млн лет назад) и Лавразии (или Лавруссии) (~300 млн лет назад). Детальное изучение панафриканской, каледонской и герцинской орогений привело к гипотезе о том, что Гондвана и Лавразия также возникли после коллизии более мелких континентов и террейнов, которые образовались в результате распада докембрийского суперконтинента, первоначально названного Пангеей-1 [Valentine, Moores, 1970]. В дальнейшем представления различных исследователей об этом гипотетическом суперконтиненте менялись так же, как и его названия, например, «Протопангея» [Sawkins, 1976], или «протерозойский суперконтинент» [Piper, 1976].

Публикация [McMenamin, McMenamin, 1990] положила начало новому этапу развития гипотезы докембрийского суперконтинента, названного теперь Родинией (от русского слова «Родина», поскольку этот суперконтинент, по мнению авторов гипотезы, являлся «родиной» всех континентов). Представления о составе, конфигурации и истории Родинии развивались и продолжают развиваться по сей день (например, [Dalziel, 1991, 1997; Li et al., 2008; Meert, Torsvik, 2003; Moores, 1991; Pisarevsky et al., 2003]). Основные аргументы в пользу существования Родинии:

1. Широкое развитие орогении на рубеже мезо- и неопротерозоя (~1 млрд лет назад), которое, по-видимому, привело к возникновению Роди-

нии (коллизийные орогенные пояса Гренвилл, Свеконорвегий, Кибара, Дамара, Ирумидский, Восточный Гатс, Элбани-Фразер, Восточно-Антарктический, Сунсас).

2. Развитие пассивных окраин вдоль западной и восточной границ Лаврентии (докембрийская часть Северной Америки) в позднем неопротерозое–раннем палеозое, явившееся следствием распада Родинии и раскрытия океанов Япетус и Палеоокеан.

3. Палеомагнитные, палеонтологические, геохимические и геохронологические данные.

Гренвилльские орогенные пояса обнаружены на юго-востоке Лаврентии, на юго-западе Балтики (кратонной части Европы) и на юго-западе (возможно также на севере) Амазонии. По-видимому, они образовались в результате коллизии этих трех континентов. По соответствующим сутурам при распаде Родинии образовались Восточный и Западный Япетус и море Торнквиста. Ороген Элбани-Фразер в Австралии, по возрасту примерно соответствующий раннему гренвиллю, образовался, вероятно, вследствие закрытия небольшого океана Моусон между Западной и Южной Австралией. Ороген Намаква (также гренвилльского возраста) сформировался при коллизии Лаврентии и Калахари, хотя существуют также свидетельства в пользу его аккреционной природы. Все это было связано с образованием Родинии, но принадлежность их к одному или разным океанам пока установить не представляется возможным ввиду противоречивости данных и моделей.

Наиболее известные палеогеографические реконструкции Родинии опубликованы в работах [Li et al., 2008; Meredith et al., 2017]. Оба исследования содержат глобальные анимационные модели движения континентов во время возникновения, существования и распада Родинии, а работа [Meredith et al., 2017] – также и кинематическую модель движения литосферных плит («full-plate» model) в неопротерозойское время. В работе [Li et al., 2008] представлена палеогеодинамическая карта Родинии с использованием единой легенды и две альтернативные реконструкции Родинии из [Dalziel, 1997; Pisarevsky et al., 2003]. Несколько исследовательских групп в настоящее время работают над новыми палеогеографическими моделями Родинии.

Многочисленные свидетельства глобального всплеска орогении в конце палеопротерозоя (~2,0–1,8 млрд лет назад), которые были обнаружены благодаря глобальным анализам абсолютных возрастов детритовых цирконов, привели к идее о более древних, дородинийских суперконтинентах (например, [Hoffman, 1988]). Название самого молодого из них дебатруется: Нуна, Колумбия, Гудзонланд, Протопангея [Meert, 2012], первые его реконструкции были опубликованы в начале нашего века [Meert, 2002; Rogers, Santosh, 2002; Zhao et al., 2004]. Вопрос о времени образования и распада Нуны (мы будем использовать это название) также обсуждается. Например, некоторые исследователи [Evans, Mitchell, 2011; Hou et al., 2008; Zhao et al., 2004] считают, что этот суперконтинент существовал с 1,9–1,8 по 1,5–1,3 млрд лет назад. Другие [Pisarevsky et al., 2014] полагают, что формирование суперконтинента закончилось позднее (1,65–1,60 млрд лет назад), а распад начал-

ся несколько раньше (1,45–1,38 млрд лет назад). Такое предположение связано с геологическими и палеомагнитными данными. Так, согласно [Bogdanova et al., 2008; Elming et al., 2010], образование Балтики завершилось лишь к 1,7 млрд лет назад после коллизии между Фенноскандией и Волго-Сарматией. Кроме того, коллизия между Лаврентией и Австралией-Антарктикой, приведшая к образованию орогена Раклан, произошла примерно 1,65–1,60 млрд лет назад на северо-западе Лаврентии [Thorkelson et al., 2005]. Недавние комплексные исследования подтвердили схожий возраст коллизионной орогении на востоке северной Австралии [Pourteau et al., 2018].

После образования суперконтинента Нуна горизонтальные движения всех его составных частей были когерентными вплоть до начала его распада (это примерно 1400–1350 млн лет назад), что подтверждается палеомагнитными данными. Время существования суперконтинента Нуна (1600–1400 млн лет) характеризуется развитием пассивных окраин по его краям, а также резким снижением орогенной активности (хотя и с исключениями – на части окраин образовывались субдукционные зоны и происходили аккреционные процессы). Существует точка зрения о том, что часть вышеупомянутых пассивных окраин являлась (или становилась) задуговыми бассейнами и что на определенной стадии суперконтинент был окружен кольцом субдукционных зон. При этом погружающиеся слэбы вызывали термальное экранирование и накопление тепла под суперконтинентом, что приводило к развитию анорогенного магматизма и мантийных плюмов, что, в свою очередь, вызывало развитие рифтогенеза и распад суперконтинента. Анорогенный магматизм действительно был сильно развит в раннем мезопротерозое, однако его связь с мантийными плюмами дебатруется.

Существуют гипотезы о существовании и более древних архейских суперконтинентов: Кенорленда, Суперии, Склавии [Bleeker, 2003; Pesonen et al., 2003; Pisarevsky et al., 2015], однако они основаны на косвенных данных и нуждаются в дополнительных доказательствах. Мы частично вернемся к этим гипотезам в дальнейшем.

В середине прошлого столетия возникли идеи об эпизодичности и/или цикличности процессов глобальной орогении и формирования континентальной коры [Holmes, 1951; Nance et al., 2014; Wilson, 1966] и ссылки, приведенные в этой публикации. В частности, Дж. Суттон [Sutton, 1963] предложил идею периодической «кластеризации» континентов, вызываемой изменениями конфигурации мантийной конвекции. Бурное развитие геохронологических методов во второй половине XX в. также способствовало выявлению эпизодичности и/или квазипериодичности глобальных процессов седиментации [Mackenzie, Pigott, 1981], рудообразования [Meyer, 1988], эволюции биосферы [Dewey, Horsfield, 1970; Hallam, 1974] и др. Несколько иллюстраций таких зависимостей приведены на рис. 7.1.

Идея о том, что перечисленные выше процессы связаны не просто с тектоникой литосферных плит, но с квазипериодическим образованием и распадом суперконтинентов (суперконтинентальным циклом), по-видимому,

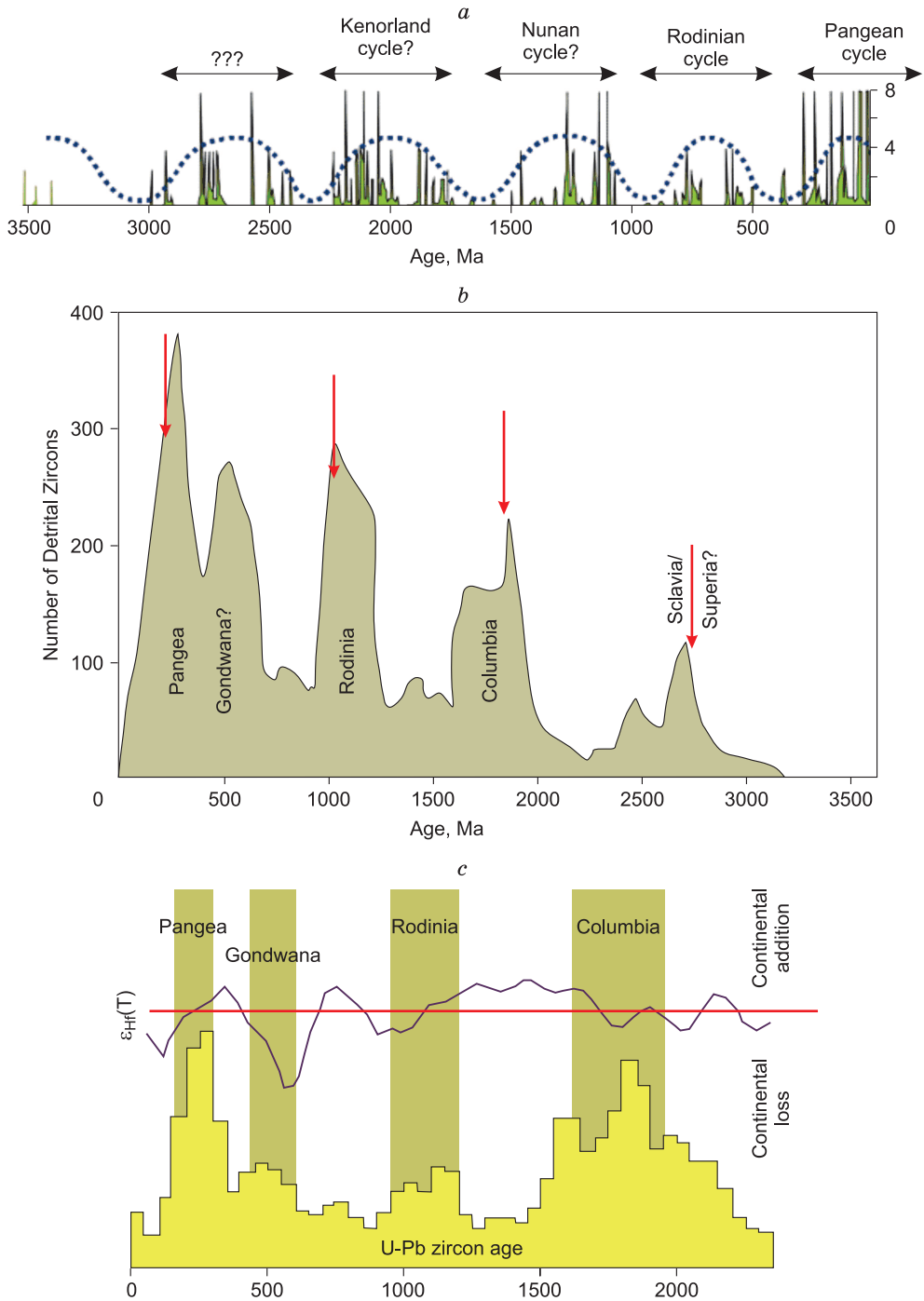


Рис. 7.1. Квазипериодическое проявление глобальных процессов: *a* – по: [Prokoph et al., 2004; Li, Zhong, 2009]; *b, c* – по: [Nance et al., 2014].

была впервые опубликована Т. Уорсли с соавторами [Worsley et al., 1982, 1984, 1985]. Эти авторы предложили идею о «допангейских» суперконтинентах, существовавших 0,6 – Паннотия, 1,1 – Родиния, 1,8–1,6 – Нуна (Колумбия) и 2,6 – Кенорленд (млрд лет назад). В частности, они предложили существование короткоживущего суперконтинента Паннотия в конце неопротерозоя. Эта идея в дальнейшем развивалась и до сих пор вызывает серьезные споры между ее сторонниками и противниками [Murphy et al., 2021].

Д. Пастор-Галан с соавторами [Pastor-Galán et al., 2019] справедливо отмечают, что не следует отождествлять понятия «суперконтинентальный цикл» и «цикл Вильсона» [Wilson, 1966]. Последний относится к истории возникновения, развития и исчезновения одного океана, не имеет циклического характера во временном смысле и не носит глобального характера. Суперконтинентальный же цикл включает в себя распад старого суперконтинента и последующее возникновение нового путем амальгамации его фрагментов [Pastor-Galán et al., 2019].

Как было отмечено выше, длительность процессов образования и распада суперконтинентов (период суперконтинентального цикла) варьируется в широких пределах в работах разных авторов. Такие расхождения в оценках вызваны, во-первых, отсутствием общепринятого определения термина «суперконтинент», во-вторых, неопределенностью того, что именно следует считать временем образования и временем распада суперконтинента, в-третьих, тем, что различные глобальные процессы могут быть связаны с различными фазами существования суперконтинентов.

От определения понятия «суперконтинента», в частности, зависит, является ли суперконтинентом Гондвана, образовавшаяся в позднем эдиакарии–кембрии [Merdith et al., 2017], ставшая частью Пангеи в карбоне и распавшаяся в мелу [Matthews et al., 2016]. Некоторые публикации [Nance et al., 2014], посвященные суперконтинентальному циклу, рассматривают Гондвану как суперконтинент, другие авторы [Li, Zhong, 2009; Prokoph et al., 2004] не включают ее в свое представление об этом цикле (см. рис. 7.1). Вышеупомянутая проблема Паннотии также отчасти связана с нечеткостью определения суперконтинента.

Наиболее общепринятое и расплывчатое определение: суперконтинент – это континентальная масса, включающая в себя все или почти все континентальные блоки [Hoffman, 1999; Pastor-Galán et al., 2019]. Однако даже наиболее изученный суперконтинент Пангея, согласно последним палеогеографическим моделям [Matthews et al., 2016], не включал в себя северный и южный Китай, Индокитай, Иран и многие среднеазиатские и восточноазиатские террейны.

Дж. Меерт [Meert, 2012] предложил более строгое определение: по его мнению, единая континентальная масса должна называться суперконтинентом, если она включала в себя 75 % существовавшей в данное время континентальной коры. Согласно этому определению, Пангея являлась суперконтинентом, а Гондвана – нет.

Ситуация с более древними суперконтинентами сложнее. Во-первых, некоторые блоки древней континентальной коры, например, Омолонский и Охотский массивы, Индокитай, в докембрийские палеогеографические реконструкции [Li et al., 2008; Meert, Torsvik, 2003; Merdith et al., 2017; Pisarevsky et al., 2003] не включены по причине отсутствия достаточной информации для определения их положения. Поэтому не понятно, включать ли их в эти 75 %. По мере удревнения реконструкций таких невключенных блоков становится больше. Например, Южный Китай, Тарим, блоки Сахары и Северо-Восточной Африки не включены в большинство мезопротерозойских реконструкций, в том числе, реконструкции Нуны [Meert, 2012; Pisarevsky et al., 2014]. Что касается палеопротерозойских реконструкций, то большинство из них [Pisarevsky et al., 2015; Söderlund et al., 2010] включают весьма ограниченное число существовавших в то время континентальных блоков [Bleeker, 2003]. Следует, однако, отметить, что недавно были опубликованы докембрийские (2,2–1,6 млрд лет назад) реконструкции, на которых показано предполагаемое положение большинства существовавших в это время континентов [Pehrsson et al., 2016]. Эти реконструкции во многом спекулятивны, нуждаются в многократном тестировании и, вероятно, будут серьезно модифицированы по мере опубликования новых данных, прежде всего палеомагнитных, которых по большинству из рассматриваемых блоков пока нет.

Во-вторых, количество надежных палеомагнитных данных также уменьшается по мере удревнения возраста изучаемых пород. Это связано в первую очередь с проблемой сохранности первичной остаточной намагниченности, а также с проблемой ее надежного датирования. К сожалению, существовали достаточно длинные этапы докембрийской истории, для которых количество надежных палеомагнитных полюсов мало (часто 1 или 2), а по многим континентам их нет вообще [Pisarevsky et al., 2014, рис. 1]. По этой причине построение кривых кажущейся миграции полюса (главного инструмента палеомагнитных реконструкций) для докембрия становится невозможным, и возникают проблемы определения палеодолготы и палеомагнитной полярности, поскольку по единичному полюсу можно определить лишь палеошироту континента, при этом неизвестно, была она северной или южной (рис. 7.2). В такой ситуации имеющиеся палеомагнитные данные допускают многочисленные альтернативные варианты палеогеографических реконструкций, в частности конфигурации суперконтинентов. Достоверность выбранного варианта зависит от полноты и надежности других типов данных: распределения крупных магматических провинций, пассивных и активных окраин континентов, орогенных поясов, геохимических и изотопных данных и др.

Таким образом, говоря о докембрии, если предлагаемая палеогеографическая модель и включает агломерат континентов, двигавшийся какое-то время как единое целое, то еще не факт, что этот агломерат можно назвать суперконтинентом согласно критерию Дж. Меерта [Meert, 2012].

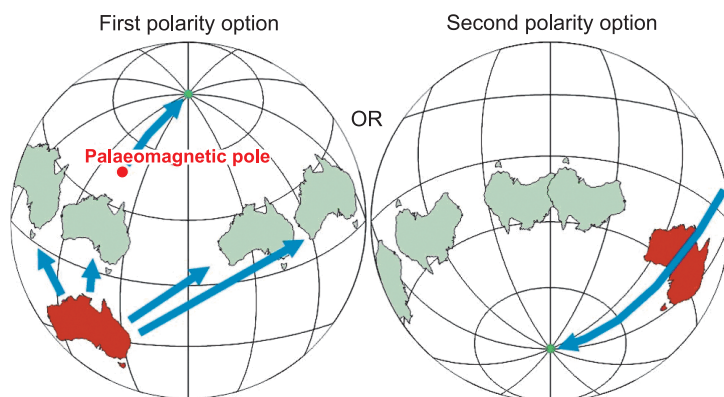


Рис. 7.2. Неоднозначность определения палеодолготы и палеомагнитной полярности в докембрии.

Д. Пастор-Галан с соавторами [Pastor-Galán et al., 2019] предложили качественно иное определение суперконтинента. По их мнению, суперконтинентом следует называть континент, который достаточно велик, чтобы влиять на мантийную конвекцию. Эти авторы считают, что сюда попадает Гондвана, а также современная Евразия. Кроме того, суперконтинент мог существовать с «независимыми» континентами и террейнами. Приведенное определение весьма «гибко», однако довольно серьезно завязано на математическое моделирование мантийных процессов в древние эпохи, а также на различные гипотезы, опирающиеся на косвенные данные об этих процессах [Collins, 2003; Pastor-Galán et al., 2019; и др.]. Естественно, что такое моделирование для древних эпох затруднено. Авторы определения также отмечают, что с их точки зрения если даже очень крупный континент включал в себя очень большой процент континентальной коры, но не оказывал заметного влияния на мантийную динамику, его нельзя называть суперконтинентом. И наоборот, если меньший по размеру континент оказывал такое влияние, то его следует называть суперконтинентом [Pastor-Galán et al., 2019]. Признавая перспективность такого подхода, мы полагаем, что на данном этапе это определение суперконтинента является спорным и не слишком практичным. Однако предлагаемая концепция полезна для определения связи суперконтинентального цикла с геодинамическими процессами и выявления его движущих сил. Упомянутая выше корреляция между последовательностью возникновения и распада суперконтинентов (суперконтинентального цикла) и другими квазициклическими процессами в геосфере, гидросфере, атмосфере и биосфере может быть вызвана некой циклическостью геодинамики Земли в целом [Pastor-Galán et al., 2019].

Важным моментом является также определение продолжительности процессов агрегации и распада суперконтинента. Например, что считать началом образования Пангеи? Закрытие океана Реикум в результате коллизии Лавразии и Гондваны? Образование Лавразии в результате каледонской кол-

лизии Лаврентии, Балтики и Авалонии? Образование Гондваны в результате панафриканской орогении? В последнем случае процесс агрегации Пангеи занял 200–250 млн лет. Вопрос о том, что именно считать «периодом» суперконтинентального цикла, пока окончательно не решен (например, [Condie, 2002; Merdith et al., 2019; Murphy, Nance, 2003]).

Несмотря на эти проблемы, в целом концепция суперконтинентального цикла поддерживается большинством исследователей. Дж. Мэрфи и Р. Нанс [Murphy, Nance, 2003] предположили, что процессы распада одного суперконтинента и образования другого бывают двух типов: экстравертный и интровертный (рис. 7.3). При экстравертном процессе новый суперконтинент оказывается как бы «вывернутым наизнанку» старым. При распаде образуются и растут «внутренние» океаны, а «внешний» океан, окружавший «материнский» суперконтинент, уменьшается. Процесс образования «дочернего» суперконтинента приводит к тому, что бывшие превращаются в новый «внешний» (мировой) океан. При интровертном процессе «внутренние» океаны после первичного роста снова закрываются, что приводит к образованию «дочернего» суперконтинента, имеющего конфигурацию, более сходную с «материнским» суперконтинентом, нежели в случае экстравертного процесса. Авторы идеи допускают также образование «дочернего» суперконтинента в результате комбинации обоих процессов. Р. Митчелл с соавторами

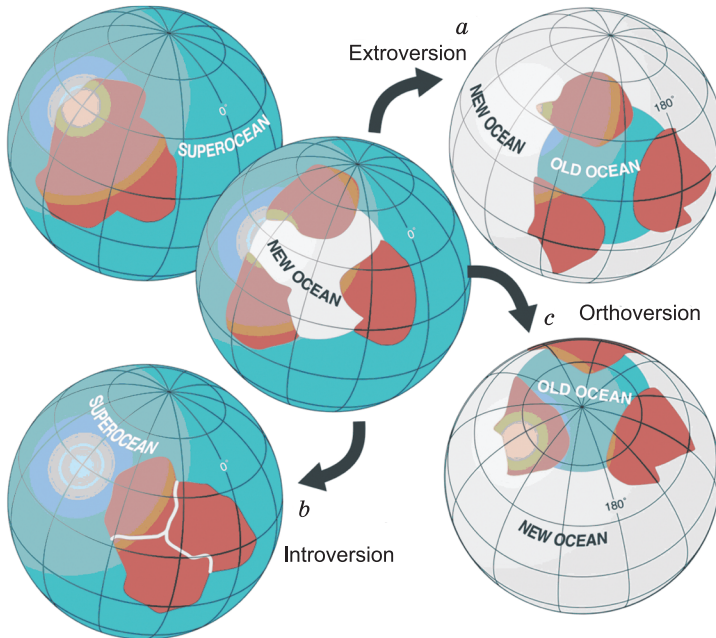


Рис. 7.3. Типы распада одного суперконтинента и образования другого (по: [Pastor-Galán et al., 2019]).

*a* – экстравертный; *b* – интровертный; *c* – ортовертный.

[Mitchell et al., 2012] предложил третью, «ортовертную» модель, согласно которой океаны закрываются в перпендикулярном направлении по отношению к направлению своего раскрытия во время распада «материнского» суперконтинента, в зоне даунвеллинга в кольцевом субдукционном поясе вокруг него.

Ввиду вышеупомянутых проблем с построением надежных палеогеографических реконструкций (особенно докембрийских), неопределенностью терминологии и неточностью определения периодов суперконтинентального цикла, наибольшее распространение получил следующий подход: начало существования суперконтинента ассоциируется со временем максимального развития коллизионных орогенов, а начало его распада – со временем развития крупных магматических событий (рис. 7.4) [Condie, Aster, 2013; Condie et al., 2015; Pastor-Galán et al., 2019]. Этот подход представляется правильным и с точки зрения палеомагнитологии: он исключает взаимное перемещение отдельных частей суперконтинента относительно друг друга. Он также позволяет использовать палеополюсы по таким частям для всего суперконтинента в целом и, в идеале, строить кривые кажущейся миграции полюса для него, как это делается для Гондваны [McElhinny et al., 2003; Torsvik et al., 2012].

Другими квазициклическими процессами, связанными с суперконтинентальным циклом могут быть мантийные суперплюмы, эпизодические «аваланжи» субдукционных пластин, интервалы повышенных скоростей движения литосферных плит и скоростей субдукции [Dhuime et al., 2012; Pastor-Galán et al., 2019; Stein, Hofmann, 1992]. Д. Пастор-Галан с соавторами [Pastor-Galán et al., 2019], однако, справедливо отмечают, что, хотя эти явления могут быть следствиями суперконтинентального цикла, обратное может быть неверным, и само наличие подобных

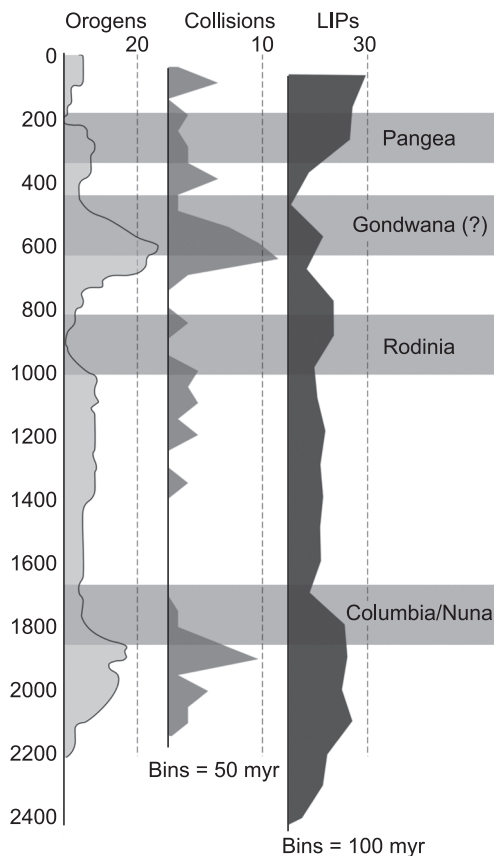


Рис. 7.4. Начало существования суперконтинента ассоциируется со временем максимального развития коллизионных орогенов, а начало его распада – со временем развития крупных магматических событий (по: [Pastor-Galán et al., 2019]).

квазипериодичностей не может быть принято как доказательство суперконтинентального цикла. Такие доказательства (или опровержения) могут быть получены лишь с помощью надежных докембрийских глобальных палеогеографических реконструкций с достаточно хорошим (50–100 млн лет) временным разрешением. Опубликованные реконструкции и анимации [Bleeker, 2003; Dalziel, 1997; Evans, Mitchell, 2011; Meert, Torsvik, 2003; Pehrsson et al., 2016; Pisarevsky et al., 2003, 2015; Söderlund et al., 2010] нуждаются в дальнейшем развитии и модификации в свете новых данных и новых идей.

С другой стороны, существующие модели и компиляции, относящиеся к упомянутым глобальным квазипериодическим процессам, также вряд ли могут считаться окончательными. Например, основой для большинства идей и гипотез об эпизодичности/квазипериодичности орогенных процессов являются базы данных по U–Pb возрастам магматических и детритовых цирконов [Condie, Aster, 2010; Iizuka et al., 2013; Pastor-Galán et al., 2013; Voice et al., 2011]. Однако такие базы данных неидентичны и, как показали Д. Пастор-Галан с соавторами [Pastor-Galán et al., 2019], их использование приводит к различным, иногда противоречащим друг другу интерпретациям (рис. 7.5). Такие различия могут быть связаны с неполнотой данных, с разной степенью сохранности цирконов, образовавшихся в различных геодинамических обстановках [Hawkesworth et al., 2009], и/или с недостатками методов статистического анализа [Puetz et al., 2017].

Существенную помощь в исследовании суперконтинентального цикла оказывают исследования изотопов гафния, проведенные параллельно с датированием цирконов. В частности, такие исследования показали [Belousova et al., 2010; Roberts, Spencer, 2015], что в течение некоторых временных интервалов рост и переработка континентальной коры носили квазипериодический характер, коррелируемый с фрагментами суперконтинентального цикла. Исследования изотопов стронция, неодима и кислорода тоже вносят свой вклад (см. ссылки [Pastor-Galán et al., 2019]).

Временное и пространственное распределение некоторых видов металлических полезных ископаемых также может быть связано с суперконтинентальным циклом. В частности, обнаружено увеличение количества месторождений бериллия, бора, меди, ртути и молибдена с возрастом минерализации в интервалы 1900–1700, 1200–1000, 600–500 и 430–250 млн лет ([Pastor-Galán et al., 2019] и ссылки в этой работе), что примерно соответствует времени начала образования Нуны, Родинии, Гондваны и Пангеи. Можно также отметить экстремально большой тоннаж свинцово-цинковых месторождений типов Sedex и MVT с возрастом минерализации, коррелируемым с образованием Нуны и Пангеи [Leach et al., 2010].

На рис. 7.1, *a* хорошо видно относительно большое количество крупных континентальных магматических провинций с возрастом 1300–1100 и 800–700 млн лет, что, по нашему мнению, соответствует времени распада Нуны [Pisarevsky et al., 2014] и времени первого этапа распада Родинии – раскрытию океана Палеопацифик [Li et al., 2008]. Еще один максимум можно уви-

СУПЕРКОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ЦИКЛЫ

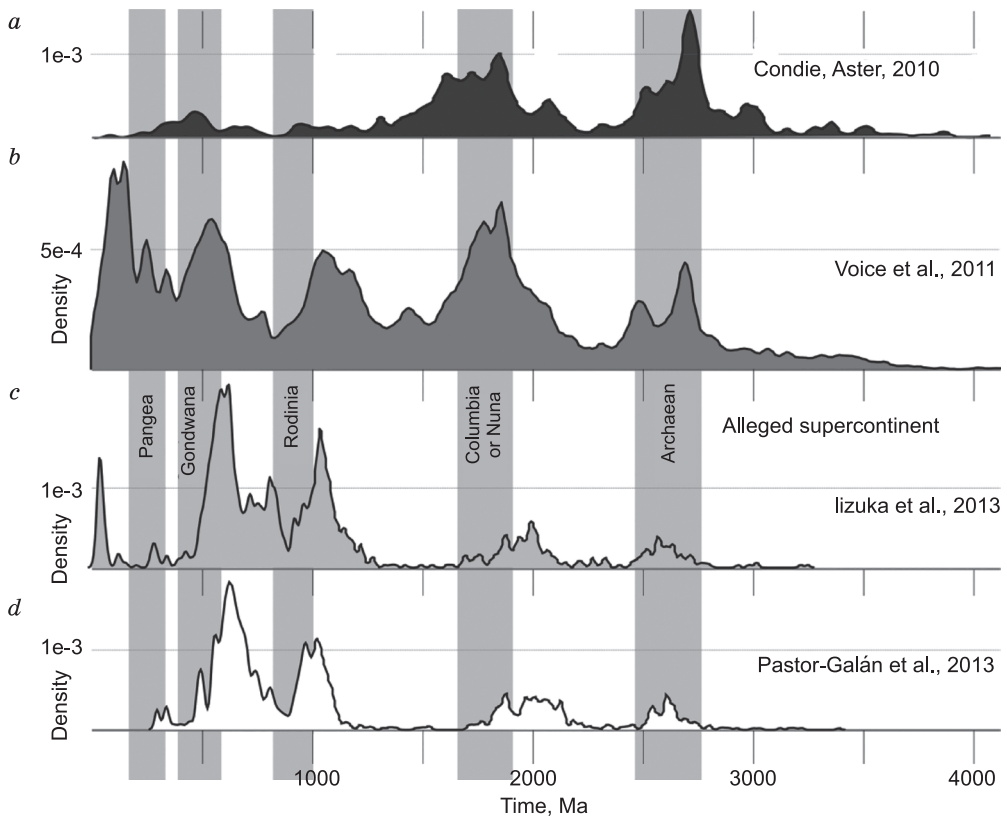


Рис. 7.5. Распределение U–Pb возрастов магматических и детритовых цирконов по различным базам данных (по: [Pastor-Galán et al., 2019]).

*a* – [Condie, Aster, 2010]; *b* – [Voice et al., 2011]; *c* – [Iizuka et al., 2013]; *d* – [Pastor-Galan et al., 2013].

деть от 600 до 500 млн лет, что примерно соответствует последнему этапу распада Родинии – раскрытию океана Япетус и моря Торнквиста [Pisarevsky et al., 2008]. Эти два факта согласуются с вышеупомянутым предположением о том, что начало распада суперконтинента связано с развитием крупных магматических событий. Следует, однако, заметить, что период 600–500 млн лет назад совпадает также с панафриканской орогенцией и агрегацией Гондваны. По фанерозойской части распределения крупных магматических провинций трудно сделать какие-либо выводы относительно его корреляции с суперконтинентальным циклом. Большое количество провинций с возрастом 2300–2000 млн лет может быть связано с распадом гипотетического суперконтинента Кенорленд, но ввиду явной недостаточности информации по этому суперконтиненту время для обоснованных выводов о нем еще не пришло.

Вопрос о начале суперконтинентального цикла тесно связан с вопросом о начале тектоники плит. Мнения сильно разнятся – от 1 млрд лет назад

[Stern, 2005] до 3,1 млрд лет назад [Cawood et al., 2006]. В одной из последних публикаций на эту тему [Cawood et al., 2018] приводятся мультидисциплинарные (включая палеомагнитные) свидетельства о том, что тектоника плит в современном ее понимании началась между 3,2 и 2,5 млрд лет назад. В. Бликер [Bleeker, 2003] предполагает, что процесс агрегации континентальных фрагментов начался примерно 3,2–3,0 млрд лет назад и считает, что это могло быть началом суперконтинентального цикла, но также могло быть только началом процессов амальгамации суперкратонов.

Суперконтинентальный цикл, по мнению многих исследователей, может быть связан с климатическими процессами [Nance et al., 1986; Umbgrove, 1940], в первую очередь с изменениями уровня Мирового океана и с оледенениями. Однако Д. Брэдли [Bradley, 2011] пришел к выводу о том, что имеющиеся данные позволяют исследовать корреляцию между глобальными температурными изменениями и суперконтинентальным циклом лишь в фанерозое. На рис. 7.6 видно, что резкое похолодание произошло примерно 350–290 млн лет назад – во время амальгамации Пангеи, причем за ним последовало резкое потепление. Связано ли это с суперконтинентальным циклом, или просто совпадение, пока неясно. Уровень моря (см. рис. 7.6) был повышенным примерно с 200 млн лет, что можно связать с распадом Пангеи и возникновением большого количества срединно-океанических хребтов. Однако не вполне понятно, есть ли связь повышенного уровня моря в течение всего существования Гондваны и резкого его снижения в последние 50 млн

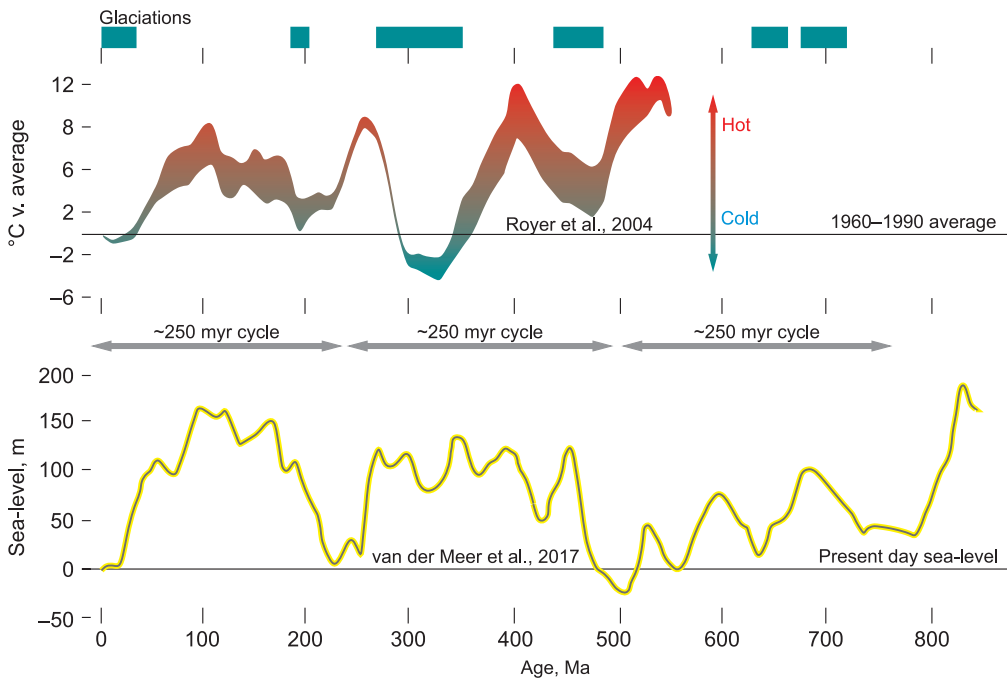


Рис. 7.6. Вариации температуры и уровня моря во время амальгамации Пангеи.

лет с суперконтинентальным циклом. Докембрийскую часть графика также трудно комментировать в контексте суперконтинентального цикла.

Есть мнение (см. [Pastor-Galán et al., 2019] и ссылки в этой работе), что глобальные оледенения вызываются амальгамацией суперконтинентов, особенно если она происходила в низких широтах. Однако отсутствие следов оледенений 1700–1000 млн лет назад (во время образования, существования и распада Нуны), а также приуроченность двух глобальных оледенений в криогении к распаду Родинии вызывают серьезные сомнения в такой связи. Фанерозойские оледенения случались как во время «стабильной» Гондваны (в ордовике) и «стабильной» Пангеи (в перми), так и после распада Пангеи (в четвертичное время).

Связь эволюции жизни на Земле с суперконтинентальным циклом также маловероятна. Массовые вымирания и «взрывы» случались в различные его фазы [Pastor-Galán et al., 2019].

Одной из крупных докембрийских структур является Сибирский кратон, который был составной частью нескольких суперконтинентов. Окончательное формирование единого Сибирского кратона пришлось на конец палеопротерозоя [Розен, 2003; Хаин, 2000; Gladkochub et al., 2006], поэтому нет оснований рассматривать его возможное вхождение в какие-либо из гипотетических архейских суперконтинентов. До конца палеопротерозоя существовали только отдельные супертеррейны, вошедшие в дальнейшем в структуру кратона, которые характеризовались своими отличительными особенностями строения и геологического развития (обзор, в [Donskaya, 2020; Ярмолюк и др., 2021]). Как было показано в гл. 5, существует несколько схем внутреннего строения Сибирского кратона (например, [Глебовицкий и др., 2008; Розен, 2003; Gladkochub et al., 2006; Smelov, Timofeev, 2007]). Согласно одной из наиболее распространенных схем, в строении кратона выделяются пять крупных супертеррейнов (см. рис. 5.14): Тунгусский, Анабарский, Оленекский, Алданский, Становой, а также разделяющие (или сшивающие) их палеопротерозойские орогенные пояса и шовные зоны [Розен, 2003; Donskaya, 2020; Gladkochub et al., 2006]. Образование Сибирского кратона как консолидированной группы супертеррейнов происходило в несколько этапов на временном интервале 2,00–1,87 млрд лет и завершилось формированием в период 1,88–1,84 млрд лет Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса, который протянулся через ряд супертеррейнов, зафиксировав их объединение в составе единого кратона [Ярмолюк и др., 2021; Donskaya, 2020]. Согласно большинству существующих палеогеографических реконструкций, Сибирский кратон входил в структуру двух докембрийских суперконтинентов: Нуна и Родиния (например, [Condie, Rosen, 1994; Didenko et al., 2009; Ernst et al., 2016; Evans, Mitchell, 2011; Frost et al., 1998; Gladkochub et al., 2006, 2010; Hoffman, 1991; Khudoley et al., 2001; Li et al., 2008; Pisarevsky, Natapov, 2003; Pisarevsky et al., 2008, 2014; Rainbird et al., 1998; Sears, Price, 2003]). Несмотря на то что точная позиция Сибирского кратона в структуре Нуны и Родинии до сих пор обсуждается [Condie, Rosen, 1994; Frost et al., 1998; Evans, Mitchell, 2011; Hoffman, 1991; Pisarevsky et al., 2008, 2014;

Rainbird et al., 1998; Sears, Price, 2003], большинство исследователей сходятся во мнении, что южная часть Сибири (в современных координатах) была расположена недалеко от северной окраины Лаврентии (кратонная часть Северной Америки) в период от 1600 до 700 млн лет. Палеомагнитные данные позволяют предположить, что большую часть этого времени два кратона, вероятно, принадлежали одной литосферной плите, причем не обязательно находясь в прямом контакте (обзор в [Pisarevsky et al., 2021]). Отделение Сибирского кратона от Родинии, вероятно, произошло в криогене и было спровоцировано франклинским крупным магматическим событием, вызванным активностью суперплюма на временном рубеже около 725 млн лет [Ярмолюк и др., 2005б; Ernst et al., 2016; Li et al., 2008]. Растяжение, вызванное франклинским крупным магматическим событием, привело к открытию Палеоазиатского океана на временном интервале 700–650 млн лет и собственно отделению Сибирского кратона от Родинии [Gladkochub et al., 2019]. На фанерозойском этапе развития Земли Сибирский кратон входил в структуру более молодых суперконтинентов Лавразия и Пангея.

В заключение повторим, что различные интерпретации суперконтинентального цикла и его связей с другими глобальными процессами зависят от таких факторов, как определение самого понятия «суперконтинент», точности временных оценок процессов образования, существования и распада суперконтинентов и от наличия достаточного количества геологических, палеомагнитных, геохимических, изотопных и других данных. В особенности это касается наиболее древних (докембрийских) суперконтинентов – Кенорленда, Нуны (Колумбии), Родинии. По нашему мнению, само существование суперконтинентов в геологическом прошлом можно считать доказанным. Однако насколько велики были эти суперконтиненты, сколько их было, каковы механизмы их образования, каково соотношение между случайностью и закономерностью в их возникновении, эволюции и распаде – все это продолжает быть предметом дискуссий, хотя в последние годы и наметился определенный прогресс. Насколько «циклический» был процесс образования суперконтинентов и какова его связь с другими глобальными процессами? Существуют различные гипотезы на этот счет, а также теоретические модели, которые еще в значительной степени нуждаются в подтверждающих (или опровергающих) их данных.



## Глава 8

### АБСОЛЮТНЫЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ДВИЖЕНИЯ КОНТИНЕНТОВ В ФАНЕРОЗОЕ

Абсолютные реконструкции тектонических плит используют как древнюю широту, так и долготу для расчета положения континентов и тектонических блоков в геологическом прошлом. Такие реконструкции были разработаны на основе многочисленных записей океанических магнитных аномалий, геометрии трансформных разломов и следов горячих точек за последние ~200 млн лет [Seton et al., 2012]. Однако до 200 млн лет морское дно было полностью субдуцировано, и поэтому необходимо обратиться к другим методам оценки абсолютных координат тектонических блоков.

На самом деле построение абсолютных моделей движения тектонических плит, в которых широта и долгота установлены относительно мантии или оси вращения Земли, уже проблематично начиная с ~130 млн лет, с этого времени теряется надежность реконструкций треков горячих точек [O'Neill et al., 2005]. По этой причине наиболее полезным методом для реконструкций с 200 млн лет назад и древнее является палеомагнетизм, который позволяет рассчитать древнюю широту и повороты тектонических плит. На практике палеомагнетизм не может использоваться для расчета древней долготы тектонического блока [Таухе, 2010]. В последние несколько лет появились четыре новые геодинамические концепции и соответствующие им аналитические инструменты, которые позволяют расширить абсолютные тектонические реконструкции плит для геологических периодов древнее, чем 200 млн лет назад. Эти концепции кратко представлены далее:

- 1) стабильное положение Африки как точки отсчета для абсолютных реконструкций;
- 2) сейсмическая томография субдуцированных океанических плит;
- 3) реконструкции по зонам генерации мантийных плюмов;
- 4) метод палеомагнитных эйлеровых полюсов.

### 8.1. РЕКОНСТРУКЦИИ ПО ПОЛОСОВЫМ ОКЕАНИЧЕСКИМ АНОМАЛИЯМ

Модели современного движения тектонических плит основаны на GPS измерениях [Argus, Heflin, 1995], космической геодезии (например, GEODVEL модель [Argus et al., 2010]) или комбинации измеренных скоростей, движения и азимутов разломов (например, NUVEL-1 модель [DeMets et al., 2010]). Такие тектонические модели являются наиболее точными, но они возможны только для определенных регионов и ограничены временными рамками от настоящего времени до плейстоцена.

Традиционные тектонические модели плит основаны на интерпретации данных о спрединге морского дна и палеомагнитных данных для реконструкции океанических бассейнов и континентальных блоков в рамках абсолютной системы отсчета [Golonka, 2007; Müller et al., 2008; Schettino, Scotese, 2005]. Традиционные тектонические реконструкции плит имеют временной охват до палеозоя, но при этом описывают определенный возрастной срез и не являются динамически развивающимися моделями.

Seton с коллегами [2012] разработали современную, так называемую объединенную, геодинамическую модель плит, которая прогнозирует положение границ плит и неоднородность мантийной плотности до 200 млн лет. Их модель основана на данных движения плит, полученных по магнитным океаническим аномалиям в так называемой гибридной абсолютной системе отсчета. Гибридная система отсчета объединяет систему отсчета движущихся горячих точек Индийского и Атлантического океанов [O'Neill et al., 2005] до 100 млн лет назад и палеомагнитную систему отсчета с поправкой на истинное блуждание полюса, или TPW [Steinberger, Torsvik, 2008], до 200 млн лет назад. Torsvik с соавторами [2008] показали, что Африка была окружена срединно-океаническими хребтами, по крайней мере, в течение последних 170 млн лет, и поэтому переместилась на менее чем 500 км за последние 100 млн лет.

Для реконструкций дна океана Seton и др. [2012] использовали спутниковые гравитационные аномалии [Sandwell, Smith, 2009] и современный набор идентификаций океанических магнитных аномалий, по которым строились изохроны движения океанического дна для всех основных океанических плит (см. пример для Северной и Центральной Атлантики на рис. 8.1). Глобальная подборка конечных эйлеровых вращений использовалась для вычисления относительных движений между всеми основными тектоническими плитами.

Дополнительно [Seton et al., 2012] восстановили субдуцированную океаническую кору для основных плит в соответствии с методологией, описанной [Müller et al., 2008], т. е. используя геологические свидетельства субдукции, информацию по окнам тектонических плит и свидетельства гигантского вулканизма. База данных включала более чем 70 000 идентифицированных магнитных аномалий, местоположения потухших и активных спрединговых хребтов и их окончаний, определяющих переход от континентальной коры к океанической. Seton и др. [2012] реконструировали динамически закрытые полигоны тектонических плит с интервалами в один миллион лет.

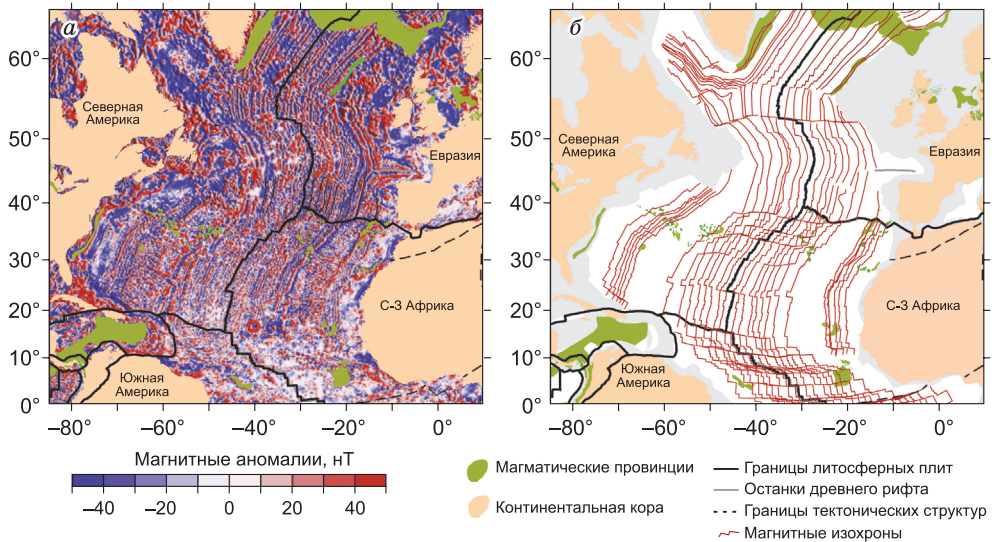


Рис. 8.1. Океанические магнитные аномалии для Центральной и Северной Атлантики (а), карта магнитных изохрон океанического дна (по: [Seton et al., 2012]), которые использовались для абсолютных реконструкций раздвижения Атлантического океана (б).

Пример глобальной абсолютной реконструкции по магнитным аномалиям на середину раннего мезозоя иллюстрирует рис. 8.2. Континенты и океанические структуры реконструированы на свои древние широты и долготы. Океан Панталасса был полностью окружен субдукционными зонами 200 млн лет назад. Был смоделирован спрединг океанического дна в виде

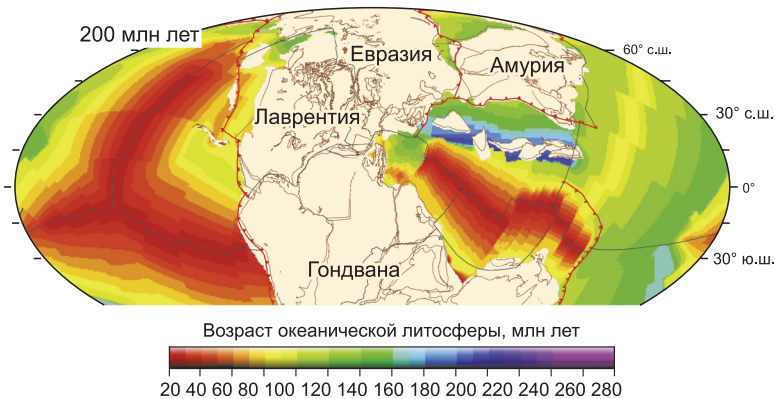


Рис. 8.2. Глобальная реконструкция плит для 200 млн лет, выполненная по океаническим магнитным аномалиям ([Seton et al., 2012], с изменениями).

Распределение океанической литосферы соответствует возрасту и площади во время формирования 200 млн лет назад. Красные линии обозначают зоны субдукции, черные – срединно-океанические хребты и трансформные разломы.

системы трех плит Идзанаги, Фараллон и Феникс [Seton et al., 2012]. Рукава тройного сочленения достигали субдукционной зоны к востоку от Австралии (хребет Идзанаги-Феникс), вдоль Амурского блока (хребет Идзанаги-Фараллон) и южной части Северной Америки (хребет Фараллон-Феникс).

## 8.2. РЕКОНСТРУКЦИИ ПО СЛЕДАМ ГОРЯЧИХ ТОЧЕК

Мантйный шлейф, или след горячей точки, это цепь вулканов на поверхности Земли, возраст которых удревняется по мере удаления от действующего сегодня вулкана. Примером является горячая точка Йеллоустоун на северо-западе США, которая находится на окончании цепи недействующих в настоящее время кальдер, возраст которых постепенно удревняется по направлению на запад. Другим знаменитым примером является Гавайский архипелаг, где возраст островных вулканов постепенно становится древнее на северо-запад. Такие вулканические цепи горячих точек используются для определения как широты, так и долготы тектонических плит в кайнозойе и позднем мезозое. При этом известно, что горячие точки сами могут мигрировать во времени. Wilson [1963] предположил, что образование Гавайских островов произошло в результате движения Тихоокеанской тектонической плиты над горячей точкой. Горячие точки являются узкими потоками горячей мантии, которые поднимаются от границы ядра и мантии Земли. Большинство горячих точек приурочено к окраинам горячих полей мантии [Courtillot et al., 2003]. В настоящее время выделено два крупных горячих поля мантии (по: [Зоненшайн, Кузьмин, 1983]), или две низкоскоростные мантйные провинции (large low-shear-velocity provinces – сокращенно LLSVPs) [Dziewonski et al., 2010; Garnero, McNamara, 2008], Африканское и Тихоокеанское горячие поля (рис. 8.3).

Считается, что LLSVPs могли быть сформированы под действием субдуцированных плит (например, [McNamara, Zhong, 2005]) или были подконтрольны конвекционным движениям в нижней мантии [Dziewonski et al., 2010]. LLSVPs связаны с восстановленными местоположениями крупных изверженных провинций [Torsvik et al., 2006], основных горячих точек [Burke et al., 2008] и фанерозойских кимберлитов [Torsvik et al., 2010], хотя статистический вывод об этих признаках не может быть отнесен конкретно к внутренней части или краю LLSVP [Austermann et al., 2014; Davies et al., 2015]. Эти корреляции подразумевают, что LLSVPs являются долгоживущими объектами, которые сохранились приблизительно на тех же местах на протяжении последних 360 млн лет.

Так как вулканизм горячих точек не связан с границами плит и трансформными разломами, по таким точкам возможно восстановить движение самих плит. Некоторые горячие точки лежат на окончании цепочки вулканических островов в океане, а начинались они как крупные вулканические провинции (large igneous provinces – сокращенно LIP). Примером таких точек являются Тристан (траппы Парана-Этендека) и Реюньон (траппы Декан). Гавайская горячая точка, вероятно, была связана с LIP в самом начале, но такая

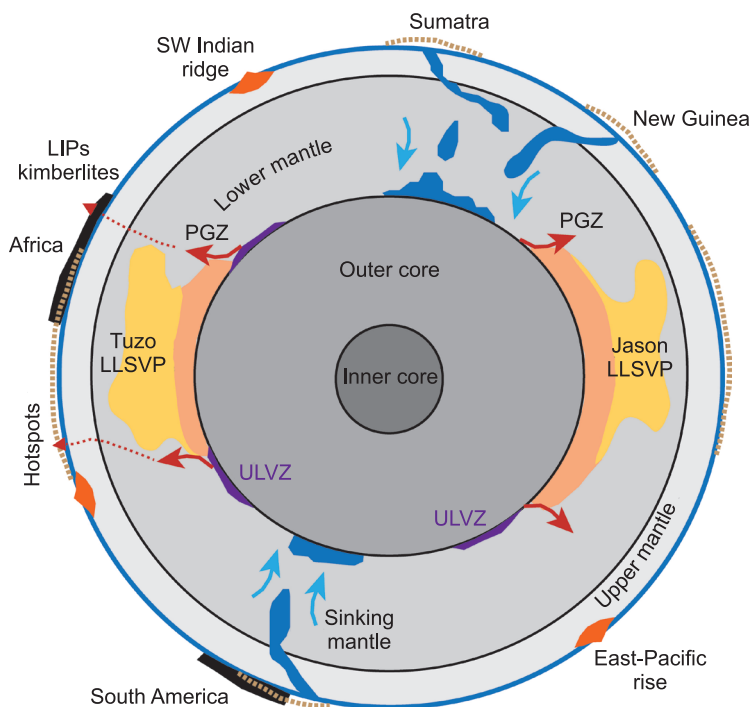


Рис. 8.3. Современная модель мантийных плюмов (по: [Burke, 2011]), регулируемая двумя антиподальными мантийными плюмами (LLSVPs) Tuzo (Африканское горячее поле) и Jason (Тихоокеанское горячее поле).

Оранжевый цвет означает, что область над горячими полями теплее фоновой мантии. Коричневые пунктирные линии соответствуют положительным аномалиям геоида. ULVZ – ultra-low velocity zones (зоны ультранизких скоростей).

вулканическая провинция должна была уже субдуцироваться [Torsvik et al., 2017]. Горячая точка Великий Метеор, например, лежит в конце трека плюма и была связана с юрским кимберлитовым вулканизмом в Канаде [Heaman et al., 2004]. Многие горячие точки являются внутриплитными и поэтому оставляют след, т. е. цепочку вулканических островов на плите. По такому следу возможно реконструировать как направление движения, так и скорость движения плиты.

Dobrovine с соавторами [2012] разработали новую глобальную систему отсчета движущихся горячих точек (сокращенно GMHRF) на основе современных радиометрических датировок. Авторы проанализировали все наиболее изученные треки горячих точек и современные схемы движения тектонических плит совместно с численными моделями мантийной конвекции и адвекции каналов горячих точек в мантии, чтобы обеспечить согласованность моделей с движениями тектонических плит.

Рисунок 8.4 иллюстрирует движение Тихоокеанской плиты, полученное по трекам горячих точек Гавайской–Императорской и Луисвилльской от со-

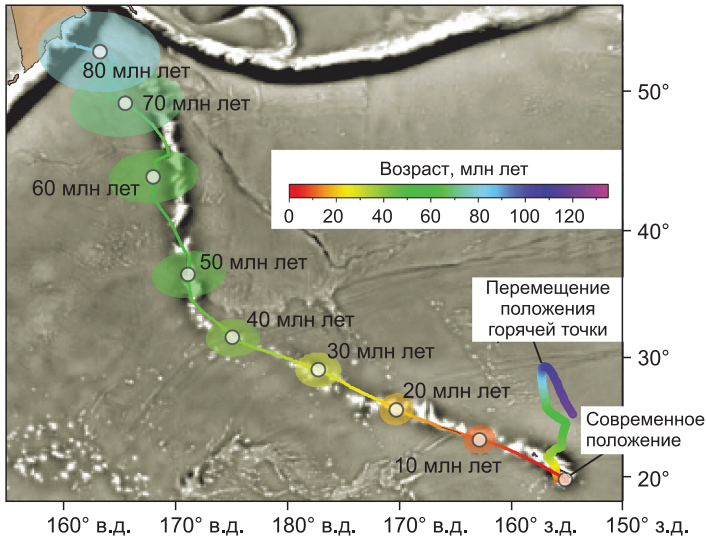


Рис. 8.4. Смоделированный трек Гавайской горячей точки с эллипсами доверия с интервалами в 10 млн лет (по: [Dobrovine et al., 2012]).

временности до 83,5 млн лет [Dobrovine et al., 2012]. Эта модель соответствует наблюдаемому местоположению подводных гор и их абсолютным возрастам и реконструирует движение самой точки. Хотя Торсвик и др. [Torsvik et al., 2017] продемонстрировали, что треки Гавайских и Императорских океанических гор могут быть реконструированы при отсутствии миграции самой Гавайской горячей точки относительно мантии, но только для 47 млн лет. Дрейф гавайского мантийного шлейфа на юг был предложен, чтобы смоделировать отклонение на 800 км от общей длины (2000 км) Императорской вулканической цепи.

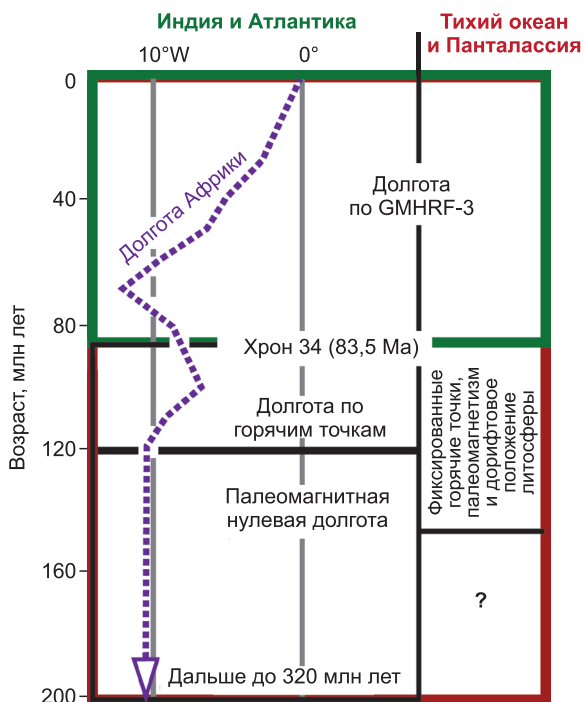
### 8.3. СТАБИЛЬНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ АФРИКИ КАК ТОЧКИ ОТСЧЕТА ДЛЯ АБСОЛЮТНЫХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

Было высказано предположение, что Африка, окруженная срединно-океаническими хребтами после распада Пангеи, может считаться стационарным континентом и поэтому не изменила своего продольного положения, по крайней мере, с пермского периода [Torsvik et al., 2008b]. Это означает, что Африку можно использовать в качестве фиксированной точки и что другие континенты можно реконструировать относительно Африки.

Для создания так называемой гибридной абсолютной системы отсчета Торсвик с соавторами [Torsvik et al., 2008a] использовали африканскую горячую точку для последних 100 млн лет, а затем глобальную палеомагнитную систему отсчета для 100–320 млн лет. Африканская горячая точка может проследиваться до 130 млн лет назад. Глобальная система отсчета для горячих точек, включая тихоокеанские, действительна только до 83,5 млн лет назад. Для реконструкций до этого времени необходимо вращение тектоничес-

Рис. 8.5. Абсолютная долгота Африканской плиты за последние 320 млн лет (по: [Dubrovin et al., 2016; Torsvik et al., 2012]).

Система отсчета гибридной мантии по глобальной системе отсчета горячих точек (GMHRF-3) использовалась до 83,5 млн лет; система отсчета по движущимся горячим точкам Индо-Атлантики использовалась до 120 млн лет [Dubrovin et al., 2012]; палеомагнитная система отсчета с поправкой на долготу (true wander path TPW) (поправка в 10,6° з. д.) (по: [Torsvik et al., 2012]), до 320 млн лет.



ких плит относительно предполагаемых фиксированных горячих точек. Сравнение разных моделей абсолютного движения плит, основанное на горячих точках, показало,

что Африканский континент почти не перемещался по долготе и широте за последние 320 млн лет в сравнении с другими континентами [Torsvik et al., 2008b], поэтому авторы предложили использовать Африку как точку отсчета для абсолютных реконструкций начиная со среднего карбона (рис. 8.5).

#### 8.4. СЕЙСМИЧЕСКАЯ ТОМОГРАФИЯ СБУДУЦИРОВАННЫХ ОКЕАНИЧЕСКИХ ПЛИТ

Метод сейсмической томографии был применен для восстановления положения субдуцированных плит в мантии Земли [van der Meer et al., 2010]. Метод позволяет определить долготу древних зон субдукции, по которым можно восстановить абсолютное положение любой относящейся к этой зоне тектонической плиты. Авторы идентифицировали 28 останков океанических плит, которые были субдуцированы в нижнюю мантию, и связали эти субдуцированные останки с зонами складчатости на континентах, которые могли быть образованы на границах плит возле субдукционных зон. Авторы предположили, что эти останки погрузились в мантию вертикально, что позволило восстановить долготу, на которой происходило погружение океанических плит в мантию. Складчатые зоны соответствующих возрастов были помещены над субдукционными слэбами, и таким образом было реконструировано положение основных континентов. Оценки расположения зон субдукции оказались смещены до 18° по сравнению с имеющимися абсолютными тектоническими реконструкциями плит за соответствующий период.

В первом приближении, разница в возрасте между наиболее погруженным и верхним концами субдуцированной в мантию океанической плиты может соответствовать времени начала и конца орогенного процесса на границе плиты. Ошибки в оценке возрастов складчатости по литературным данным находятся в пределах 10–25 млн лет. Эти ошибки использовались авторами для оценки точности в определении возраста начала и конца субдукции для разных плит. Останки океанических плит каменноугольного периода (300–360 млн лет) не были идентифицированы сейсмической томографией, что вводит возрастные ограничения для этого метода абсолютных реконструкций. Метод не может использоваться для реконструкций древнее 300 млн лет.

### 8.5. РЕКОНСТРУКЦИИ ПО ЗОНАМ ГЕНЕРАЦИИ МАНТИЙНЫХ ПЛЮМОВ

Методы реконструкций по полосовым океаническим аномалиям и по горячим точкам лимитированы последними ~130 млн лет. Предположение о нулевой долготе Африки действительно только до конца формирования суперконтинента Пангея, т. е. до 320 млн лет назад [Torsvik et al., 2012]. Численное моделирование показывает, что, вероятно, требуется менее чем 250 млн лет для того, чтобы субдуцирующая плита погрузилась к основанию мантии, и, следовательно, метод субдукции неприменим для палеозойской эры [Domeier, 2016]. Несмотря на ограничения, эти методы обеспечивают поддержку более фундаментального метода реконструкции, основанного на концепции зон генерации мантийных плюмов, представленных низкоскоростными мантийными провинциями, или LLSVP, также называемых суперплюмами.

Начиная с новаторских работ Уилсона [Wilson, 1963, 1973] и Моргана [Morgan, 1971], многие авторы связывали внутриплитные события с активностями в горячих точках, вызванными горячими восходящими мантийными плюмами. Зоненшайн и Кузьмин [1983] предположили, что горячие точки на поверхности Земли имеют не случайное распределение, а могут быть сгруппированы в области, которые они назвали горячими мантийными полями и холодными мантийными полями между ними. В настоящее время установлено, что горячим полям соответствуют низкоскоростные мантийные провинции (LLSVPs). Холодное поле мантии связано с погружающимися в мантию субдукционными зонами, в которых прохождение сейсмических волн повышено по сравнению со средним значением для всей Земли.

Две низкоскоростные мантийные провинции: Африканская (именуемая также Тузо) и Тихоокеанская (именуемая Джейсон) доминируют во всех современных глобальных моделях поперечно-волновой томографии [Burke, 2011; Courtillot et al., 2003] (см. рис. 8.3). Горячие плюмы соответствуют краям LLSVP в нижней мантии, где горячий материал поднимается вверх из нижней мантии, в то время как холодные плюмы соответствуют нисходящим ветвям, отражающие конвективные ячейки в нижней мантии и связанным с субдукцией [Santosh et al., 2014]. Было высказано предположение, что

пространственное совпадение гигантских магматических провинций (LIPs) и кимберлитов как минимум в течение последних 320 млн лет совпадает с полями LLSVPs [Kuzmin et al., 2010; Torsvik et al., 2010, 2012], когда LIPs восстанавливаются в исходные положения в системе координат мантии. Кузьмин с соавторами [2010] предположили на примере Сибири, что такой метод можно использовать для периодов древнее, чем 320 млн лет. Предполагая, что Африканская и Тихоокеанская LLSVPs оставались стабильными до мезозоя, можно построить новые кинематические модели для континентов, на которых находятся LIPs и кимберлиты, перемещая их к краям LLSVPs [Torsvik et al., 2010]. Однако до сих пор неизвестно, как долго LLSVPs были стабильны и какова природа их стабильности, поэтому метод реконструкции по зонам генерации мантийных плюмов все еще находится в развитии.

Courtillot и др. [2003] проанализировали томографические данные, наличие или отсутствие следов горячей точки или LIPs, данные о породах с высоким уровнем  $^3\text{He}/^4\text{He}$  и предложили, что 7 из 49 горячих точек имеют глубинное происхождение с корнями, уходящими до границы ядра и мантии. Burke, Torsvik [2004] восстановили положение 25 LIPs за последние 200 млн лет на места их извержения, используя глобальную палеомагнитную модель, показав, что Африка всегда оставалась на нулевой долготе. Torsvik и др. [2006] протестировали четыре различные системы отсчета движения плит (африканская фиксированная горячая точка, африканская движущаяся горячая точка, глобальная движущаяся горячая точка и глобальная палеомагнитная система отсчета), чтобы восстановить LIPs на участках их извержения. Они также сравнили восстановленные положения LIPs с несколькими глобальными томографическими моделями, наметили расположение градиентов скорости поперечных волн вблизи СМВ и заключили, что большинство LIPs, восстановленных на место начального извержения, попадают на контуры с  $-1\%$  градиентом замедления скорости поперечных волн.

Steinberger, Torsvik [2008] показали, что миграция истинного полюса Земли (true polar wander, или TPW) за последние 320 млн лет состоит из колебаний назад и вперед, так что полюс никогда не отклонялся более чем на  $\sim 20^\circ$  от своего текущего положения, и находился в пределах  $\sim 5^\circ$  от текущего положения около половины всего времени. Кроме того, эти колебания всегда происходили вокруг оси вращения Земли, поэтому, независимо от того, рассматриваются ли вращения TPW или нет, LIPs всегда оставались расположенными близко к полям LLSVP. В 2010 г. реконструкция LIPs была также предложена для гигантской магматической провинции Скагеррак (297 млн лет назад) в Северной Европе [Torsvik et al., 2008b]. Torsvik и др. [2010] предположил, что 80 % всех кимберлитов было сформировано при разогреве литосферы древних кратонов без образования LIPs вблизи краев Африканского горячего поля.

Корреляция реконструированного палеогеографического положения мест извержения LIPs и кимберлитов, по крайней мере с 365 млн лет, указывает на долгосрочную стабильность Африканского и Тихоокеанского горя-

чих полей мантии. Эта корреляция между поверхностными и мантийными элементами обеспечивает новый способ восстановления продольного положения континентов.

Кузьмин и Ярмолюк [2014] проанализировали роль мантийных плюмов Северо-Восточной Азии в формировании эндогенных месторождений, установив таким образом, что после распада лавразийской части суперконтинента Родиния, который произошел около 700 млн лет назад, вдоль края отделившегося Сибирского континента сформировались рудоносные карбонатитовые и базит-ультрабазитовые магматические комплексы. Авторы предположили, что формирование этих комплексов связано с мантийным суперплюмом, который расколол Родинию. С ними связывается образование ряда месторождений, например, Ni-Cu-Pt месторождений Восточного Саяна, контролируемых массивами барбитайского базит-ультрабазитового комплекса. Минерализация подобного типа известна и в других районах на краю Сибирского кратона. Довыренский массив, возникший около 720 млн лет назад в ходе формирования Олоkitского грабена на окраине Сибирской платформы, может служить другим примером сульфидной минерализации, связанной с суперплюмом [Кузьмин, Ярмолюк, 2014]. Таким образом, Сибирский кратон может быть реконструирован на окраине мантийного плюма уже в позднем рифее. Следуя реконструкциям палеодолгот Сибири в фанерозое [Kuzmin et al., 2010], мы можем экстраполировать абсолютные реконструкции на поздний рифей и поместить Сибирский кратон на окраину Африканского мантийного горячего поля.

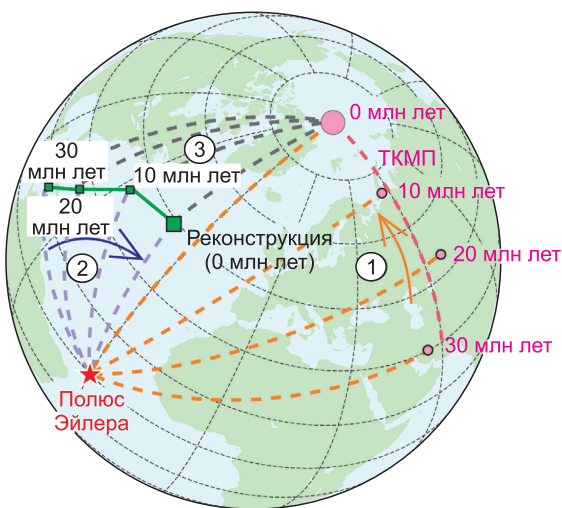
### 8.6. МЕТОД ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ЭЙЛЕРОВЫХ ПОЛЮСОВ

Wu, Kravchinsky [2014] разработали метод расчета древних широт путем геометрической параметризации траектории кажущейся миграции полюса, метод APWPGP, или метод палеомагнитных эйлеровых полюсов. Он успешно апробирован на расхождении континентов Восточной Гондваны [Simmons et al., 2015] и закрытии Монголо-Охотского океана [Wu et al., 2017a]. Разработано программное обеспечение для выполнения практических расчетов, используя данный метод [Wu et al., 2015].

Рисунок 8.6 иллюстрирует трехэтапную процедуру для расчета абсолютной траектории миграции континента посредством геометрической параметризации следа траектории кажущейся миграции полюса (ТКМП) [Wu, Kravchinsky, 2014]. В отличие от традиционной палеомагнитной реконструкции, где каждый палеомагнитный полюс индивидуально используется для палеогеографической реконструкции на определенное геологическое время, Wu и Kravchinsky [2014] рассматривают палеополюсы как интегральную последовательность, характеризующую пространственно-временное движение континента. Первый этап процедуры заключается в нахождении большого или иногда малого круга, который описывает дугу ТКМП, для определения полюса Эйлера и угла поворота этого полюса между полюсом 1, который соответствует более молодому геологическому времени, и полюсом 2, который соответствует более древнему периоду. Результирующие парамет-

Рис. 8.6. Схема, иллюстрирующая трехэтапную процедуру получения абсолютного движения континента путем геометрической параметризации траектории кажущейся миграции полюсов (ТКМП) (по: [Wu, Kravchinsky, 2014]).

1 – полюс Эйлера (звезда) и соответствующие углы поворота вычисляются путем нахождения большого круга, вписывающегося в сегмент ТКМП (30–0 млн лет, где современный полюс 0 млн лет совпадает с осью вращения Земли); 2 – результирующий трек точки на континенте (реконструкция от 30 до 0 млн лет) рассчитывается по сумме поворотов Эйлера и индивидуальных палеоширотных поправок; 3 – палеоширотные поправки находятся по сферическим расстояниям между большим кругом и рассчитанными древними широтами.



ры вращения Эйлера (полюс и угол вращения) принимаются для расчета абсолютных палеопозиций данного континента для временного интервала между полюсом 1 и 2 (второй этап). Окончательные реконструкции определяются путем применения предложенных Wu и Kravchinsky [2014] палеоширотных поправок к каждой реконструкции по большому кругу (третий этап). После применения палеоширотной поправки в качестве палеошироты принимается расстояние большого круга между географическим полюсом и ре-

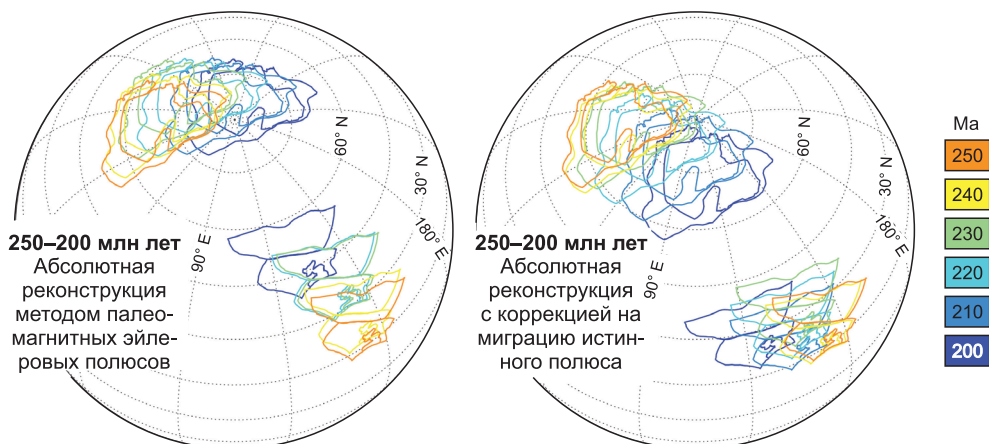


Рис. 8.7. Абсолютные реконструкции Сибирского и Северо-Китайского континентов за последние 250 млн лет с использованием методики палеомагнитных эйлеровых полюсов с поправкой на TPW (по: [Wu et al., 2017a]).

конструкцией, выполненной по индивидуальному фрагменту ТКМП, лежащему на большом круге. Палеогеографические реконструкции по этой методике похожи на реконструкции по фиксированным горячим точкам. В таких реконструкциях современная ось вращения Земли и меридиан Гринвича определены как не меняющиеся положение константы. Это основано на гипотезе, что в геологической истории движутся тектонические плиты, а не ось вращения Земли, и что миграции истинного географического полюса не существует (true polar wander, или TPW). Чтобы откорректировать реконструкции, приняв во внимание TPW, необходимо выбрать соответствующие коррекции из литературных источников и применить к реконструкциям определенного геологического периода. Такие реконструкции могут кардинально отличаться от реконструкций без подобных поправок, как проиллюстрировано на примере закрытия Монголо-Охотского океана на рис. 8.7 [Wu et al., 2017a].

### **8.7. ПРИМЕРЫ АБСОЛЮТНЫХ РЕКОНСТРУКЦИЙ ДВИЖЕНИЯ СИБИРИ И ДРУГИХ КОНТИНЕНТОВ В ПАЛЕОЗОЕ И ПОЗДНЕМ ДОКЕМБРИИ**

Методы абсолютных реконструкций континентов и литосферных плит, предполагающие реконструкцию положения не только континентов, но и субдукционных и океанических рифтовых зон и трансформных разломов, пока еще недостаточно разработаны, и поэтому существует много спорных вопросов и несогласований по их применению. Тем не менее такие реконструкции сделаны почти на весь фанерозой. Сибирский континент является одним из ключевых для абсолютных реконструкций в палеозое и докембрии, потому что он постоянно находился в районе горячего поля, по крайней мере, с рифея [Кузьмин, Ярмолюк, 2014; Kuzmin et al., 2010]. Остальные континенты так или иначе могут быть привязаны к Сибирскому континенту до 200 млн лет, когда Африка не была на нулевой долготе.

Реконструкция для границы перми и триаса (~250–245 млн лет) является одной из самых принципиальных для абсолютных реконструкций из-за положения Сибири. Рисунок 8.8 иллюстрирует основное противоречие, существующее в литературе. Torsvik с соавторами [2006] предположили, что Сибирский континент располагался над мантийной аномалией Пермь, названной так в [Lekic et al., 2012], либо над северо-восточным ответвлением Африканского горячего мантийного поля (см. рис. 8.8). Группа исследователей [Харин, 2008; Kuzmin et al., 2010; Lawver et al., 2002] показала, что образование Сибирских траппов ~250 млн лет могло быть связано с Исландской горячей точкой. Они суммировали абсолютные возрасты различных вулканических областей между Сибирскими траппами и Исландской горячей точкой. Основываясь на миграции магматизма и изменениях возраста изверженных пород, было показано, что фокус пермо-триасового траппового магматизма мигрирует на север, на нынешний Таймырский полуостров, а затем в прилегающие к Сибири районы Баренцева и Карского морей в раннетриасовый период, следующий за основным периодом извержения Сибирских траппов.

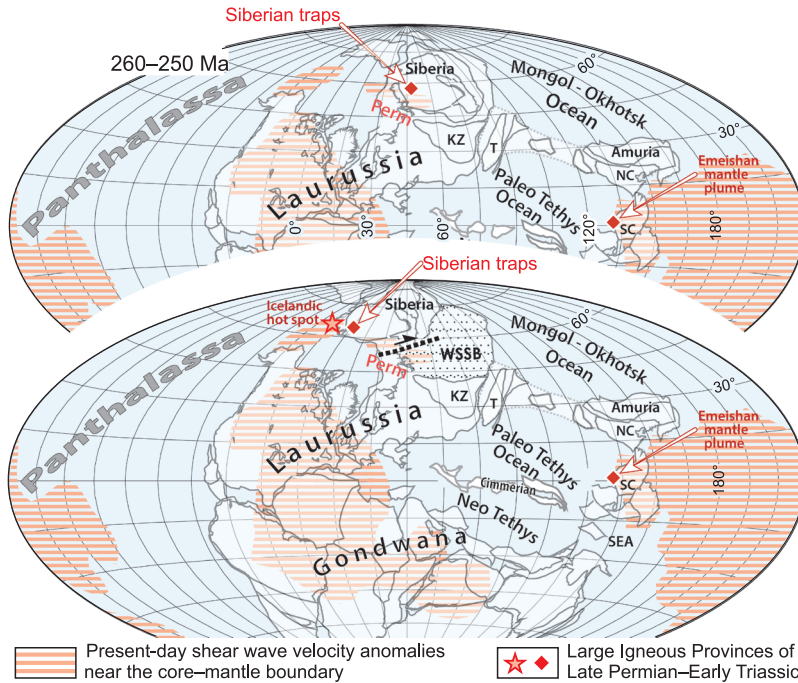


Рис. 8.8. Абсолютная реконструкция континентов на 250 млн лет (пояснения в тексте).

пов. На рис. 8.8 показано положение центра магматизма близко к Исландской горячей точке, хотя и немного восточнее. Такое положение места извержения Сибирских траппов базируется на реконструкции [Wu et al., 2017a], которая выполнена методом палеомагнитных эйлеровых полюсов и учитывает TRW. Flament и др. [2017] исследовали мантийную аномалию в перми методом сейсмической томографии и показали, что эта мантийная аномалия могла сформироваться в результате долгоживущей замкнутой субдукционной системы. Такие системы субдукционных зон возможны в палеозое, как показано, например, в реконструкциях [Hafkenscheid et al., 2006] и [Domeier, Torsvik, 2014], хотя их местоположение и возрастной интервал варьируется между реконструкциями. Flament и др. [2017] допустили, что аномалия Пермь сформировалась около 200 млн лет и переместилась на ~1500 км на запад за последние 150 млн лет. Это не позволяет связать Сибирские траппы с аномалией Пермь. Такое заключение совпадает с геохимическим анализом, приведенным в [Kuzmin et al., 2010], и реконструкцией из [Wu et al., 2017]. Тем не менее спор не разрешен окончательно. Положение Сибири около Исландской горячей точки в современных координатах подразумевает наличие крупных сдвигов и смещений. Многие разломы задокументированы магнитными аномалиями под мезозойским осадочным чехлом Западно-Сибирского осадочного бассейна [Allen et al., 2006]. Данные региональной магнитной съемки позволили [Allen et al., 2006] предположить, что правосторонние сдвиги на современном западе и юго-западе Сибирского кратона являлись

результатом относительного перемещения Сибирского и Восточно-Европейского кратонов, независимо от магматической активности, связанной с Сибирскими траппами и тройным сочленением в зоне горячей точки. Авторы справедливо предположили, что поскольку сдвиги, ориентированные с севера на юг в современных координатах, были ориентированы с запада на восток в поздней перми, перемещение без изменения широты не может быть определено палеомагнитным методом. Рисунок 8.8 иллюстрирует необходимость такого правостороннего сдвига (системы сдвигов), если принять, что Сибирский кратон находился в районе Исландской горячей точки в конце перми. С этой точки зрения нижняя реконструкция на рис. 8.8 представляется нам предпочтительной.

Другой спорный вопрос заключается в размещении южно-китайского блока. Torsvik и Domeier [2017] предположили, что южно-китайский блок мог находиться над Тихоокеанским горячим мантийным полем во время излияния Эмэйшаньских траппов 260 млн лет назад. Domeier и Torsvik [2014] показали, что существовало две замкнутые сети субдукции восточного Тетиса. Одна сеть существовала в районе Монголо-Охотского океана на высокой широте между 410 и 250 млн лет, и другая к югу от экватора между ~330 и 250 млн лет. Эмэйшаньские базальты излились вблизи экватора ~260 млн лет назад, поэтому Torsvik и Domeier [2017] поместили Южно-Китайский блок на западном краю Тихоокеанской LLSVP во время извержения в Эмэйшане, если предположить долговременную стабильность LLSVP. Более ранние реконструкции показывают Южно-Китайский блок в районе ~90–100° в. д. Однако гипотетическая связь между Эмэйшаньскими траппами и Тихоокеанским горячим мантийным полем не подтверждена другими наблюдениями. Абсолютная реконструкция, выполненная методом эйлеровых палеомагнитных полюсов показала, что центр Северо-Китайского блока находился в районе 130–140° в. д. [Wu et al., 2017a]. Если принять во внимание, что Северо- и Южно-Китайский блоки были в первой стадии амальгамации и начала закрытия Палеоазиатского океана между ними [Wu et al., 2017b], то такая реконструкция подтверждает положение Южно-Китайского блока на западном окончании Тихоокеанской LLSVP (см. рис. 8.8).

Torsvik и др. [2008a] проанализировали TPW, когда происходило вращение всей Земли относительно оси вращения, и продемонстрировали, что Африканская LLSVP оставалась примерно на том же месте последние 300 млн лет. В своих реконструкциях [Torsvik et al., 2010] продлили концепцию стабильности Африканского мантийного горячего поля до конца девона. Опираясь на особенности распределения магматизма, связанного с LIPs, Кузьмин с соавторами [Kuzmin et al., 2010] предположили, что Сибирский континент находился в рамках устойчивой Африканской LLSVP, потому что Исландия была расположена над северным краем LLSVP, по крайней мере, с раннего палеозоя до пермо-триасового периода. Это позволило им постулировать, что долготное положение Сибири не менялось радикально. Африканское горячее поле мантии расположено примерно между 30° з. д. и 70° в. д., что накладывает ограничение на смещение Сибирского континента в палеозое.

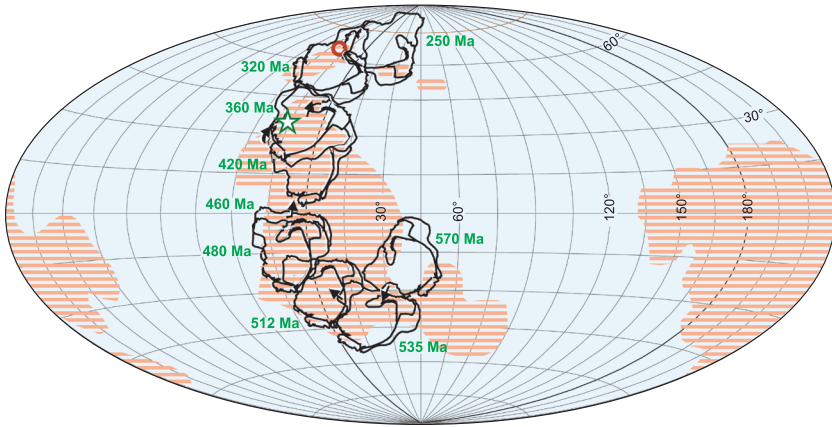


Рис. 8.9. Абсолютная реконструкция Сибирского континента от 570 млн лет до современности (по: [Kuzmin et al., 2010]).

Рисунок 8.9 иллюстрирует миграцию Сибирского континента в палеозое [Kuzmin et al., 2010] с использованием палеомагнитных данных для расчета палеоширот. Как будет показано ниже, палеопозиция Сибирского континента от позднего венда до пермо-триасового периода предполагает его перемещения в рамках влияния Африканской LLSVP. Реконструкция для 250 млн лет помещает Сибирь немного восточнее, чем у [Kuzmin et al., 2010], принимая во внимания абсолютные реконструкции, выполненные численным методом в [Wu et al., 2017a] (см. рис. 8.9).

На рис. 8.10 представлена позднедевонская реконструкция, которая также является одной из ключевых для абсолютных реконструкций. Вслед за [Кузьмин и др., 2003а,б; Kuzmin et al., 2010] мы предполагаем, что в конце девона Сибирь находилась над Вилюйской горячей точкой. Torsvik et al. [2008, 2010] и Domeier и Torsvik [2019] поместили Сибирь на северной окра-

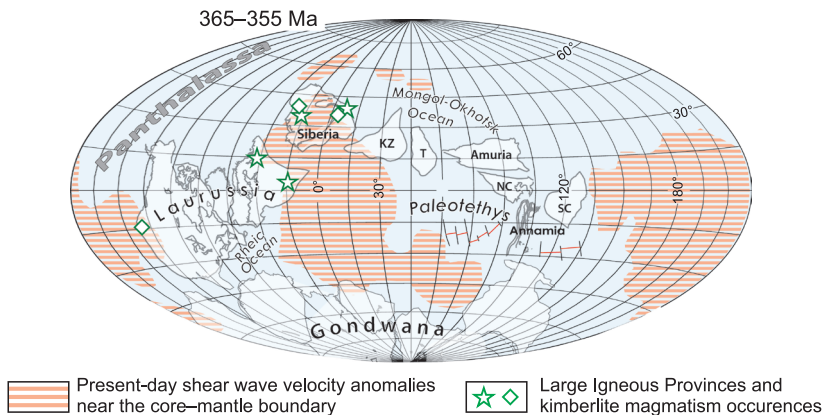


Рис. 8.10. Абсолютная реконструкция континентов на 365–355 млн лет с модификациями (по: [Kuzmin et al., 2010]).

ине Африканского горячего поля мантии (или LLSVP) 360 млн лет назад. Кузьмин и др. [Kuzmin et al., 2010] предположили, что Алтае-Саянский рифт тоже находился над Африканским горячим мантийным полем. В их реконструкции близкое расположение Лавруссии допускает существование Уральского океана, а положение Восточно-Европейской платформы над Африканским LLSVP помещает Припять-Днепр-Донецкий [Wilson, Lyashkevich, 1996] и Тиманско-Канский рифты [Pease et al., 2016] над окраиной горячего мантийного поля в момент образования LIPs. Реконструкции Лавруссии и Гондваны (см. рис. 8.10) выполнены по материалам [Domeier, Torsvik, 2014], хотя нужно принять во внимание, что позднедевонские палеомагнитные полюсы отсутствуют для обоих суперконтинентов. Таким образом, реконструкция Лавруссии в позднем девоне основана на интерполяции между палеомагнитными полюсами более ранних и поздних возрастов. Лавруссия располагается к западу от Сибири, далеко от Африканского LLSVP, чтобы поместить Уральский океан между Восточно-Европейским и Сибирским кратонами. Такое расположение континентов [Kuzmin et al., 2010] изначально не согласовывалось с [Torsvik et al., 2010], которые располагали Сибирь восточнее, с Вилюйским рифтом в районе  $0^\circ$  в. д. На нашей реконструкции Вилюйский рифт располагается в районе  $20^\circ$  з. д. Кроме того, [Kuzmin et al., 2010] расположили Лавруссию на более восточных долготах на 360 млн лет по сравнению с [Torsvik et al., 2008b, 2010], так что Лаврентия попала западным окончанием на Тихоокеанское горячее поле мантии (LLSVP). Впоследствии [Domeier, Torsvik, 2019], по-видимому, приняли эту идею, поместив Лавруссию и Сибирь так же как на реконструкциях [Kuzmin et al., 2010]. Таким образом, Лавруссия западным окончанием, где известны несколько позднепалеозойских кимберлитовых трубок, попадает на Тихоокеанское LLSVP [Heaman et al., 2003]. Torsvik et al. [2010] и Domeier, Torsvik [2019] поместили Австралийскую позднекембрийскую магматическую провинцию Калкаринджи над окраиной Тихоокеанского LLSVP в девоне, растянув Гондванские континенты до западной окраины LLSVP. Такая возрастная экстраполяция не подтверждается абсолютными реконструкциями, так как, согласно [Torsvik et al., 2010], Австралия находилась в районе Африканского LLSVP в позднем кембрии. Поэтому на реконструкции (см. рис. 8.10) мы оставили Австралию в составе Гондваны между Африканским и Тихоокеанским мантийными горячими полями.

Расположение континентов в позднем кембрии иллюстрирует рис. 8.11. Абсолютное положение континента Гондваны и Восточно-Европейской платформы выполнено по [Torsvik et al., 2010]. Южно-Африканский кимберлитовый магматизм и Австралийская магматическая провинция Калкаринджи совмещены с окраиной Африканского LLSVP. Сибирский континент помещен над Африканским LLSVP, согласно [Kuzmin et al., 2010].

Кузьмин и Ярмолюк [2014] показали, что распад лавразийской части суперконтинента Родинии около 750–700 млн лет назад привел к формированию рудоносных карбонатитовых и базит-ультрабазитовых магматических комплексов вдоль края отделившегося Сибирского континента. Вслед за [Li, Zhong, 2009], Кузьмин и Ярмолюк [2014] предположили, что эти магматиче-

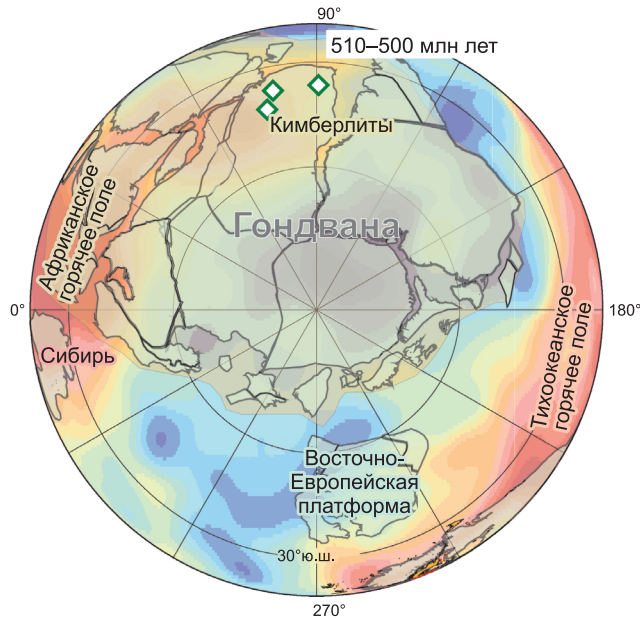


Рис. 8.11. Абсолютная реконструкция континентов на 510–500 млн лет (по: [Torsvik et al., 2010]).

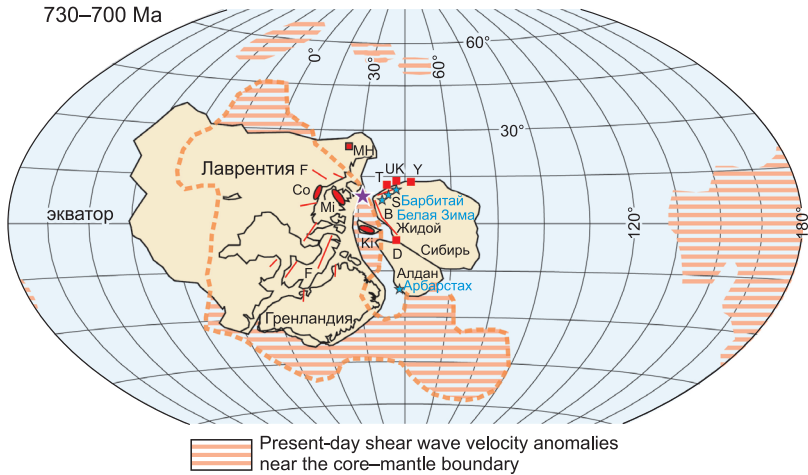


Рис. 8.12. Абсолютная реконструкция Лаврентии и Сибири на 730–700 млн лет (по материалам [Li, Zhong, 2009; Кузьмин, Ярмолюк, 2014; Ernst et al., 2016]).

Радиальные дайки Франклина (F), сходящиеся дайки Саяна (S) и Байкала (B), рифтовый магматизм Енисейского поднятия (Y) с возрастом около 730–720 млн лет. Рудоносные дунит-перидотит-пироксенит-габбро-комплексы Сибири: Довыренский комплекс (D), Верхний Кингаш (UK), Тартайская интрузия (Т) [Ernst et al., 2016]. Голубые звезды соответствуют базит-ультрабазитовым массивам: Жидойский, Белозиминский, Барбитай, Арбарстах [Кузьмин, Ярмолюк, 2014]. Со стороны Лаврентии: Франклинский пояс (F), габбровые силлы Coronation (Co), базальты и силлы Minto Inlier (Mi), вулканы Mount Harper (MH) и Кикикват-базальты (Ki) в Северной Канаде [Ernst et al., 2016].

ские комплексы являются производными мантийного суперплюма, расколовшего суперконтинент. Ernst и др. [2016] продемонстрировали возрастное соответствие магматизма Лаврентии, Гренландии и Сибири в этот период и предложили, что эти континенты соседствовали в составе Родинии, хотя такая реконструкция отличается от [Merdith et al., 2017]. Рисунок 8.12 является комбинацией реконструкций, предложенных в работах [Кузьмин, Ярмолюк, 2014; Ernst et al., 2016; Li, Zhong, 2009]. Следуя за [Kuzmin et al., 2010], мы поместили Сибирь в районе Африканского LLSVP, который если и существовал во времена Родинии, мог иметь другую форму. Ernst и др. [2016] поместили центр магматического плюма между Лаврентией и Сибирью таким образом, чтобы магматические группы радиальных даек сходились в центре. На нашей реконструкции (см. рис. 8.12) центр магматизма помещен над окраиной Африканского горячего поля.

### 8.8. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Хотя в последние полвека были опубликованы многочисленные палеогеографические карты, но не много глобальных моделей привязаны к абсолютной системе координат. Существует несколько комплексных плит-тектонических реконструкций с историей субдукции от нашего времени до юрского и триасового периода [Seton et al., 2012; Tauxe, 2010], но на более ранние периоды есть лишь несколько тектонических моделей плит с калиброванными долготами [Domeier, 2018; Domeier, Torsvik, 2019; Merdith et al., 2017; Wu et al., 2017a]. Абсолютные реконструкции необходимы, чтобы понять фундаментальные геологические процессы, которые включают образование и рассеяние суперконтинентов, конвективный оборот мантии, изменения в конвекции мантии и геодинамики за счет изменения потока субдукции и эволюции двух антиподальных LLSVPs в глубокой мантии. Концепция стабильности LLSVPs имеет важное значение в науках о Земле, но пока нет способа надежно проверить эту гипотезу для геологического времени древнее 300 млн лет. Сейчас публикуется все больше фактов, которые могут служить подтверждением гипотезы долгосрочного существования антиподальных LLSVPs, что позволило нам реконструировать положение континентов до существования суперконтинента Родиния.



## Глава 9

# КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ ДРЕЙФ И ЕГО РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ ВНУТРИПЛИТНЫХ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПРОВИНЦИЙ И МЕТАЛЛОГЕНИИ СИБИРИ

Распад Лавразийской части Родинии, который произошел в интервале 720–620 млн лет [Yarmoluk et al., 2014], привел к образованию Сибирского континента. Он долгое время, практически до конца палеозоя, существовал автономно, дрейфуя над Африканской крупной низкоскоростной провинцией (LLSVP) и прирастая за счет аккретированных к нему структур Палеоазиатского океана. За это время в его пределах возник ряд крупных магматических провинций, разновозрастных складчатых областей, а также многочисленные и разнообразные месторождения полезных ископаемых. Высокая эндогенная активность определялась тем, что континент, мигрируя над Африканской LLSVP (см. гл. 8), практически все время находился под воздействием отдельных мантийных плюмов. Здесь мы рассмотрим, как подобное влияние отразилось на магматизме и металлогении Сибирского континента.

Наиболее ранними среди проявлений внутриплитного воздействия на литосферу Сибири стали магматические и рудно-магматические комплексы, возникшие на стадии раскола Родинии. Им отвечают рудоносные карбонатитовые и базит-ультрабазитовые магматические комплексы, которые рассматриваются как производные суперплюма, расколовшего суперконтинент. Эти комплексы сформировались вдоль краевого раскола континента. С ними связывается образование ряда месторождений, например, Ni-Cu-Pt месторождения Восточного Саяна, контролируемые массивами барбитайского базит-ультрабазитового комплекса [Yarmoluk et al., 2014]. Возраст рудоносных ультраосновных интрузий составляет 630–650 млн лет. Породы комплекса представлены дунитами, гарцбургитами, лерцолитами и оливниновыми вебстеритами. Высокие содержания никеля в породах, как правило, связаны с сульфидной минерализацией и достигают значений 1,2–2,1 %. Барбитайское месторождение богато также Pt, ее содержание в рудах составляет до 20 г/т.

Минерализация подобного типа также отмечается в ряде других районов Восточного Саяна [Кузьмин, Ярмолюк, 2014]. Такие месторождения известны в структурах ряда континентов. Результаты их исследований обобщены в сводках [Pirajno, 2000; Begg et al., 2010], в которых отмечается, что, как правило, соответствующий тип рудоносного магматизма сопряжен с образованием крупных изверженных провинций (LIPs). Месторождения обычно тяготеют к краевым участкам древних кратонов, которые имеют глубокие литосферные корни. Считается, что взаимодействие мантийных плюмов с литосферой кратонов в условиях больших глубин вызывает появление Ni-Cu-Pt минерализации. Указанные представления в полной мере справедливы и для барбитайской группы месторождений.

Другую группу месторождений представляют ультраосновные щелочные комплексы с карбонатитами. Массивы щелочно-ультраосновных пород прослеживаются вдоль южной окраины (в современных координатах) Сибирской платформы, от Енисейского кряжа до Алданского щита, на расстоянии 3000 км. В пределах Енисейского кряжа в интервале 700–630 млн лет возник ряд массивов субщелочных гранитоидов, а также нефелиновые сиениты среднетатарского комплекса [Верниковская и др., 2007; Врублевский и др., 2009; Ножкин и др., 2008]. Фойяиты этого комплекса имеют U-Pb возраст по сфену  $700 \pm 2$  млн лет, а по циркону – (SHRIMP-метод)  $710 \pm 3$  млн лет.

Другим крупным ареалом щелочно-ультраосновного магматизма с карбонатитами является Восточно-Саянский, включающий Жидойский, Большешетагнинский и Белозиминский массивы-месторождения, а также ряд других массивов близкого строения, которые связаны с рифейским Ийско-Урикским грабеном, тяготеющим к границе платформы [Ярмолюк и др., 2006]. С ними связаны месторождения: в Тайшетском районе – Мальцевское (Sn), Тайшетское (Be) и Хайламинское (Ta, Nb); в Зиминском районе – Белозиминское (Nb, Ta), Большешетагнинское (Nb) и Среднезиминское (Ta, Nb), Ярминское (TR); в Бельском районе – Белореченское (Li, Be, Nb, Sn, Ta), Бельское (Li, Be, Nb, Ta), Окинское I и Окинское II (оба Be, Li, Sn, Nb, Ta), Урикское (Li, Ta), Жидойский карбонатитовый массив (Fe, Ti, Nb). Наиболее известны среди них Жидойский и Белозиминский массивы.

Возраст Жидойского карбонатитового массива, определенный U-Pb методом по циркону из ийолитов, составляет  $623 \pm 2$  млн лет [Ярмолюк и др., 2005б]. В массиве проявлена рудная минерализация Fe, Ti, Nb. Белозиминский массив, имеющий площадь  $3 \times 4$  км<sup>2</sup>, состоит из большой группы щелочных пород и карбонатитов. Возраст массива, определенный U-Pb методом по циркону из сиенитов –  $643 \pm 4$  млн лет [Ярмолюк и др., 2005б], с ним связано Nb-Ta оруденение.

Еще одним районом развития щелочно-ультраосновного магматизма в краевой части Сибирского кратона стал Алданский ареал, в пределах которого известны массивы того же возраста (массивы Арбарастах – 650 млн лет и Ингили – 654 млн лет) [Ярмолюк и др., 2005б]. Итак, в интервале между 700–630 млн лет в краевой части Сибирской платформы возник ряд близких по

формационному типу массивов щелочно-ультраосновных пород с карбонатами. Подобные ассоциации являются индикаторными для внутриплитных геодинамических обстановок; в частности, они отмечаются в связи с континентальными рифтами. Приуроченность их к западному, южному и юго-западному участкам границы Сибирской платформы, так же как размещение вдоль последней базит-ультрабазитовых массивов с Ni-Cu-Pt минерализацией, очевидно, указывают на развитие этой границы в позднем рифее в режиме литосферного раскола.

Как было показано в предыдущем разделе монографии, абсолютная позиция Сибирского континента в интервале от позднего венда до пермо-триасового периода была реконструирована на основе представлений о дрейфе континента над Африканским горячим полем мантии, располагавшимся между  $330-70^\circ$  в. д. [Кузьмин и др., 2011; Kuzmin et al., 2010]. В течение раннекембрийского периода (~535 млн лет) Сибирь располагалась в Южном полушарии около  $30^\circ$  ю. ш. Начиная с середины кембрия (505–520 млн лет) и до раннего-среднего ордовика (460–480 млн лет) она дрейфовала на север почти до экваториальных широт (см. рис. 8.9). От 480 до 435 млн лет дрейф Сибири к северу проходил со средней скоростью широтного перемещения около 7,3 см/год, что предполагает преимущественное смещение Сибири вдоль меридиана.

После девона (между 360 и 250 млн лет) продолжалась миграция Сибири на север с одновременным вращением на  $60^\circ$  по часовой стрелке. Сибирь двигалась в пределах горячего мантийного поля в основном вдоль меридиана, пока континент не оказался над современным положением Исландской горячей точки в конце перми (см. рис. 8.9). После образования Сибирской трапповой провинции континент сместился к востоку, что было обусловлено, скорее всего, открытием северной части Атлантического океана. С 250 млн лет до настоящего времени Сибирский континент перемещался, вращаясь против часовой стрелки, пока не достиг современного положения.

За время своего дрейфа Сибирский суперконтинент в разное время перекрывал следующие горячие точки: Алтае-Саянскую ( $40 \pm 15^\circ$  N,  $360^\circ$  E), Виллюйскую ( $35 \pm 15^\circ$  N,  $340^\circ$  E), Монгольскую ( $65 \pm 15^\circ$  N,  $25-35^\circ$  E) и Исландскую ( $65^\circ$  N,  $342^\circ$  E). С каждой из этих горячих точек связаны разновременные большие изверженные провинции [Кузьмин и др., 2011], характеризующиеся своим специфическим металлогеническим обликом.

Следы **Алтае-Саянской горячей точки** в юго-западном складчатом обрамлении Сибири фиксируются с конца рифея, когда комплексы океанических островов вместе с остатками островных дуг были аккретированы к Сибирскому континенту, сформировав его Восточно-Саянскую окраину [Yarmolucuk et al., 2014]. В это ( $E_3-O$ ) время новообразованный край Сибирского континента перекрывал Алтае-Саянскую горячую точку, и в его пределах наряду с представителями аккретированных субдукционных комплексов стали формироваться породы внутриплитовой специфики: пикриты, высокотитанистые субщелочные и щелочные габброиды, щелочно-ультраосновные комплексы с карбонатами, нефелиновые сиениты, щелочные

(агпайтовые) граниты и сиениты, литий-фтористые граниты, возраст этих пород – 510–470 млн лет [Добрецов, 2011; Ярмолюк и др., 2003а, 2006, 2016; Izokh et al., 2008].

В среднем палеозое формирование таких пород продолжалось [Кузьмин, Ярмолюк, 2014] и было связано с образованием Алтае-Саянской рифтовой системы, строение которой определяет тройная система грабенов (рис. 9.1).

Две ее ветви, сочленяющиеся под углом около 100°, представлены Тувинским и Делюно-Юстыдским прогибами. Третья ветвь тройной системы грабенов предположительно открывалась на запад-северо-запад. Одновременно с тройной системой грабенов формировались многочисленные более мелкие впадины и грабены [Воронцов и др., 2010]. Рифтогенез сопровождался излияниями лав преимущественно основного состава – базальтов, андези-

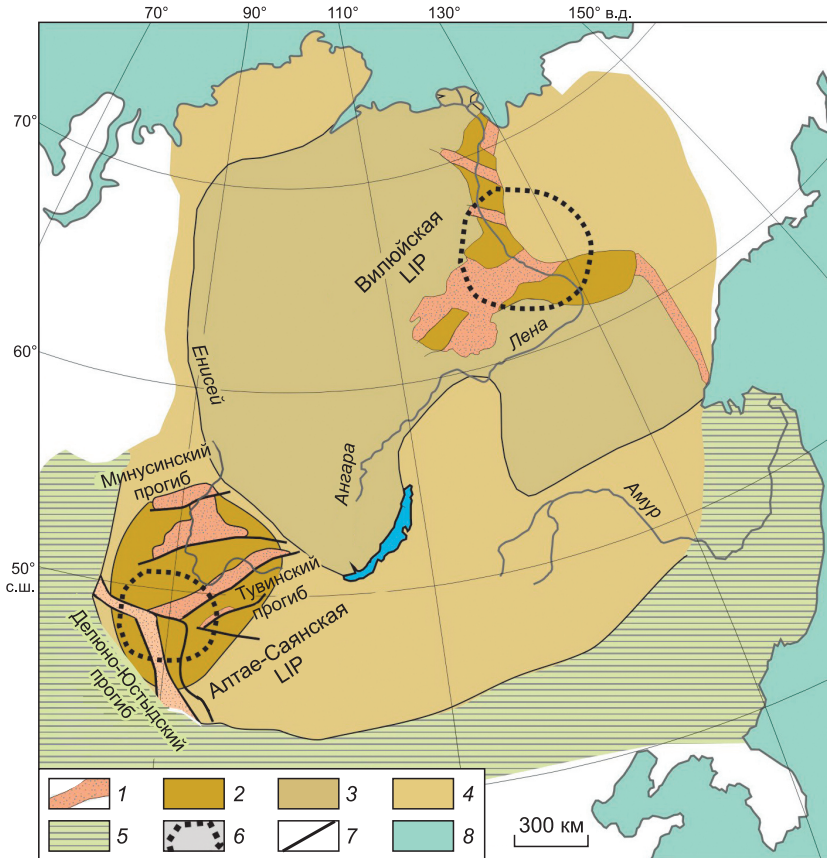


Рис. 9.1. Среднепалеозойская эпоха внутриплитного магматизма в пределах Сибири. Алтае-Саянская и Вилуйская внутриплитные провинции: 1 – вулканические прогибы и грабены; 2 – область сводобразования (плечи рифтов и прогибов); 3 – Сибирская платформа; 4 – каледонское складчатое обрамление платформы; 5 – Палеоазиатский океан; 6 – проекции мантийных плюмов; 7 – разломы; 8 – современные морские бассейны.

базальтов, тефритов, трахибазальтов, но, кроме того, фонолитов, трахитов, трахириолитов и комендитов [Воронцов и др., 2010; Ярмолюк, Коваленко, 2003а]. Излияния сопровождалась внедрениями тешенитов, щелочных гранитов и сиенитов. По всей области в интервале 410–390 млн лет объем излияний составил не менее 100 тыс. км<sup>3</sup> изверженных пород, что позволяет отнести ее в разряд крупных изверженных провинций (LIPs). В среднем девоне магматическая активность резко сократилась.

Касаясь металлогении ранне-среднепалеозойской эпохи Алтае-Саянской области, отметим, что в это время в регионе были сформированы многочисленные месторождения редких, цветных и благородных металлов. Например, в Кузнецко-Алатауском районе образовались Кундатское (Au-W), Первомайское (Pb-W), Колтаровское (W, Mo, Cu), Быскарское (Mo, Pb, W), в Тувинско-Восточно-Саянском – Арысканское (Ta, Nb, TR, U), в Сангиленском районе – Сольбельдырское (Li), Тастыгское (Li, Ta), Пичи-Тастыгское (Li, Be, Nb, Ta) [Ярмолюк, Кузьмин, 2014].

**Вилуйская крупная изверженная провинция.** В среднем палеозое территория Сибирского континента подверглась воздействию еще одного плюма – Вилуйского (см. рис. 9.1). С его воздействием связывается образование Вилуйской большой магматической провинции. Она представлена трехлучевой системой рифтовых зон, одна из ветвей которой отвечает Вилуйскому рифту, а две другие – краевым расколам, определившим восточную границу Сибирского палеоконтинента. Вилуйский рифт имеет протяженность около 800 км при ширине 450 км и характеризуется сложной структурой.

Вдоль его бортов прослеживаются поля алмазоносных кимберлитов и протяженные дайковые пояса. Строение внутренних участков рифта определяет система продольных впадин, выполненных осадочными, вулканическими и вулканогенно-осадочными породами (D<sub>2</sub>-C<sub>1</sub>), и разделяющих эти впадины поднятий [Киселев и др., 2010; Кузьмин и др., 2011; Ярмолюк, Кузьмин, 2014; Kiselev et al., 2012]. Магматические события в пределах рифтовой области датируются средним–поздним девоном [Киселев и др., 2010]. Они происходили на фоне сводового поднятия в центральной части области и были представлены толеитовыми и щелочными базальтами, трахибазальтами, а также массивами ультраосновных щелочных пород с карбонатитами хр. Сетте-Дабан, трансирующими восточный край Сибирской платформы. За время формирования Вилуйского рифта было извержено большое количество вулканитов – более 100 тыс. км<sup>3</sup>.

Металлогенический потенциал Вилуйской провинции определяют, в первую очередь, алмазоносные кимберлиты. Поля последних контролируются дайковыми поясами, следующими вдоль бортов Вилуйского рифта. С карбонатитовыми массивами Сетте-Дабана связана редкометалльно-редкоземельная минерализация, установленная в связи с карбонатитовыми массивами Горноозерское, Хамнинское, Воин, Гек, Поворотный. Возраст массивов оценивается интервалом ранний–средний девон (400–370 млн лет) [Зайцев, Энтин, 1992]. С образованием Вилуйской провинции, по-видимому, следует связывать Ta-Nb-Sc-REE минерализацию Томторского карбонатито-

вого массива, поздний этап формирования которого определен в 394 млн лет [Владыкин и др., 20146].

**Сибирская (Исландская) горячая точка** проявляла свою активность в пределах Сибирского континента, начиная с позднего карбона–ранней перми. Согласно нашим реконструкциям [Кузьмин и др., 2011], она контролировала формирование **Баргузинской магматической провинции**, обладающей концентрически-зональным строением (рис. 9.2). Ядро провинции составляет Ангаро-Витимский батолит, который занимает территорию более 150 000 км<sup>2</sup>. По-видимому, его объем составляет около 1 млн км<sup>3</sup>. Батолит сложен биотитовыми и биотит-роговообманковыми гранодиоритами и гранитами, монцонитоидами, сиенитами, граносиенитами и лейкогранитами [Литвиновский и др., 1992]. Согласно данным, полученным разными методами (U-Pb, Ar-Ar, Rb-Sr), возраст пород батолита варьирует в диапазоне

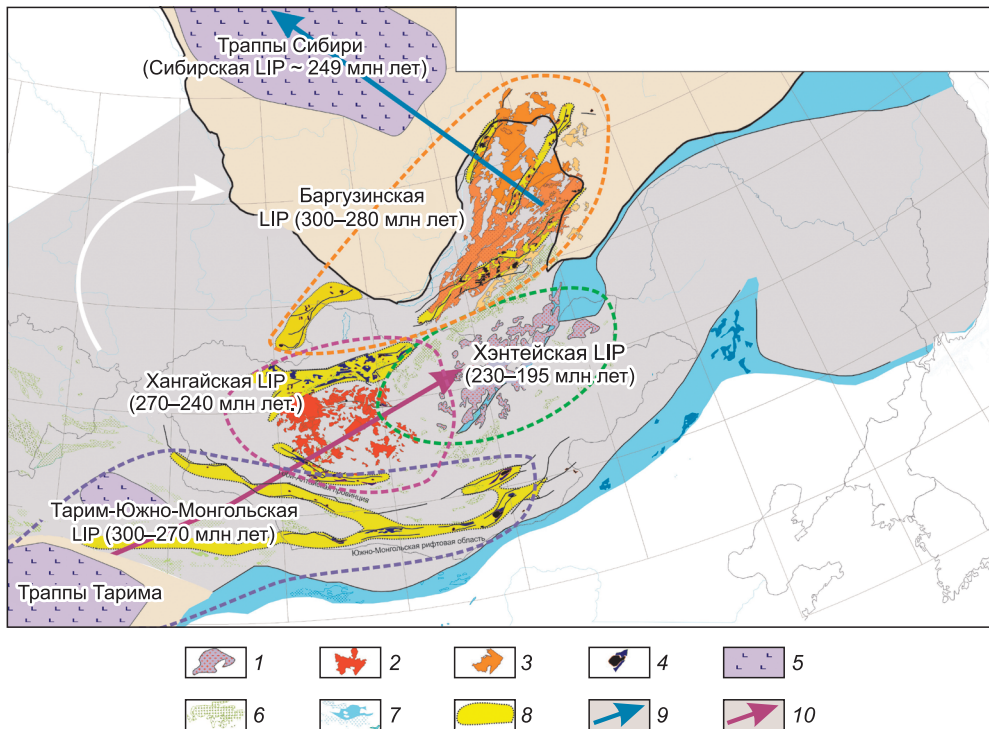


Рис. 9.2. Схема размещения позднепалеозойских–раннемезозойских крупных магматических провинций в пределах юга Сибири и Центральной Азии (по: [Ярмолюк, Кузьмин, 2012]).

1–3 – батолиты: 1 – Хантейский, 2 – Хангайский, 3 – Ангаро-Витимский; 4 – щелочные граниты и бимодальные вулканические комплексы; 5 – траппы Сибирской платформы и Тарима; 6 – магматические комплексы активной континентальной окраины; 7 – магматические комплексы океанического бассейна; 8 – зоны развития грабенов и рифтогенного магматизма; 9, 10 – тренды смещения ареалов над мантийными плюмами: 9 – Сибирским (Исландским), 10 – Монгольским.

330–280 млн лет [Цыганков и др., 2007, 2010; Ярмолюк и др., 1997; Ярмолюк, Коваленко, 2003б], а датирование пород батолита U-Pb методом по единичным зернам циркона показало, что формирование его произошло в более узком интервале времени:  $303 \pm 7$  ...  $281 \pm 1$  млн лет [Ковач и др., 2012; Ярмолюк, Коваленко, 2003б].

Одновременно с батолитом по его периферическому обрамлению образовались рифтовые зоны. *Сыннырская зона* концентрирует в своих пределах нефелиновые и псевдолейцитовые сиениты, пуласкиты, щелочные граниты, а также субщелочные породы – сиениты, кварцевые сиениты и граносиениты. Возраст пород 295–288 млн лет [Ярмолюк и др., 2013]. В *Удино-Витимской зоне* распространены массивы габбро-монзонитов, щелочных гранитов, граносиенитов и сиенитов, а также дайки бимодальных ассоциаций. Возраст магматических пород зоны 295–275 млн лет [Litvinovsky et al., 2011]. В *Восточно-Саянской зоне* сосредоточены массивы агпаитовых и плюмазитовых гранитоидов, нефелиновых сиенитов и габбро-сиенитов, их возраст определяется интервалом 305–292 млн лет [Ярмолюк и др., 2011]. Породы внутриплитной специфики широко распространены и во внутренних участках батолита. Здесь они представлены синплутоническими дайками и штоками щелочных основных пород [Ярмолюк и др., 1997].

Сходство возрастов пород рифтовых зон и батолита, очевидно, определялось общим источником эндогенной активности, а именно мантийным плюмом. В краевых участках ареала его воздействие привело к образованию зон рифтового магматизма, а в центральной – к анатектическому плавлению коры под влиянием тепла мантийных магм. О связи анатексиса и активности мантийного плюма свидетельствует, в частности, то, что в строении центральных участков батолита участвуют многочисленные дайки щелочных габброидов [Литвиновский и др., 1992; Ярмолюк и др., 1997], являющихся продуктами мантийных магм и внедрившихся одновременно с гранитами батолита.

Металлогенический потенциал Баргузинского магматического ареала определяют магматические породы его периферических рифтовых зон. В *Сыннырской зоне* породы массива Бурпала и Акит представляют собой редкометалльные (Ta, Nb, Zr, Y, PЗЭ) месторождения [Владыкин и др., 2014а]. В *Восточно-Саянской зоне* рудоносными являются редкометалльные агпаитовые и плюмазитовые граниты. Они слагают ряд массивов, которые в виде протяженной (>450 км) цепочки тел север–северо-восточного простирания прослеживаются вдоль восточной границы Тувы и далее вдоль хр. Восточный Саян. Рудный потенциал зоны наиболее ярко представляет редкометалльно-редкоземельное месторождение Улуг-Танзек. Оно связано с небольшим ( $1700 \times 900 \times 100$  м<sup>3</sup>) интрузивным телом щелочных гранитоидов, насыщенных мелкой равномерной вкрапленностью редкометалльных минералов и характеризующихся комплексным (Ta, Nb, Zr, Hf, PЗЭ, Li, Th, U, криолит) оруденением [Гречищев и др., 2010].

С породами Улуг-Танзека по рудно-магматическим характеристикам сближается Зашихинское месторождение. Оно также связано со щелочными

гранитами. Породы в целом обогащены Ta, Nb, Zr, Hf, PЗЭ, Y, U, Th, Li, Rb, F, Be, Zn, Mo, Pb, P, в них очень низкие содержания Ba, Cs, Sr. По Ta, Li, Rb, Be, F руды Зашихинского месторождения приближаются к танталоносным Li-F гранитам (%): 0,03 Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub>; 0,15 Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>; 0,32 ZrO<sub>2</sub> и 0,01 HfO<sub>2</sub>. Обогащенность пород Восточно-Саянской зоны литием наиболее ярко проявлена в форме сподуменовых пегматитов, образовавших Сольбельдерское пегматитовое поле. В нем выявлено несколько жильных серий сподуменовых пегматитов с комплексной Li-Cs-Ta-Sn-Be минерализацией, а также пегматитов альбит-лепидолитового типа с B-F-Be-Li-Ta минерализацией [Кузнецова, 2011].

С Исландской горячей точкой мы также связываем **Сибирскую крупную магматическую провинцию**, которая объединяет трапповую область Сибирской платформы и рифтовую систему Западной Сибири [Кузьмин и др., 2011]. Провинция возникла в самом конце перми, после того как Сибирь, вращаясь по часовой стрелке, оказалась своей северной (в современных координатах) частью над Исландским плюмом. Траппы распространены на площади свыше 1 500 000 км<sup>2</sup>, а их объем примерно равен 1,5·10<sup>6</sup> км<sup>3</sup>. Рифтовая система граничит с траппами с запада. Она представлена грабенами, которые прослеживаются через всю Западно-Сибирскую низменность от ее южной границы до акватории Ледовитого океана, имея протяженность до 1500 км и более. В пределах рифтов сформировались бимодальные вулканические ассоциации с участием базальтов, в том числе щелочных, и риолитов.

С породами Сибирской трапповой провинции связан комплекс эндогенного оруденения, включающий месторождения Ni-Cu-Pt, Fe-Pt, Mg-Fe [Добрецов и др., 2010], прежде всего, уникальные Ni-Cu-Pt месторождения Норильского района и железорудные Ангаро-Илимского района.

Существующие возрастные оценки [Альмухамедов и др., 1999; Reichow et al., 2009] свидетельствуют о том, что основной объем пород трапповой провинции сформировался в очень узком возрастном диапазоне 250–248 млн лет. Тем не менее имеются указания на многоэтапность развития магматизма и Cu-Ni-Pt оруденения в ареале Сибирской магматической провинции [Добрецов и др., 2010]. В статье [Кузьмин, Ярмолук, 2014] приведены данные разных авторов, которые показывают, что образование провинции затрагивает интервал возрастов от 260 до 240 млн лет. Однако характерная черта истории ее развития – главная основная вспышка магматизма, по своим масштабам резко преобладающая над всеми остальными.

В дальнейшем след Исландской горячей точки прослеживается в Гренландии, Восточно-Арктическом бассейне и, наконец, она прочно «обосновалась» в Исландии [Kuzmin et al., 2010]. Отличительная особенность этой горячей точки – ее возможность в определенные интервалы времени поставлять на поверхность Земли огромное количество магматического материала. Представляется, что это связано с особой «работой» ядра нашей планеты. Именно в перми перед проявлением Сибирских траппов отмечается наиболее протяженный период отсутствия инверсии магнитных аномалий [Диденко, 2011].

С **Монгольской горячей точкой**, которая начала функционировать в пределах Сибирского континента в позднем палеозое, связано формирование целого ряда крупных провинций магматических пород [Кузьмин, Ярмолюк, 2014; Ярмолюк, Коваленко, 2003а] (см. рис. 9.2). Наиболее ранние среди них зафиксированы в Южной Монголии и Северо-Западном Китае, где они образуют **Тарим-Южно-Монгольскую магматическую провинцию**. Провинция начала свое развитие одновременно с началом активности Исландского плюма в основании Сибири, в ходе которой сформировалась Баргузинская зональная магматическая область. Провинция включает траппы Тарима (на западе) и рифтовые зоны – Гоби-Тяньшаньскую и Главного Монгольского линеамента (на востоке). Площадь развития траппов составляет около  $2.5 \times 10^5$  км<sup>2</sup>, объем оценивается в 100 000 км<sup>3</sup>, а возраст излияний установлен в интервале 275–287 млн лет [Li et al., 2008; Zhong et al., 2008]. К востоку от трапповой области выделяются зоны развития пикродолеритовых и пикритовых интрузивов, нередко с Cu-Ni оруденением. Возраст массивов оценивается в интервале 292–275 млн лет [Han et al., 2004; Mao et al., 2006; Pírajno et al., 2008]. Далее к востоку прослеживаются рифтовые зоны – Гоби-Тяньшаньская и Главного Монгольского линеамента [Коваленко и др., 2006; Козловский и др., 2006, 2012; Ярмолюк и др., 2008], переходящие в западных своих сегментах в зоны развития базит-ультрабазитовых ассоциаций [Кузьмин, Ярмолюк, 2014].

*Гоби-Тяньшаньская рифтовая зона* представлена широтной цепью грабенов, протянувшихся из Северо-Западного Китая через всю Южную Монголию. Грабены выполнены породами вулканического бимодального комплекса (базальты, комендиты, пантеллериты, трахириолиты), с которыми ассоциируют массивы щелочных гранитов. Продолжительность развития рифтовой зоны оценена интервалом 317–280 млн лет на основе U-Pb и Rb-Sr датировок [Ярмолюк и др., 2013].

*Рифтовая зона Главного Монгольского линеамента* контролируется тектонической границей между структурами каледонид и герцинид Монголии. Она в основном трассируется выходами массивов щелочных гранитов, согласно данным Rb-Sr датирования [Han et al., 1997; Wang, Han, 1994], их возраст варьирует в интервале 295–285 млн лет. Щелочные граниты Южной Монголии характеризуются повышенной редкометалльностью (Zr-P3Э минерализация). Наиболее перспективным объектом являются щелочные граниты Хан-Богдинского массива [Коваленко и др., 2006].

Формирование Тарим-Южно-Монгольской области продолжалось в течение 10–30 млн лет. Она включает большие объемы лав Гоби-Тяньшаньской и Главного Монгольского линеамента рифтовых зон (более 50 тыс. км<sup>2</sup>), а также многочисленные проявления щелочных гранитов. Учитывая это, можно рассматривать Тарим-Южно-Монгольскую область в качестве крупной магматической провинции [Кузьмин, Ярмолюк, 2014], с породами которой связан широкий круг редкометалльных (Nb, Ta, P3Э и др.) месторождений [Ярмолюк, Кузьмин, 2012].

В связи с вращением Сибирского континента по часовой стрелке в позднем палеозое–раннем мезозое Монгольская горячая точка оказалась под Хангаем (Монголия), и под ее влиянием возникла Хангайская магматическая область [Ярмолюк, Коваленко, 2003б; Ярмолюк и др., 2016]. Последняя характеризуется концентрической зональностью, напоминающей строение Баргузинской магматической области [Ярмолюк, Коваленко, 2003б]. В ее центральной части также расположен гигантский (~150 000 км<sup>2</sup>) Хангайский батолит с объемом пород около 1 000 000 км<sup>3</sup>, по обрамлению которого прослеживаются Гоби-Алтайская и Северо-Монгольская рифтовые зоны [Кузьмин, Ярмолюк, 2014; Ярмолюк и др., 2016]. Последние представляют собой системы грабенов, выполненных бимодальными вулканическими базальт-комендитовыми ассоциациями, с которыми сопряжены массивы щелочных гранитов и сиенитов, а в ряде случаев и габбро-монзонитов [Кузьмин, Ярмолюк, 2014].

В целом имеющиеся данные позволяют связать Хангайский ареал с воздействием мантийного плюма, который, по-видимому, отвечал тому же (Монгольскому) плюму, который контролировал образование Тарим-Южно-Монгольской магматической провинции и который оказался под территорией Хангая вследствие вращения над ним Сибирского континента. Об участии мантийного плюма в образовании области свидетельствуют следующие факты [Ярмолюк и др., 2013].

1. Одновозрастность магматических событий, приведших к образованию гранитов батолита и бимодальных и щелочно-гранитоидных комплексов в пределах рифтовых зон по его обрамлению. Формирование всего ареала произошло в интервале 268–242 млн лет.

2. Распространенность пород мантийного генезиса по всей площади зонального ареала. В рифтовых зонах они представлены базальтами вулканических ассоциаций, в пределах батолита – синплутоническими интрузиями базитов с зонами минглинга на контактах с гранитоидами. Независимо от своего положения в строении ареала, базиты относятся к умеренно- или высокотитанистым разновидностям и обладают близкими геохимическими и изотопными параметрами, отвечающими умеренно обогащенной мантии.

3. Участие позднепермских щелочных гранитов, индикаторных для внутриплитных магматических областей, не только в строении рифтовых зон, но и в виде единичных массивов в центральных участках батолита.

4. Независимость изотопного состава значительной части гранитоидов батолита от состава пород вмещающей коры и его сходство с составом щелочно-салических пород рифтовых зон, контролируемых мантийным источником. Это свидетельствует о ведущей роли мантийного андерплейтинга в образовании батолита [Саватенков и др., 2018; Ярмолюк и др., 2013].

5. Огромные объемы магматических продуктов (до 1 млн км<sup>3</sup>) и их концентрация в границах зональных ареалов указывают на локальный и изолированный источник магматизма.

Все это позволяет нам рассматривать Хангайский магматический ареал в качестве крупной изверженной провинции (LIP), связанной с мантийным плюмом [Саватенков и др., 2018; Ярмолюк и др., 2013].

Следует отметить, что формирование Хангайской магматической области протекало в то же время, что и образование Сибирской крупной магматической провинции [Добрецов и др., 2010].

Металлогения Хангайской магматической области определяется в первую очередь редкометалльной специализацией (Zr, Nb, PЗЭ), свойственной щелочным гранитам и их вулканическим аналогам в рифтовых зонах. Наиболее крупным является месторождение Улан-Тологой (Северо-Монгольская рифтовая зона) [Ярмолук и др., 2016]. Оно связано с небольшим штоком агпайтовых сиенитов и гранитов, обогащенных Zr (до 3500 г/т), Nb (до 1500 г/т), Ta (до 100 г/т), Li (до 350 г/т), Y (до 300 г/т), Th (до 250 г/т). Металлогения рифтовой зоны не ограничивается редкометалльной специализацией. С развитием ареала происходило образование крупнейшего Cu-Мо-порфирирового месторождения Эрденет, а также расслоенных массивов с Cu-Ni-Pt минерализацией, например Номгонского, и ряда других массивов, сформированных в интервале 256–249 млн лет [Изох и др., 2011]. По формационному составу массивы последнего типа сопоставляются с рудопродуктивными расслоенными массивами Тарим-Южно-Монгольского ареала, что позволяет говорить о сходстве магматизма обоих ареалов [Ярмолук и др., 2013].

На рубеже 230 млн лет произошли крупные тектонические события: столкновение Сибирского и Северо-Китайского континентов привело к закрытию Солонкерской ветви Палеоазиатского океана, значительных участков Монголо-Охотского бассейна, а дальнейшее вращение Сибирского палеоконтинента по часовой стрелке сместило проекцию Монгольской горячей точки на восток (в современных координатах). Все это привело к формированию Хэнтейского зонального магматического ареала [Коваленко и др., 2003а,б; Ярмолук и др., 2002]. Ядро этого ареала занимает Хэнтейский батолит площадью более 120 000 км<sup>2</sup>, окаймляют его Западно-Забайкальская, Хархоринская и Северо-Гобийская рифтовые зоны. Формирование батолита, как и пород рифтовых зон, произошло в интервале 225–195 млн лет [Коваленко и др., 2003а; Ярмолук и др., 2002].

Хэнтейский батолит сложен гранитоидами широкого диапазона от гранодиоритов до лейкогранитов. Рифтовые зоны ареала представлены системами грабенов, выполненных породами бимодальных и щелочно-гранитоидных ассоциаций, с образованием которых также связаны массивы литий-фтористых гранитов и пояса даек основного и щелочно-салического составов [Коваленко и др., 2003а]. Западно-Забайкальская рифтовая зона расположена по северному обрамлению Хэнтейского батолита. Она трассируется бимодальными вулканическими ассоциациями с участием комендитов и пантеллеритов цаган-хуртейской серии, а также щелочных гранитов малокуналейского комплекса.

Металлогеническую специфику Хэнтейского зонального ареала определяют магматические породы повышенной щелочности и щелочные, специализированные в отношении Zr, Nb, Li, PЗЭ, Sn, Mo, W, Be. Образование этих пород было связано с процессами рифтогенеза по обрамлению центрально-

го Хэнтэй-Даурского батолита и произошло в достаточно узком интервале времени между 225 и 195 млн лет.

Западно-Забайкальская рифтовая зона специализирована прежде всего на бериллии [Лыхин, Ярмолюк, 2015]. В ее пределах сосредоточены месторождения: Ермаковское, Оротское, Ауникское, Амондсекское, ассоциирующие со щелочными гранитами. Уникально по масштабам Ермаковское месторождение, формирование которого связано с малокуналейским комплексом [Лыхин, Ярмолюк, 2015; Ярмолюк, Кузьмин, 2012]. Основные минералы руд – флюорит, бериллиевые минералы фенакит и берtrandит. Металлогеническая специализация зоны перспективна также на Mo и W (например, Харитоновское месторождение). В пределах Хархоринской и Северо-Гобийской рифтовых зон ареала основную металлогеническую нагрузку несут граниты Li-F типа (Абдарский, Жанчивланский, Бага-Газрынский и другие массивы), специализированные на Sn, W, Mo [Редкометалльные гранитоиды..., 1971], а также вулканоплутонические комплексы со щелочными гранитами, специализированными на REE, Nb, Ta, Zr, Li.

К рубежу 190 млн лет назад на территории Северной Азии произошло прекращение внутриплитовой деятельности. Основная причина – Сибирский континент переместился и вышел за пределы влияния Африканского горячего поля мантии [Kuzmin et al., 2010]. Возобновление внутриплитовой деятельности на рассматриваемой территории возобновилось около 150–130 млн лет назад. Это связано с тем, что Сибирский континент, как и вся Восточная Азия, попали под влияние Тихоокеанского горячего поля мантии. В раннем мелу огромные пространства Центральной и Восточной Азии были вовлечены в процессы рифтогенеза. Здесь возникло несколько рифтовых областей: Восточно-Монгольская, Гоби-Алтайская, Центрально-Тувинская, Западно-Забайкальская, Алданская, объединяемых в позднемезозойскую внутриплитную провинцию Центральной Азии (рис. 9.3). Несмотря на пространственную и структурную разобщенность этих областей, они характеризовались более или менее согласованным развитием. Наиболее важным и синхронизированным событием в их формировании стало образование между 135–120 млн лет назад их структурного каркаса, сопровождавшееся наиболее крупнообъемными вулканическими излияниями. Следующая согласованная вспышка магматизма пришлось на интервал 115–100 млн лет. В составе магматических ассоциаций этих областей преобладают породы преимущественно основного состава повышенной щелочности и щелочные. Важной характеристикой этих областей стали карбонатиты, ассоциированные преимущественно с щелочно-салическими породами – трахитами и сиенитами. Формирование вулканических областей в западной части провинции связывают с группой небольших мантийных плюмов, контролируемых общим для них горячим полем мантии. Сопоставление магматизма провинции с глобальными геологическими событиями показало, что ее образование совпало с активизацией внутриплитных процессов и перестройкой спрединговой системы Земли. Это позволило связать формирование магматической провинции со сложной геодинамической обстановкой, определяемой

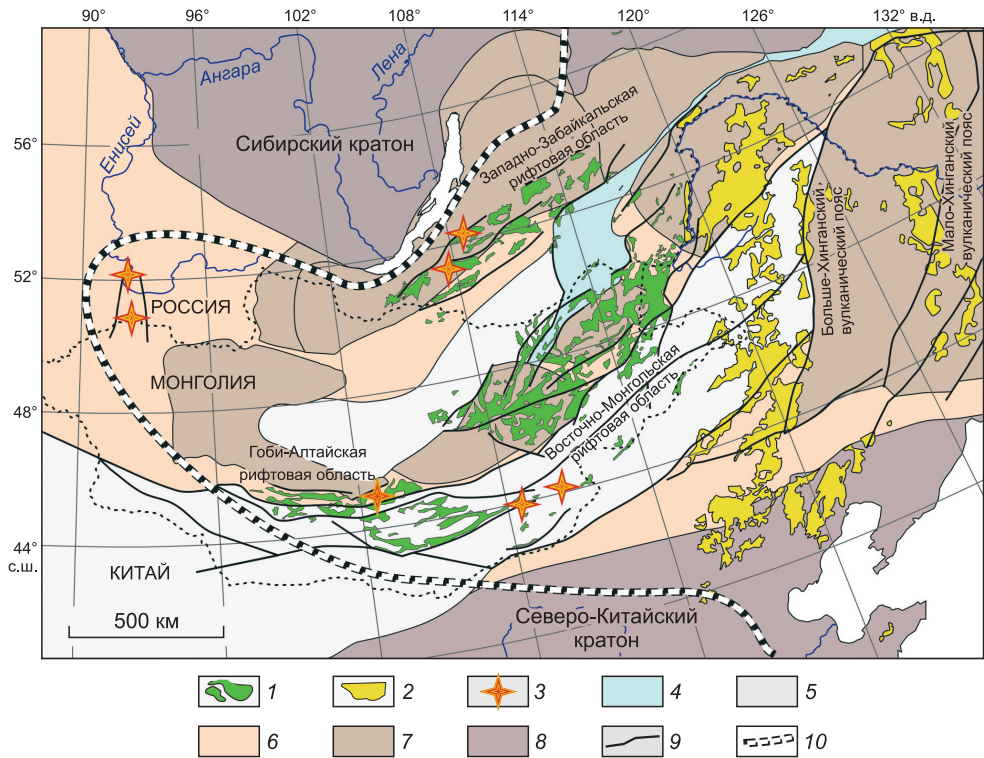


Рис. 9.3. Схема строения позднемезозойской магматической провинции востока Азии [Ярмолюк и др., 2018].

1–3 – позднемезозойские магматические комплексы: 1 – преимущественно базитовые и щелочно-салические, в том числе бимодальные, 2 – преимущественно дифференцированные базальт-андезит-дацит-риолитовые, 3 – щелочные и щелочно-салические с карбонатами (внемасштабный знак), 4–8 – структуры основания: 4 – раннемезозойские Монголо-Охотского пояса, 5 – средне-позднепалеозойские, 6 – раннепалеозойские, 7 – неопротерозойские, 8 – раннедокембрийские кратоны; 9 – разломы; 10 – граница поздне-мезозойской магматической провинции.

конвергентной границей Азиатской и Тихоокеанской плит и горячим полем мантии, подстилающим зону конвергенции. Это горячее поле представляет собой одну из ветвей Тихоокеанского суперплюма – Тихоокеанской крупной низкоскоростной провинции (LLSVP).

Металлогенические особенности этой провинции определяются широким развитием в ее строении карбонатитов с редкоземельной минерализацией, а также массивов литий-фтористых гранитов с типичной для них минерализацией: Ta, Sn, W, Mo.

В заключение отметим, что после распада Родинии геологическое развитие Сибирского континента контролировалось, во-первых, механизмами тектоники плит, которые обеспечили формирование складчатого обрамления Сибирского кратона, во-вторых, внутриплитными процессами, связан-

ными с дрейфом палеоконтинента над Африканским горячим полем мантии. Особо следует отметить роль мантийных плюмов в магматизме и металлогении Сибири и ее складчатого обрамления. С ними были сопряжены процессы раскола Родинии и образования крупных трапповых областей. Металлогеническое значение магматизма этих обстановок определяется базит-ультрабазитовыми расслоенными интрузиями с Cu-Ni-Pt минерализацией и ультраосновными щелочными породами с рудоносными редкометалльными (Nb, Ta, РЗЭ) карбонатитами.

Специфическим проявлением внутриплитного магматизма в пределах молодых складчатых поясов, обрамляющих Сибирский кратон с юга (в современных координатах), стали крупные магматические области зонального строения – Баргузинская, Хангайская и Хэнтэйская. Их строение определяют гигантские батолиты с объемом гранитоидов до 1 000 000 км<sup>3</sup>, занимающие центральные участки областей, и обрамляющие их рифтовые области, трассируемые проявлениями бимодального базальт-комендитового и щелочно-гранитоидного магматизма. В металлогеническом отношении наиболее перспективными являются магматические комплексы периферических зон таких зональных областей, представленные редкометалльными (REE, Nb, Zr, Ta, Li, Be) щелочными гранитоидами.

Металлогеническая специализация позднемезозойских рифтовых областей, возникших при воздействии ветви Тихоокеанского суперплюма на литосферу Северной Азии, определяется комплексами редкоземельных карбонатитов и редкометалльными гранитоидами Li-F типа с Ta, Sn, W, Mo минерализацией.

В завершение еще раз подчеркнем важную роль мантийных плюмов в формировании фанерозойской металлогении Сибирского кратона и его складчатого обрамления.



## Глава 10

# ЭВОЛЮЦИЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

В этой главе изложены представления об эволюции металлогенических процессов в геологической истории Земли. В связи с многообразием месторождений разных металлов и разных типов, возникших в различных геологических структурах, мы были вынуждены принять ряд ограничений при изложении рассматриваемых материалов.

Во-первых, мы, вслед за современными тектоническими представлениями, привязываем формирование месторождений к конкретным геодинамическим обстановкам (там, где это возможно), свойственным тектонике плит, а именно, коллизионной (КО), субдукционной – активных окраин континента (АОК) и островных дуг (ОД), границ скольжения плит (ГСП) и внутриплитных (ВП), в том числе и плюмовых (ПО). Однако там, где есть существенный элемент неопределенности (особенно в ранних эпохах), мы говорим об орогенных поясах и осадочных бассейнах, не оперируя терминами тектоники плит.

Во-вторых, характеризуя оруденение, мы опираемся, с одной стороны, на классификацию по генетическим типам: магматическое (включая пегматиты), скарновое, грейзеново-альбититовое, гидротермальное и экзогенно-термальное (озерный Li, например), а с другой – на устоявшуюся международную систематику (орогенные месторождения золота, эпитеpmальные благороднометалльные месторождения, вулканогенные месторождения массивных сульфидных руд VMS–VHMS типа, порфировые месторождения, стратиформные полиметаллические месторождения типа SEDEX и MVT и пр.). При этом стараемся избегать дробной формационной типизации, в силу большой неопределенности отнесения конкретных месторождений к тому или иному формационному типу или подтипу разными исследователями.

В-третьих, при характеристике конкретных тектонических структур разного времени формирования мы старались максимально учесть геохронологические данные, которые весьма важны для определения последова-

тельности формирования разнотипных месторождений и определения металлогенических циклов эндогенных и экзогенных процессов, приводящих к их образованию, на фоне меняющихся геодинамических обстановок.

Исходя из материалов предыдущих глав, общую последовательность проявления геодинамических процессов на Земле мы принимаем в нижеследующем виде.

**1 этап.** *Догеологическая история Земли, которая охватывает период от 4,568 до 4,500 млрд лет.* Это время образования Земли, ее аккреция, сопровождавшаяся дифференциацией Земли на ядро, верхнюю и нижнюю мантии, образованием спутника Земли – Луны. Никаких геологических остатков этого этапа мы не имеем. Последовательность процессов этого этапа определяется косвенно с использованием состава метеоритов и короткоживущих изотопных систем.

**2 этап.** *Ранняя геологическая история Земли, охватывающая период 4,5–3,1 млрд лет.* В нем выделяется гадейский эон (4,5–4,0), от которого сохранились преимущественно только цирконы возрастом 4,4–4,1 (4,0) млрд лет. Геологическое развитие Земли в это время контролировалось астероидными бомбардировками, которые в основном закончились в конце гадея.

Гадейский эон сменяется *палеоархейским–мезоархейским интервалом (4,0–3,1 млрд лет)*. В это время формировались магматическая ТТГ ассоциация и ранние зеленокаменные пояса. Тектонический режим характеризовался LID тектоникой (тектоника покрывки), которая определила специфический тепловой режим недр Земли. В конце этого этапа в интервале 3,4–3,1 млрд лет произошло разделение ядра на твердое и жидкое, содержащее повышенные концентрации летучих компонентов, и именно с этим событием совпало появление первой рудной минерализации в истории Земли.

**3 этап.** *Переходный период (3,1–2,0 млрд лет).* На этом этапе выделяется интервал взаимодействия малых литосферных плит, охватывающий время 3,1–2,5 млрд лет. В этот интервал сформировалось до 40 % сохранившейся континентальной коры, тогда же произошло обогащение континентальной коры некогерентными элементами, что определило формирование астеносферного слоя Земли. Это время появления первых орогенных поясов с устойчивыми металлогеническими ассоциациями и первых крупных кратонных блоков и их агломераций. Интервал 2,4–2,1 млрд лет является своеобразной тектонической паузой (со своей специфической металлогенией), сопровождаемой в конце плюмовыми магматическими и металлогеническими событиями.

**4 этап.** *Этап поздней эндогенной активности Земли охватывает время 2,0–0 млрд лет.* На этом этапе совместно проявляются процессы тектоники плит и глубинных мантийных плюмов, контролировавшие формирование и распад суперконтинентов (эпоха суперконтинентальных циклов). Своеобразие этой эпохи определялось преимущественно орогенной металлогенией на стадии формирования суперконтинентов и бассейновой (плюмовой) на стадии их стабилизации и деструкции.

### 10.1. МЕТАЛЛОГЕНИЯ РАННИХ ЭТАПОВ РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ (4,5–3,1 МЛРД ЛЕТ)

Металлогении ранней истории Земли посвящено большое количество исследований, из которых следует выделить монографические работы В.И. Казанского [1988] и А.В. Сеницына [1990] в России, а также специальные главы фундаментальной монографической сводки «Древнейшие породы Земли» под редакцией Мартина ван Кранендонка, Хьюго Смизиса и Вика Беннета [van Kranendonk et al., 2007, 2019]. В них с достаточной степенью детальности охарактеризованы разнообразные типы рудных месторождений, которые обсуждаются в данном и последующем разделах, и показана специфика древнейших руд. Кроме того, в работе использованы материалы известных исследователей [Cawood, Hawkesworth, 2015; Goldfarb et al., 2001, 2010; Groves et al., 2005; Kerrich et al., 2005; Lydon, 2007; Percivall, 2007; Solomon, Groves, 2000], в которых затронуты вопросы металлогении докембрийской истории Земли.

*Гадейский эон* не оставил никаких следов, позволяющих судить о его металлогении.

*Палеоархейский–мезоархейский (4,0–3,1 млрд лет) период*, особенно его поздняя половина, стал временем появления первых рудных месторождений. Геологические образования данного периода известны в целом ряде древних кратонов Земли, но наиболее исследованы в кратоне Пилбара (Западная Австралия) и Каапваальском кратоне (Южная Африка), а также в Гренландии [Huston et al., 2002, 2007, 2019; Pirajno, Huston, 2019; van Kranendonk et al., 2007] и Индии [Deb, 2014].

Об особенностях металлогении первой половины этого периода можно судить только по обширным пространствам, занятым полосчатыми железистыми кварцитами (BIF) в древних комплексах Гренландии (Исуа) и Индии (Томка Дайтари-Орисса), которые в истории Земли впервые появились около 3,7 млрд лет назад. Их раннее появление вполне закономерно, поскольку железо – наиболее характерный элемент ранних мафических магматических производных Земли, с которыми их обычно и связывают [Polat, Frei, 2005]. Но у железистых кварцитов есть еще и вторая составляющая – кремнезем, что явно требует присутствия Fe-Si флюидов [Xu et al., 2010]. Согласно [Xu et al., 2010; Wang et al., 2009], подобные флюиды могли быть генерированы из ранней коматиитовой океанической коры посредством гидротермального извлечения, как следствия подъема мантийного плюма. Эта идея основана на практически полном совпадении возрастных пиков BIF и коматиитов. Ранее тесная связь древних железистых кварцитов с коматиитовыми вулканитами была отмечена А.В. Сеницыным [1990]. Отмечено также участие в образовании железистых кварцитов органического вещества. На вклад ранних форм жизнедеятельности в отложения формации Исуа указывают результаты исследований японских ученых [Ohmoto et al., 2013], показавших первичную органическую природу углерода в сланцах формации Исуа, вмещающих железистые кварциты. Следует указать на еще одну инте-

ресную особенность древнейших железистых кварцитов Исуа, а именно, наиболее высокие концентрации в них Co и Ni по сравнению с более молодыми BIF. Причем концентрации Ni в палеоархейских железистых кварцитах в 3–4 раза выше, а V, Zn и U заметно ниже [Aoki et al., 2017]. Это тоже подчеркивает связь палеоархейских кварцитов BIF с коматиитовым вулканизмом. При изучении изотопов кремния в кварцитах [Heck et al., 2011] было показано, что в палеоархейских BIF Исуа фиксируется смешанный источник кремния – гидротермальный и продуктов выветривания в атмосфере. Тем не менее все это достаточно четко подтверждает комплексную модель формирования железистых кварцитов.

Ранний период металлогенической истории Земли начался с формирования железистых кварцитов, а завершился (3,4–3,1 млрд лет) возникновением первых колчеданно-барит-полиметаллических, золоторудных и молибден-порфириновых месторождений с комплексными разнометалльными кварцевыми жилами и грейзенами, связанными с контрастным базальт-риолитовым вулканизмом и гранитным магматизмом.

Железистые кварциты и колчеданные руды несут в себе свидетельства участия в их формировании первого органического вещества. Все месторождения этого периода отличаются от однотипных более поздних месторождений по своим минералого-геохимическим, изотопно-геохимическим особенностям либо по структурным условиям локализации. Обращает на себя внимание отсутствие Cu-Ni с платиноидами месторождений, связанных с мафит-ультрамафитовым магматизмом. Появление первых месторождений полиметаллов, молибдена, хромитов с платиноидами и золота в конце второй половины рассматриваемого периода (3,4–3,1 млрд лет), увязывается нами с начальной стадией формирования сиалической коры.

Рассмотрим детали металлогении данного периода на примере небольших месторождений Au, колчеданно-полиметаллических руд (VNMS) и Мо-порфириновых руд, хорошо изученных в кратоне Пилбара [Huston et al., 2002, 2007, 2012, 2019].

Важной особенностью древней минерализации Восточной Пилбары является практически постоянное присутствие баритовой минерализации в колчеданных месторождениях VNMS-типа, вплоть до возникновения собственно баритовых стратифицированных месторождений (3,400–3,490 млрд лет) [Huston et al., 2002, 2019]. Здесь также можно отметить тесную ассоциацию баритовых тел с местами находок древнейших строматолитов [van Kranendonk, 2006, 2007]. Колчеданно-полиметаллические (VNMS) месторождения представляют собой линзовидные субсогласные тела в кислых и средних вулканитах или в контакте мафических и кислых сланцев. Любопытно, что эти месторождения, по сравнению с однотипными более молодыми, обладают повышенной ролью Pb относительно Zn в рудах [Huston et al., 2019]. Кроме этих самых древних объектов в блоке Восточной Пилбары присутствуют несколько более молодые месторождения данного типа, локализованные в формации сульфур-группы. По данным [Huston et al., 2007, 2019], они тоже локализованы в вулканогенно-осадочных толщах, но ассоциируют

с кварцитами ВIF и углеродисто-кремнистыми сланцами. Эти месторождения характеризуются уже существенно Cu-Zn составом руд. Рудные тела контролируются разломной тектоникой. VHMS месторождения района Панорама пространственно ассоциируют со своеобразными «Cu-Zn-Pb-Sn магматическими жилами» (проявление Уил ов Фортуна) в гранофировой апикальной части гранитного массива Стрелле, в котором также отмечены молибденитсодержащие флюорит-топазовые грейзены. Золоторудная минерализация Восточной Пилбары имеет сходное распределение по возрасту [Zegers et al., 2002]. Наиболее древние месторождения немного моложе самых древних колчеданных VHMS-месторождений. Они концентрируются вокруг гранитного купола Маунт Эдгар и явно формировались при росте этого купола. И, наконец, отметим древнейшие порфировые месторождения с преимущественно Mo профилем оруденения, также найденные в обрамлении куполов Маунт Эдгар и Корона Доунс [Huston et al., 2002, 2007, 2012, 2019].

Охарактеризованная совокупность месторождений образует начальный металлогенический цикл (от ранних колчеданных к поздним золотым, похожим на орогенные, и порфировым), связанный с тектоническими процессами объединения первых и малых континентальных блоков в крупные кратоны на данном временном интервале. Спецификой металлогении этого цикла является сочетание золотого и порфирового оруденения на заключительной стадии его формирования.

Таким образом, ранний период металлогенической истории Земли начался с формирования железистых кварцитов, а завершился возникновением первых колчеданно-барит-полиметаллических, золоторудных и молибден-порфировых месторождений с комплексными разнометалльными кварцевыми жилами и грейзенами, связанных с контрастным базальт-риолитовым вулканизмом и гранитным магматизмом и образующими прообраз первого металлогенического орогенного цикла.

Появление первых месторождений полиметаллов, Mo, хромитов с платиноидами и Au в конце рассматриваемого периода (3,4–3,1 млрд лет), увязывается нами с начальной стадией формирования сиалической коры как результата последовательного импульсного плавления мантийных мафических пород.

Колчеданные месторождения раннего периода (3,5–3,1 млрд лет) отличаются от позднерехейских объектов переходного периода (2,9–2,7 млрд лет) полиметаллической с серебром ассоциацией металлов. В рудах существенно преобладает цинк, повышены концентрации свинца и серебра, концентрации и распространенность меди второстепенны, золото редко.

## **10.2. МЕТАЛЛОГЕНИЯ ПЕРЕХОДНОГО ПЕРИОДА (3,1–2,0 МЛРД ЛЕТ)**

Для этого этапа в интервале 3,1–2,4 млрд лет была характерна тектоника малых литосферных плит. В результате агрегации разных кратонных блоков вследствие пологой и медленной субдукции сформировались небольшие

по протяженности орогенные пояса, в которых закономерно сочетаются золоторудные, колчеданные, медно-никелевые и олово-редкометалльные месторождения.

Тектонические паузы во второй половине переходного периода сопровождались образованием осадочного марганцевого оруденения и крупных концентраций Cu, Ni, платиноидов, полиметаллов и Au в уникальных кратонных обстановках (Витватерсранд, Бушвельд). Ниже мы покажем конкретные примеры металлогении рассматриваемого переходного периода.

**Самые ранние (3,08–2,85 млрд лет) месторождения** этого периода известны в пределах уже охарактеризованного выше кратона Пилбара (Западная Австралия), а также в древних кратонных блоках Индии и в кратоне Каапвааль (Южная Африка).

В Каапваальском кратоне это известные золоторудные проявления Барбертонского зеленокаменного пояса и пояса Амалии [Pearton, Viljoen, 2017]. Золоторудные месторождения провинции Барбертон локализованы в вулканогенно-осадочных с коматиитовыми базальтами комплексах палео-мезоархея (3,55–3,3 млрд лет) и мезоархея (3,3–3,2 млрд лет). Они представляют собой сочетание минерализованных горизонтов туфов с типичными золото-кварцевыми жилами и зонами кварцевого прожилкования и метасоматического окварцевания [Синицын, 1990; Dziggel et al., 2007]. Золоторудная минерализация связана с поздними разломами и относится к месторождениям типа зон смятия и разлома (shearzones), формирование которых обусловлено процессами сжатия, совмещенными со сдвиговой тектоникой. На основании структурных и геохронологических исследований установлено, что минерализация в пределах пояса Барбертон была сформирована в два этапа: 3,08 и 3,04 млрд лет [Dziggel et al., 2007]. Однако имеются указания и на более молодые (3,0–2,9 млрд лет) Re-Os датировки самородного золота [Begg et al., 2010; Dziggel et al., 2010]. В этом случае такие датировки совпадают с оценкой возраста Au и Au-Sb месторождений расположенного к северу пояса Мурчисон, связанного с орогенным событием около 2,97 млрд лет [Poujol et al., 1997].

Несколько моложе (2,95–2,89 млрд лет) оказались золото-кварцевые орогенные месторождения Восточной Пилбары, локализованные в крупных орогенных структурах [Baker et al., 2002; Blewett et al., 2002; Huston et al., 2002a,b]. Золоторудные месторождения ассоциируют с колчеданно-полиметаллическими (Уим Крик, Салт Крик, Эджина) месторождениями с возрастом 2,95–2,94 млрд лет [Pike et al., 2002]. Близки к ним по возрасту Cu-Ni-PGE и V-Ti месторождения и проявления, связанные с расслоенными мафическими плутонами Западной Пилбары с датировками около 2,925 млрд лет [Hoatson, Sun, 2002; Huston et al., 2002]. Самыми молодыми (2,88–2,85 млрд лет) проявлениями рудной минерализации данного этапа являются многочисленные месторождения Sn-Ta (Be, Li, W) пегматитов, связанных с посторогенными калиевыми гранитами [Huston et al., 2002; Sweetapple, Collins, 2002; van Kranendonk et al., 2002].

Таким образом, в начале периода намечаются два цикла формирования металлогенических ассоциаций: ранний (3,1–2,98 млрд лет), преимущественно золотой, и поздний (2,95–2,85 млрд лет), начавшийся с формирования колчеданных, Cu-Ni и Ti-V руд, которые сменились орогенными золотыми рудами, и завершившийся формированием посттектонических Sn-редкометальных пегматитов. В данном случае можно говорить о первом полном проявленном (от ранних сидерофильных-халькофильных мантийных к благороднометалльным и редкометалльным коровым объектам) орогенном металлогеническом цикле Земли продолжительностью около 100 млн лет. Скорее всего, этот этап связан с аккрецией небольших кратонных блоков с образованием более крупных континентальных масс – суперкратонов. В пользу этого свидетельствует и хронологическая дискретность формирования месторождений, отражающая импульсный характер аккреции малых блоков.

В конце этого этапа, в условиях кратковременной стабильности, возникла крупнейшая в мире аномалия золота – уникальное месторождение Витватерсранд, давшее миру более 50 тыс. т золота [Frimmel et al., 2005] и вмещающее около 800 000 т урана [Синицын, 1990]. Важной особенностью руд Ранда, подчеркивающей их специфику, является сочетание Au, U и битумов, как главных, наряду с пиритом, компонентов руд (Au-U-C-O-H-S-Si состав). О происхождении Ранда существует несколько точек зрения: гигантская палеороссыпь, гидротермальный метаморфогенный объект, подводное рудообразование на бактериальных матах, полистадийное формирование [Frimmel, 2014; Horscroft et al., 2012; Phillips, Powell, 2011; Robb, Meyer, 1995; Tucker et al., 2016]. Это показывает, что проблема образования данного гигантского месторождения остается нерешенной и требует дальнейшего исследования.

**Металлогеническая характеристика этапа (2,85–2,55 млрд лет) взаимодействия первых кратонов.** В геотектоническом отношении этот интервал времени характеризовался образованием суперкратонов и деплетированной мантии, что сопровождалось формированием первых значительных объемов континентальной коры современного типа. Столкновение отдельных кратонов вело к образованию больших объемов гранитоидов. В это время практически синхронно возникновению Витватерсранда и крупных мафических плутонов с Cr-PGE минерализацией в других регионах мира (провинция Абитибби в Канаде, Калгурли в Австралии, Дарвар в Индии) зафиксирован следующий металлогенический цикл. Начало его отмечено формированием колчеданных (VHMS) месторождений как в позднем архее Западной Австралии, так и в провинциях Слэйв и Сьюпериор в Канаде, Дарвар в Индии [Казанцев, 1988; Синицын, 1990; Deb, 2014; Huston et al., 2012; Percival, 2007]. Рассмотрим особенности этого цикла на примерах провинции Абитибби (Канада) и района Калгурли (Западная Австралия).

Рудные месторождения Абитибби зеленокаменного пояса (2,75 до 2,60 млрд лет) связаны с позднеархейскими метавулканическими (толеито-

выми и коматиитовыми базальтами, кислыми вулканитами) и метаосадочными породами (включая BIF), прорванными синвулканическими, синтектоническими (TTG – до 2,695) и посттектоническими (орогенными – после 2,695) плутонами [Shneider et al., 2012], в том числе и позднеорогенными гранитами S-типа с редкометалльными пегматитами (2,645–2,611 млрд лет) [Rezeau et al., 2017; Simard et al., 2013]. Налицо следующий за охарактеризованным выше в кратоне Пилбара, полнопроявленный тектонический цикл аккреции крупных кратонных блоков.

В истории пояса проявлено как минимум три фазы формирования VHMS (2,8–2,715; 2,715–2,69; 2,68–2,67); фаза ранних золото-полиметаллических и золото-медных жил (2,72–2,70); фаза формирования Ni-Cu-(PGE) минерализации, связанной с коматиитами (2,70) и две фазы (2,665–2,655 и около 2,64) формирования орогенных месторождений золота с сопутствующей гранитогенной молибденовой (2,672–2,661 млрд лет) минерализацией [Huston et al., 2012; LeClerc et al., 2012; McNicoll et al., 2014; Shneider et al., 2012; Tarapovic et al., 2012]. Главным продуктом провинции Абитибиде является золото. Основная его масса извлечена и извлекается из золото-кварцевых жильных месторождений орогенного типа, контролируемых крупными региональными разломами. Их характеристика дана во многих сводках [Card et al., 1988; Hageman, Cassidy, 2000; Keays, Skinner, 1988; Rezeau et al., 2017].

Во всех основных рудных районах провинции Абитибиде золоторудные месторождения пространственно тесно ассоциируют с монцитонитовыми и известково-щелочными гранитоидными плутонами и дайками, которые иногда являются рудовмещающими. Отмечаются также золотоносные месторождения BIF.

Особое положение занимают калиевые гранитоиды S-типа, которые близки по возрасту (2,647–2,611 млрд лет) поздним золоторудным жилам или околосильным метасоматитам, но большинством геологов считаются более молодыми. С этими жилами связаны проявления редкометалльных пегматитов, которые содержат литиевую (сподумен) и бериллиевую минерализацию, сопровождаемую незначительным молибденовым и оловянным оруденением [Казанский, 1988; Hewit, 1967]. По характеру ассоциаций минерализации и последовательности формирования оруденения этот цикл похож на охарактеризованный выше (см. 10.2) ранний цикл кратона Пилбара, что позволяет в нем предполагать возможную роль сагдукции.

Рудные районы Калгурли, Вилуна и др. (Западная Австралия) являются примером сочетания оруденения типа железистых кварцитов с колчеданным, медно-никелевым и золотым оруденением в рамках единого орогенного пояса. Месторождения Cu-Ni, Au, VMS этого пояса локализованы в толще деформированных зеленокаменных метавулканитов (коматиитовых базальтов – 2,749 млрд лет) и метаосадков, прорванных плутонами разнообразных гранитоидов и мафических даек [Mole et al., 2015; Vielraicher et al., 2015].

Рудная минерализация в пределах рассматриваемого пояса сконцентрирована в тектонизированных зеленокаменных трогах, сложенных вулка-

ногенно-осадочными комплексами от чисто коматиитовых базальтов внизу до риолитовых вулканитов и туфов в верхах разреза. Наиболее ранними объектами являются полосчатые железистые кварциты, роль которых в пределах террейна Калгурли весьма невелика. Основная рудная минерализация связана с интервалом формирования рифтогенных контрастных базальт-риолитовых комплексов в 2,72–2,71 млрд лет, сопровождаемых практически синхронным (2,706 млрд лет) внедрением коматиитовых силлов [Fiorentini et al., 2012; Witt et al., 2020]. В кислых вулканокластических толщах концентрируются небольшие колчеданные Cu-Zn месторождения, сформированные, в основном, в этот же период времени, а в коматиитах – Cu-Ni-PGE месторождения.

Орогенные месторождения золота сформировались позднее и в тесной пространственной и временной ассоциации с разновозрастными и разнотипными гранитоидами [Mole et al., 2015; Vielreicher et al., 2015; Weinberg, 2008; Zhou et al., 2003]. Самым крупным месторождением мирового класса в террейне Калгури является месторождение Голден Майл. Согласно современным данным [Vielreicher et al., 2015], основная масса руд здесь сформировалась в два этапа (2,66–2,64 и 2,63–2,62 млрд лет), разделенных внутрирудными дайками порфириров и лампрофиров.

Пострудные пегматитовые жилы (2,62–2,60 млрд лет) знаменуют собой завершение металлогенического этапа, связанного с формированием крупных месторождений Li с повышенными концентрациями Ta, Nb, Sn, представленных полями сподуменовых и сподумен-мусковитовых пегматитов. Их появление, возможно, отмечает возросшую роль континентальной коры, обогащенной редкими элементами, в образовании месторождений этих элементов.

**Поздние металлогенические этапы переходного периода (2,55–2,0 млрд лет).** Начало этапа ознаменовалось процессами растяжения собранных континентальных блоков, это своего рода переходный промежуток между орогенными событиями и последующей стабилизацией коры, что нашло отражение в проявлении мафит-ультрамафитового магматизма с сопутствующим оруденением.

Одним из примеров такого магматизма является крупный расслоенный интрузив Стиллуотер (Монтана, США), характеризующийся хромитовой и сульфидной минерализацией. Говоря об особенностях металлогении в это время, нельзя пройти мимо еще одного феномена – Великой дайки Зимбабве (ВДЗ), или, точнее, дайкового пояса с дайкой-лидером. Этот дайковый пояс протянулся более чем на 500 км при ширине не более 50 км и характеризуется хромитовой и платиноносной минерализацией. В пространственно-временной ассоциации с ВДЗ отмечаются и так называемые порфирировые месторождения золота, локализованные в дайках гранит-порфириров (2,541 млрд лет) [Buchholz et al., 1998].

Еще один подобный пример – зональные мафит-ультрамафитовые плутоны Северной Финляндии и Кольского полуострова (Федоровско-Панский,

Мончегорский, Печенга) с медно-никелевым и благороднометалльным оруденением [Иващенко, Голубев, 2011]. Они приурочены к палеорифтовым структурам и имеют датировки 2,504–2,493 млрд лет. Оруденение Мончегорского плутона является сульфидным медно-никелевым с попутными содержаниями платиноидов [Иващенко, Голубев, 2011]. Наиболее известным объектом являются Cu-Ni месторождения Печенгского рудного поля, представляющие собой типичные вкрапленные сульфидные руды.

Такое различающееся по времени проявление орогенных и внутрикратонных рифтогенных месторождений, известных в разных кратонных блоках, служит дополнительным свидетельством того, что единого суперконтинента в этот период времени не было, а существовало несколько крупных кратонных блоков с одновременным проявлением в них орогенных и рифтогенных (внутрикратонных) рудных месторождений. Кроме того, явное мантийное происхождение магматизма и связанной с ним минерализации указывают на вероятность их плюмового происхождения.

Анализ распределения рудных месторождений во времени [Goldfarb et al., 2010] показывает, что в рассматриваемом интервале проявилось две ассоциации месторождений: 1) месторождения в кратонных блоках и эпиконтинентальных бассейнах и 2) месторождения в зеленокаменных поясах.

Месторождения в эпиконтинентальных бассейнах и кратонных блоках. Одна группа этих месторождений представлена осадочными месторождениями Mn (Калахари) с возрастом 2,5–2,1 млрд лет [Maynard, 2010] и медистыми песчаниками Удокана [Птицын и др., 2003; Сеницын, 1990; Hitzman et al., 2010]. Это позволяет сделать вывод о ведущей роли осадочных процессов в образовании стратиформных месторождений.

Примером другой группы является Бушвельдский плутон с сопутствующим комплексом разнотипной минерализации, включая Fe-Cu-Au-U-REE месторождения ЮСГ-типа (Палабора, Африка). Эти месторождения формировались в эпиконтинентальных бассейнах и при процессах рифтообразования, связанных с мантийными плюмами [Groves et al., 2010]. Возраст Бушвельдского плутона и его минерализации, по данным высокоточного U-Pb датирования, от 2,060–2,056 для мафит-ультрамафитовых внедрений (в том числе возраст рифа Меренского 2,056–2,057 млрд лет) до 2,055 млрд лет для гранофилов и кислых пород, т. е. продолжительность формирования основной части составила всего 4 млн лет [Wall, 2016], а вместе с гранитами – 5 млн лет. Согласно данным этого исследователя, последующая история остывания до температуры 200 °C длилась до 2,020 млрд лет с этапом гидротермального повторного события в рифе Меренского около 2,015 млрд лет, т. е. **термальная аномалия этого огромного массива существовала в его рамках около 40 млн лет.** Интересно, что в этот период времени в обрамлении Бушвельдского массива практически синхронно и пространственно связано с ним был сформирован целый ареал рудной минерализации, представленный редкометалльно-редкоземельным, полиметаллическим и золотым оруденением (рис. 10.1).

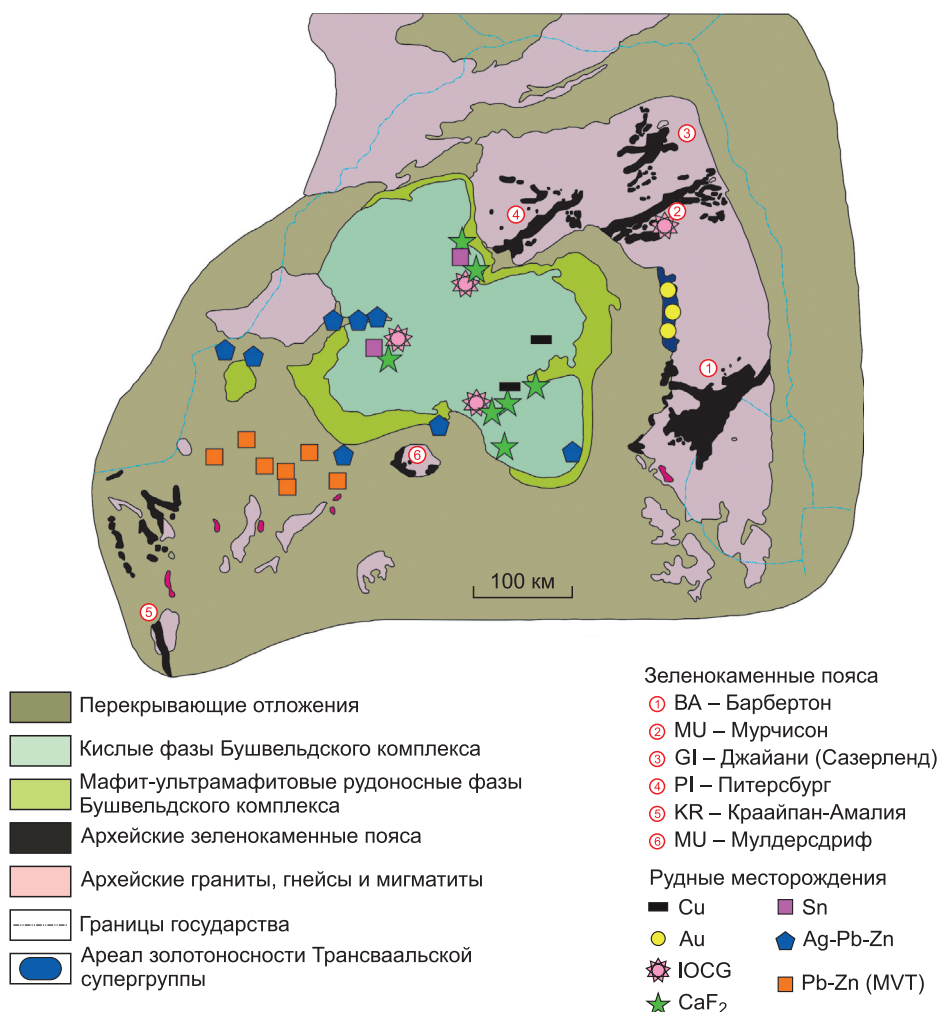


Рис. 10.1. Рудные месторождения, ассоциирующиеся со становлением (2,06–2,02 млрд лет) Бушвельдской рудно-магматической системы (по: [Pearton, Viljoen, 2017]), с добавлением данных, [Hunt, 2005; Vonopartis et al., 2020], с упрощениями и изменениями автора).

Месторождения зеленокаменных поясов Западной Африки и Бразилии. В конце рассматриваемого периода времени среди архейских блоков кратона Западной Африки возник Бирримский зеленокаменный пояс, которому соответствуют месторождения Бирримского палеопротерозойского золотоносного пояса [Кулиш, Михайлов, 2002; Goldfarb et al., 2017]. Гранитоидный магматизм представлен здесь двумя комплексами гранитоидов: ранним (диорит-гранодиоритовым комплексом Белт) I типа (2,180–2,125 млрд лет), ассоциирующим с вулканическими поясами (2,166 млрд лет), и поздним, представляющим Бэйсин S-граниты (2,125–2,080 млрд лет) [Константинов,

2006; Partington, Williams, 2000]. Оруденение в пределах пояса представлено ранними (около 2,115 млрд лет) колчеданными барит-полиметаллическими месторождениями, локализованными в вулканогенно-осадочной толще кислого состава [Schwartz, Melcher, 2003], а также месторождениями железных (Фалеме) и марганцевых (Нсута, Тамбао) руд [Кулиш, Михайлов, 2002]. С ними пространственно ассоциирует разнотипная золоторудная минерализация [Partington, Williams, 2000]. В тектоническом аспекте этот орогенный процесс, вероятно, является отражением начала колумбийского суперконтинентального цикла современного периода истории Земли.

Завершая характеристику металлогении переходного периода, отметим, что по сравнению с ранним археем, в это время еще больше 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 мантией [Горячев, 2014; Кузьмин, Горячев, 2017; Кузьмин и др., 2018]. При этом наблюдается более широкий спектр месторождений: порфировые молибденовые, стратиформные полиметаллические, вулканогенные массивные сульфидные колчеданные (Cu, Zn, Pb) руды, которые в современных обстановках связаны с границами плит. Очевидно, большая часть этих месторождений связана с переработкой архейской коры на зарождающихся границах малых плит.

### 10.3. МЕТАЛЛОГЕНИЯ ПОЗДНЕГО ПЕРИОДА АКТИВНОСТИ ЗЕМЛИ (2,0–0 МЛРД ЛЕТ)

В этот период совместно проявлялись процессы тектоники плит и глубинных мантийных плюмов, контролировавших формирование и распад суперконтинентов. Тектоника плит подразумевает ряд геодинамических обстановок, среди которых достаточно четко выделяются океанические и континентальные обстановки и обстановки зоны перехода континент–океан: активных и пассивных окраин континентов (или океанов), островные дуги и задуговые бассейны, аккреционные и коллизионные зоны. Все эти обстановки характеризуются определенными металлогеническими индикаторами (см. таблицу) [Зоненшайн и др., 1978; Митчелл, Гарсон, 1984].

Рассмотрим кратко особенности металлогении основных структур, связанных механизмами тектоники плит.

**Металлогения активных окраин** континентов сочетает в себе влияние разнотипной коры: континентальной и погружающейся под нее океанической, что ведет к возникновению месторождений как сиалического (Ag, Ag-Sn, Ag-Pb-Zn), так и фемического (Cu, Ag-Cu, Cu-Hg, Hg, Ni) профиля, в соответствующих обстановках и структурах, при индифферентном распространении Au, Au-Ag оруденения. При этом наблюдается поперечная зональность размещения месторождений. Для приокеанической части АКО характерно Au-Ag эпитермальное и Cu-порфировое оруденение, а для внешней удаленной зоны Ag-Sn и Ag-Pb-Zn оруденение. Особенностью металлогении активных окраин континента является многоэтапность формирования рудных

**Металлогенические индикаторы основных обстановок,  
связанных с тектоникой литосферных плит**

Обстановки	Индикаторы		
	главные	второстепенные	редкие
Орогенные коллизионно-аккреционные складчатые пояса	Au, Sn, W, Co	Pb, Zn, Mo	Sb
Активных окраин континентов – аккреционные складчатые пояса	Au-Ag, Sn, Li, Cu, Co, Sb, Hg, Mo	Pb, Zn, Fe, U	Fe
Островных дуг	Cu, Au, Pb, Zn	Ag, Sb	Mo
Пассивных окраин континентов, миогеоклинальные складчатые пояса	Pb, Zn, Fe, U	Ag, Cu	W
Стабильных кратонов и процессов их рифтогенеза	Cu, Ni, PGE, Fe, Au, Li, U	Hg	
Дна океанов и СОХ	Fe, Mn	Cu, Pb, Zn	Au, PGE, Cu-Ni

месторождений порфирового и эпитеpmального типов, зафиксированная в истории Андийской активной континентальной окраины.

**Металлогения островных дуг** отличается от металлогении активных окраин меньшей сиаличностью, очень редким присутствием руд Sn и Ag, обычным эпитеpmальным Au-Ag оруденением в ассоциации с максимально проявленным Cu-порфиоровым. Последнее наиболее типоморфно (но промышленно малозначимо) для периокеанических дуг. Для островных дуг типоморфно и также весьма значимо колчеданное оруденение VMS-типа, обычно с Au.

**Металлогения зон коллизии** – здесь мы объединяем структуры как собственно зоны столкновения, так и разрушения орогенов. Поскольку коллизия происходит за счет континентальных блоков или континентального блока и островной дуги, то металлогенический профиль такого процесса явно коровый и сиалический. Для коллизионных обстановок характерно возникновение орогенных и связанных с гранитоидами месторождений Au в ассоциации с месторождениями Sn и W, реже Mo и жильными месторождениями полиметаллов. Нередко также возникновение урановых руд, месторождений редких металлов (Li-Sn-Ta-Nb пегматиты). Профильными месторождениями можно считать месторождения Au, Au-Bi, W, W-Sn, Sn (см. таблицу).

**Металлогения обстановки границ скольжения плит**, или крупных тектонических блоков [Ханчук, 2000; Ханчук, Голозубов, 2008; Ханчук и др., 2019] в настоящее время не является общепризнанной, но в той или иной степени обозначается разными исследователями либо как «кордильерская аккреционная орогения» с преобладанием существенно сдвиговых движений [Goldfarb et al., 2008], либо как постсубдукционная обстановка, с важной ролью заметно сдвиговых движений в распределении месторождений, либо как позднеколлизионные трансформные обстановки [Нои, Cook, 2009; Нои, Zhang, 2014; Wang et al., 2020]. Специфика этих обстановок заключается в том, что они приводят к вскрытию мантии в зонах крупных трансформных

сдвигов и к формированию смешанной мантийно-коровой металлогении и магматизма, например, к возникновению своеобразных комплексных месторождений золота орогенного типа, с широким распространением турмалина в рудах [Goryachev et al., 2018] в ассоциации с Au-Ag месторождениями рифтогенного происхождения, Cu-Mo-порфиристыми месторождениями и месторождениями Sb, Hg, Mo, Sn и других металлов. Наиболее наглядно это было проявлено в Монголо-Охотском поясе в позднемезозойское время и в Тибетско-Гималайском секторе. Вероятнее всего, такая обстановка была присуща структурам Британской Колумбии и Аляски в середине мела и в палеогене, а также проявилась в зоне бассейнов и хребтов в Неваде и Аризоне (США). Последняя, уже приближается к группе бассейновых обстановок.

**Металлогения бассейновых обстановок**, которые по своему положению разделяются на обстановки пассивных окраин континентов, задуговых бассейнов или тыловодужные, и обстановки океанические (современных океанов). В условиях существования осадочных бассейнов разных обстановок возникает достаточно ограниченное число типов рудных месторождений, а именно, стратиформные и стратифицированные (иногда называемые телетермальными) месторождения Pb и Zn (SEDEX, MVT), а также Hg и Sb, нередко Cu-песчаники и Cu-сланцы. Для рифтогенных базальтоидов обычны проявления базальтов с самородной медью. В таких бассейнах, обогащенных углеродистым веществом, нередко происходит и накопление Au (предпосылки для формирования черносланцевых месторождений) и U. Несколько иная специфика присуща континентальным обстановкам в тылу магматических дуг. Для них характерно формирование Au-Sb, Sb, Sb-Hg, Ag-Pb-Zn месторождений телетермального облика. В завершение металлогенической характеристики этих обстановок, нужно сказать несколько слов и об океанических бассейнах, огромные участки дна которых представляют собой гигантские месторождения Fe-Mn конкреций с большим спектром примесей (Cu, Co, Au, Pt, и пр.), а срединно-океанические хребты являются местами с крупными скоплениями колчеданных VMS-руд, также с повышенными содержаниями благородных металлов. Отдельные блоки мафической коры этих бассейнов несут в себе и скопления Cu-Ni и Cr [Андреев и др., 2000].

И, наконец, мы имеем примеры независимого практически синхронного сочетания орогенных процессов *плейт-тектоники* с *плюм-тектоникой*, что можно проиллюстрировать отдельными районами Сибири, Китая и Северо-Западного Вьетнама [Добрецов и др., 2010; Чан Чонг Хоа и др., 2008]. В Сибири – это сочетание средне-позднепалеозойских орогенных месторождений Рудно-Алтайского (колчеданно-полиметаллический субдукционный профиль) и Калба-Нарымского блоков (золотой и олово-редкометалльный коллизионный профиль) с позднепалеозойскими плюмовыми проявлениями золото-сурьмяно-ртутного оруденения). В Северо-Западном Вьетнаме – это сочетание медно-никелевого и сурьмяного оруденения Эмэйшаньского плюма с орогенным золотым и вольфрамовым оруденением орогенного пояса Чуонг Шон [Чан Чонг Хоа, 2007; Geology..., 2011; Goryachev et al., 2019].

Ниже мы на отдельных примерах покажем особенности металлогении конкретных структур и геодинамических обстановок тектоники плит и плюмов в этот период жизни нашей планеты.

Как уже сказано выше, данный период соответствует времени периодического формирования и распада суперконтинентов. Это позволяет, вслед за А.В. Ткачевым [Ткачев, 2012; Ткачев, Рундквист, 2016], рассмотреть особенности металлогенической истории Земли через призму соответствующих суперконтинентальных циклов: возникновения, стабилизации и распада Нуны (Колумбия) в мезопротерозое, Родинии в неопротерозое и Пангеи (включая Паннотию, Гондвану, Лавруссию) в середине фанерозоя, а также начала формирования нового суперконтинента Амеразия, с выделением соответствующих подэтапов.

**Металлогения Нуна-Колумбийского мезопротерозойского (2,0–1,1 млрд лет) суперконтинентального цикла.** В целом, металлогения этого цикла в определенной степени обобщена в работе [Pehrsson et al., 2016]. В составе данного цикла выделяются этап сборки суперконтинента, которому соответствуют разнообразные орогенные пояса, известные в разных местах современной Земли, и этап стабилизации и распада суперконтинента.

*Этап сборки суперконтинента Нуна-Колумбия (2,0–1,7 млрд лет)* зафиксирован орогенными поясами в Северо-Американском кратоне (Транс-Хадсон ороген), Балтийском щите (Свекофенская орогения), Бразильских и Австралийских кратонных блоках. С островодужными комплексами этого этапа сопряжены колчеданные месторождения VMS, небольшие месторождения Cu-Mo порфирировых руд (Таллберг – 1,886 млрд лет), а также золоторудная минерализация. С орогенными поясами прежде всего сопряжено формирование золоторудной минерализации [Eilu et al., 2003].

Этому этапу отвечает и образование крупного плутона Седбери (1,85 млрд лет) с Ni, Cu, Co, PGE минерализацией [Naldrett, 2010]. Руды Седбери выделены в самостоятельный уникальный тип импактных расплавов, сформировавших сульфидные инъекции во вмещающие гнейсы и краевые габброидные тела. Хотя основной гипотезой является импактное происхождение массива и руд Седбери при падении крупного метеорита, имеется целый ряд вопросов, которые все же не исключают эндогенный генезис массива. Тем более, что его позиция довольно четко вписывается в металлогенический профиль региона того времени (наличие Cu-Ni объектов – Эден Лейк, колчеданных руд, золото-кварцевых проявлений и месторождений) [Ames, Farrow, 2007], никак не являясь аномальной.

*Этап стабилизации и распада суперконтинента Нуна – этап эпиконтинентальных и рифтогенных процессов (1,7–1,1 млрд лет)* – имеет совершенно особую металлогеническую нагрузку. В это время проявился главный пик формирования урановых месторождений в осадочных бассейнах (Атабаска), месторождений полиметаллов типа SEDEX (Маунт-Айза, Брокен Хилл – Австралия) и крупнейших месторождений IOCG-типа (Олимпик Дам, Эрст Хенри) [Cuney, 2010; Groves et al., 2010; Leach et al., 2010]. Из магматических мес-

торождений этому этапу соответствует формирование Cu-Ni оруденения района Войсес Бэй в Канаде [Naldrett, 2010].

Среди месторождений ЮСГ типа крупнейшими являются Олимпик Дам и Проминент. Месторождения совместно с сателлитами формируют протяженный (длиной ~700 км и шириной до 150 км) пояс, названный провинцией Олимпик Дам [Hand et al., 2007]. Месторождение Олимпик Дам представляет собой трубообразную структуру брекчиевого строения с обломками гранитоидов и других пород в гематитсодержащем матриксе [Панов, 2002] размером 5 × 7 км. В составе брекчий отмечены также кварц, флюорит, барит, хлорит, сидерит, сульфиды и урановая смолка. Урановая минерализация (уранинит, коффинит, браннерит), равно как и золотая, образуют собственные обогащенные участки среди медных руд. Возраст минерализации месторождения оценен в интервале 1,59–1,577 млрд лет [Ciobanu et al., 2013].

Примером внутриконтинентальных осадочных бассейнов с крупными скоплениями урана служит известный бассейн Атабаска [Казанский, 1988]. Этот бассейн начал формироваться около 1,730 млрд лет назад. В его основании лежит горизонт разнообразных конгломератов, а выше залегают трансгрессивные серии морских отложений [Казанский, 1988]. Основное количество месторождений урана занимает нижние горизонты серии Атабаска и захватывает трещиноватый и деформированный подстилающий фундамент (до 100 м в глубину). Руды сформировались в результате реакции восстановленных гидротермальных низкотемпературных (менее 240 °С) флюидов, поступающих из разломов фундамента и окисленных поровых растворов из осадочной толщи бассейна.

В целом, говоря об эпохе формирования суперконтинента Нуна-Колумбия (1,8–1,0 млрд лет), следует отметить, что ее металлогенической спецификой стали преобладающий уран-редкоземельный профиль и отсутствие крупных собственно орогенных золоторудных объектов [Cawood, Hawksworth, 2015; Kerrich, 2010], которые возникли немного ранее.

***Родинийский суперконтинентальный цикл (1,2–0,57 млрд лет).*** Возрастные границы суперконтинентальных циклов Колумбии и Родинии в какой-то степени перекрываются. Процессы распада в одном месте компенсировались процессами сборки в других сегментах Земли.

*Этап сборки суперконтинента Родиния (1,2–0,9 млрд лет)* начинается с Гренвилльской орогении 1,2–0,9 млрд лет [McLelland et al., 2010; Stewart, 2009] или 1300–1000 млрд лет [Teixeira et al., 2007]. Металлогения этапа наиболее полно охарактеризована [Carter, 1984; Carter, Colvine, 1985]. По их данным, в этот период возникли магматические – медно-никелевые и железотитановые, вулканогенные стратиформные пиритовые сульфидные, цинковые и единичные Cu-Sb-Ag-Hg-баритовые месторождения, которым предшествовало формирование железистых кварцитов, а также эпигенетические – скарново-железорудные, орогенные золото-кварцевые, молибденовые (скарновые, пегматитовые и скарнированные гнейсы) и урановые [Carter, 1984; Carter, Colvine, 1985]. В современной интерпретации магматические месторождения отвечают, судя по всему, преддуговой океанической стадии,

колчеданные руды связаны с островодужными системами, собственно золоторудные и молибденорудные являются синколлизийными орогенными, а урановые – постколлизийными, посторогенными.

*Металлогения этапа распада Родинии (0,9–0,7 млрд лет).* Оруденение данного этапа представлено в основном теми же типами, что и соответствующего этапа Нуны. Это месторождения полиметаллов, самое крупное из них Холоднинское в Саяно-Байкальском складчатом поясе, а также Морро Агудо в Бразилии, это знаменитый Замбийский медный пояс Африки. Вероятно, к концу этапа следует относить и ультрамафические плутоны Бразилии с хромитовым и медно-никелевым оруденением и месторождениями Лимоеро и Американо до Бразил, имеющие датировки 660–620 млн лет [Mota-e-Silva et al., 2011, 2015].

*Металлогения этапа (0,7–0,1 млн лет) сборки и распада Пангеи.* В это время изменились и значительно расширились состав и типы месторождений полезных ископаемых [Ткачев, 2012; Ткачев, Рундквист, 2016].

*Металлогения фазы сборки Пангеи (0,7–0,3 млрд лет).* Образование суперконтинента Пангеи (0,7–0,3 млрд лет) произошло в результате двух орогенных циклов (каледонского и герцинского), начинавшихся с формирования осадочных бассейнов, островных дуг, и кончавшихся возникновением линейных орогенных поясов на месте этих бассейнов. Оба орогена выступали крупными коллизийными структурами, соединившими в свое время кратонные блоки Северной Америки и Балтии (каледонский цикл), а эти блоки – с Африкой (герцинский цикл) в суперконтинент Пангея. В них проявлены все составные части орогенных поясов, от островодужных террейнов и микроконтинентов до поясов метаморфизма и плутонических пород субдукционной и коллизийной природы.

Сочетание обоих коллизийных орогенов отмечается в структурах Центрально-Азиатского складчатого пояса (Урало-Монгольского) [Goldfarb et al., 2014; Yakubchuk et al., 2005, 2012], объединивших Восточно-Европейский, Сибирский и Северо-Китайский кратонные блоки в единый континент. Этот огромный, в несколько тысяч километров пояс вмещает разновозрастные и разнообразные рудные месторождения (порфиоровые, колчеданные, орогенные, осадочные и пр.), среди которых немало объектов мирового уровня значимости (Au – Мурунтау, Олимпиада, Сухой Лог, Березовское, Балей; Cu – Учалы, Гай, Сибай, Эрденет, Джекказган, Ою Толгой). Металлогеническая эволюция в пределах орогенов, как правило, протекала по полному циклу, начиная с ранней островодужной минерализации и заканчивая посторогенными месторождениями. Ярким примером являются складчатые структуры Урала. Здесь ранняя вулканогенная островодужная минерализация представлена крупными Cu-колчеданными месторождениями каледонского (силурийские Бява, Яманкасы и пр.) и герцинского (позднераннедевонские Баймак и среднедевонские Сибай, Учалы и пр.) циклов [Зайков и др., 2009; Herrington et al., 2005; Yakubchuk et al., 2012]. К раннему этапу относятся и знаменитые платиноносные интрузивы дунитового пояса Урала, а также своеобразные гетерогенные Co-As-колчеданные объекты, связанные с

ультрамафитовыми интрузивами в зоне Главного Уральского разлома [Мелекесцева, 2007]. В структурах эпикоеанической Сакмарской зоны проявлены месторождения хромитовых руд в связи ультрамафитами [Нечеухин, 2007]. Внутри восточного фланга пояса отмечены Cu-Mo-порфириновые месторождения [Herrington et al., 2005]. Поздний этап представлен известными орогенными месторождениями золота Урала, приуроченными к шовным зонам [Коротеев и др., 2010].

*Металлогения фазы стабильности и распада суперконтинента Пангея (0,3–0,1 млрд лет).* Ее специфическим проявлением стало образование известной в герцинидах Европы пятиэлементной формации (Ag-Bi-Co-Ni-U), а также преимущественно медной минерализации, местами с благородными металлами – Au, Pt, Pd, связанной с крупнейшим минерализованным бассейном Купфершифер [Borg et al., 2012]. Этой фазе отвечает также посторогенное магматическое Cu-Ni оруденение (291–281 млн лет), которое, по видимому, возникло при воздействии на складчатые структуры Сибирского и Таримского плюмов [Добрецов и др., 2010]. Производные плюм-тектоники сопровождаются тектоническими процессами растяжения и рифтогенеза (раздвига) и своеобразным, обычно подщелоченным, магматизмом контрастного состава с сопутствующей Cu-Ni, Au-Sb-Hg, IOCG, редкоземельно-редкометалльной, Au-черносланцевой и иной металлогенией [Добрецов и др., 2010; Щеглов, 1997; Ярмолюк, Коваленко, 2003; Ярмолюк и др., 2003]. Специфика плюмовой металлогении определяется составом магматизма. В частности, если мы имеем дело с мафит-ультрамафитовым магматизмом, это прежде всего Cu-Ni, обогащенное платиноидами, сульфидное оруденение мирового уровня (Норильские месторождения, например), иногда они сочетаются с Au-Sb-Hg оруденением, Ag-Sb (Таримский плюм). Для сопровождающих плюм карбонатитовых и щелочных комплексов это Ta-Nb, REE, Be и Li специализация (Саянские, Забайкальские месторождения); щелочно-гранитовая специфика – REE-Li и Ta-Nb металлогения (Забайкалье, Монголия и пр.) [Бескин, 2014; Кузьмин, Ярмолюк, 2016].

Финалом распада Пангеи, наверное, следует признать возникновение современного Атлантического океана.

*Современный этап геологического развития Земли (<180 млн лет).* Геологическая история заключительных стадий последнего Пангейского суперконтинентального цикла не до конца разработана. С одной стороны, он отвечает продолжавшимся процессам распада Пангеи, а с другой – началу формирования нового суперконтинента Амазия [Mitchel et al., 2012]. В это время продолжался раскол Гондванской группы материков с образованием континентов Южной Америки, Антарктиды, Австралии и Индии. Эти расколы сопровождались образованием меловых алмазоносных кимберлитов Африки и Индии и карбонатитовых месторождений редких металлов.

Одновременно с процессами раскола протекали конструктивные коробразующие процессы. В это время произошло разрастание Сибирской части Евразии за счет окончательного причленения к ней различных структур Центрально-Азиатского пояса и современного Северо-Востока Азии. Эти

процессы сопровождались синдвиговой орогенцией Монголо-Охотского пояса и коллизионной орогенцией Верхояно-Колымской складчатой области. Последующие процессы прирастания Сибирского континента связаны с аккреционными событиями вдоль его Тихоокеанской окраины с образованием раннемелового Охотского-Корякского орогенного пояса. В этих орогенных поясах формировались орогенные месторождения Mo, Cu, Au, Ag, Sn, W, Ta, Nb [Тектоника..., 2001; Ханчук и др., 2006].

Близкие по геодинамической природе процессы сопровождали разрастание Северо-Американского континента в результате аккреции к нему структур Кордильерского пояса [Nelson et al., 2013]. Они сопровождались разнообразной металлогенией, отражающей режим обстановок формирования рудных месторождений. Так, в островодужных террейнах, которые были аккретированы к Северо-Американской платформе, проявлены металлогенические черты, свойственные ранним стадиям геодинамических циклов (VMS – Тудоджгоун, Гринс Крик; магматические Cu-Ni-PGE – Уиллгрин; порфиоровые – Минто, Кемес и пр.; эпитегрмальные – Голден Бэар). В обстановке пассивной окраины были сформированы месторождения SEDEX (Ховардс Пасс, Анвилл; MVT – Гоз), а в зонах аккреции металлогения имела орогенные характеристики (Au – Карибу, Клондайк, Форт Нокс, Даблин Галч, Демократ и пр.).

*Новейший этап развития Земли* также характеризуется высокой металлогенической продуктивностью, связанной с зонами современной эндогенной активности. Крупные скопления колчеданных VMS-руд, также с повышенными содержаниями благородных металлов [Бортников, 2006], установлены в срединно-океанических хребтах (СОХ). Огромные скопления Fe-Mn конкреций (своего рода современные аналоги древнейших месторождений железистых кварцитов) с большим спектром примесей (Cu, Co, Au, Pt, и пр.) установлены в пределах океанического дна.

С вулканическими островными дугами (Кермадек, Аэолианская, Идзу-Бонинская, Марианская) и их задуговыми бассейнами (Манус и пр.) связано формирование колчеданных, нередко с баритом, месторождений типа VMS, обогащенных Au, Ag, As, Sb, Hg [Hein et al., 2014; Monecke et al., 2014], а также, как и в СОХ, многочисленные черные курильщики в подводных вулканических кальдерных постройках [Berkenbosh et al., 2012; Leyborne et al., 2012]. Для ряда островных дуг характерна эпитегрмальная Au-Ag и Cu-порфировая минерализация [Garwin et al., 2005]. Кроме такого традиционного для островных дуг оруденения в связи с ними отмечена и эпитегрмальная Cu-Au минерализация типа high sulfidation, формирующаяся в задуговом бассейне Манус [Yeats et al., 2014].

С активными континентальными окраинами связаны крупнейшие медно- и медно-молибден-порфиоровые месторождения мира [Cooke et al., 2005; Sillitoe, 2010, 2012; Sillitoe, Perello, 2005]. Эти месторождения тесно ассоциируют в пространстве и во времени с эпитегрмальными Cu-Ag-Au жилами high-sulfidation типа, с вкрапленными золоторудными месторождениями карлинского типа, IOCG, эпитегрмальными low-sulfidation, полиметалличе-

скими и Sn-полиметаллическими жилами, иногда с Hg, скарновыми месторождениями [Burgoa, 2009; Noble et al., 2004; Sillitoe, Perello, 2005].

В распределении оруденения на АКО отмечается поперечная металлогеническая зональность, связанная с субдукционным магматизмом. Например, в центральном секторе Андийского пояса выделяются внутренняя периокеанская Cu-порфировая зона, далее благороднометалльно-полиметаллическая зона Западной Кордильеры, затем пояс Альтиплано золотого с Cu и Ag оруденения, следом располагается смешанный оловянный и сурьмяный с Au пояс Восточной Кордильеры, где оруденение ассоциирует с батолитами, и самый дальний от побережья чисто полиметаллический пояс [Burgoa, 2009]. В целом, для всего Андийского пояса отмечается локализация в приокеанической зоне IOCG и VMS месторождений, а уже ближе к Андским Кордильерам – медно-порфировых объектов [Sillitoe, Perello, 2005].

Важным элементом тектоники плит являются орогенные пояса, сформировавшиеся в процессах коллизии крупных континентальных блоков. Главным событием в рассматриваемый период времени была Альпийско-Гималайская орогения. Ей отвечает коллаж разнотипных структур (островных дуг, кратонных блоков, фрагментов океанических блоков), протянувшийся от Пиренеев до Индонезийского архипелага.

Наиболее крупным и долгоживущим фрагментом этого орогенного пояса является Гималайско-Тибетский ороген [Hou, Cook, 2009; LeFort, 1986; Moritz et al., 2019; Searle, 2019; Zhang, Hou, 2018]. Металлогения этого сектора весьма сложна [Hou, Cook, 2009; Hou, Zhang, 2015] (рис. 10.2). Согласно этим авторам, главная коллизионная фаза характеризуется формированием орогенного оловянного, молибденового и золотого (62–44 млн лет [Deng, Wang, 2016]) оруденения; позднеколлизионная сдвиговая фаза характеризуется сочетанием орогенного золотого (36–24,7 млн лет [Deng, Wang, 2016; Wang et al., 2020]), Cu-порфирового и скарнового Cu-Au оруденения, а также редкометалльно-редкоземельного и жильного Ag-полиметалльного; постколлизионная фаза растяжения сопровождается Au-Sb минерализацией в сочетании с проявлениями необычных Cs-золотоносных руд [Hou, Cook, 2009; Hou, Zhang, 2014].

Сходная металлогеническая ситуация наблюдается и в других секторах Альпийского орогенного пояса – Пиренеях, Альпах, Загросе [Zhang, Hou, 2018], однако время проявления главного коллизионного события заметно моложе. На примере этих секторов хорошо видно, что современная стадия земной истории еще во многом не определена и нуждается в дальнейшем изучении.

В заключение этого раздела следует отметить разную металлогеническую значимость и продолжительность охарактеризованных циклов. Самым продолжительным был колумбийский цикл, который сопровождался рифтогенной металлогенией цветных металлов, наиболее проявленной в современной Австралии. Родинийский цикл был несколько менее продолжителен и металлогенически менее важен, особенно в части металлогении ороген-

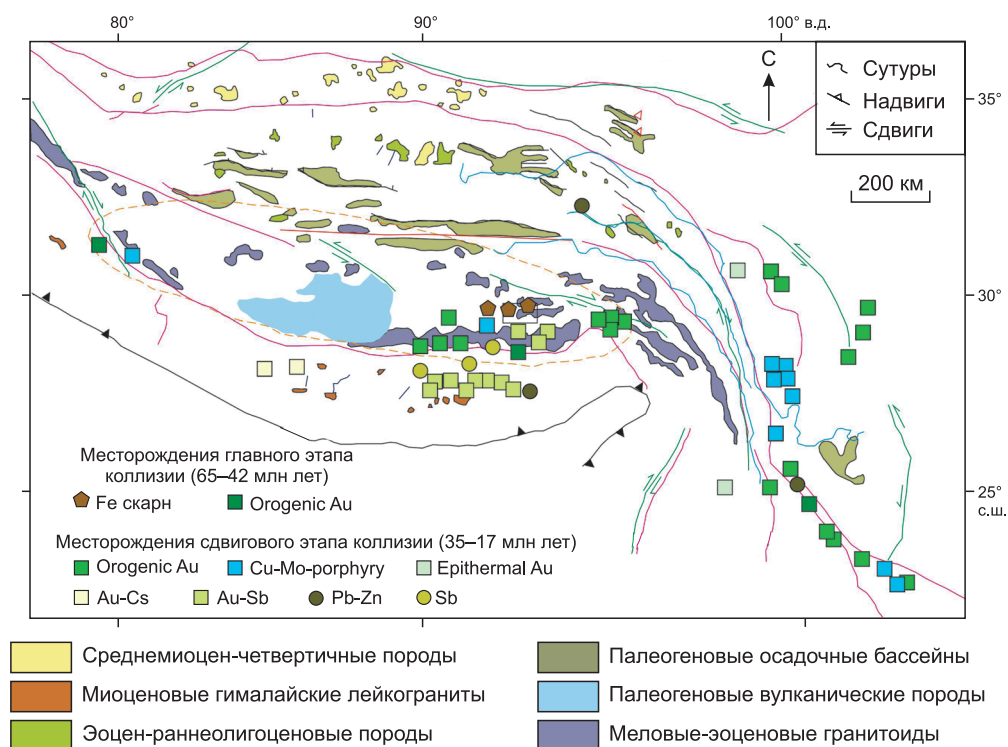


Рис. 10.2. Металлогенические ассоциации Гималайского коллизийного пояса (по: [Deng, Wang, 2016], с добавлениями данных [Hou, Zhang, 2014] и изменениями).

ных процессов. Фанерозойские циклы (завершенный пангейский и развивающийся амазийский) демонстрируют геодинамические и металлогенические обстановки, связанные с межконтинентальными циклами, особенно амазийский. Это период завершения последнего межконтинентального цикла, в рамках которого образовывались такие суперконтиненты, как Пангея, так и Евро-Азиатско-Индийский крупный континент. В процессе продолжающегося цикла возможно формирование не одного, а нескольких суперконтинентальных блоков. Геодинамические обстановки их формирования и металлогенические характеристики этого процесса в какой-то мере описаны в этой главе. Но данные процессы необходимо детально исследовать в будущем.

Дополнительные характеристики влияния суперконтинентальных циклов на металлогеническую эволюцию Земли описаны в работе [Ткачев, Рундквист, 2017], авторы которой на примере крупных и суперкрупных месторождений показали их неравномерное распределение в геологическом времени. Выявленные колебания интенсивности рудогенерации были ими сопоставлены с циклично проявленными глобальными процессами, находящими свое конечное выражение в формировании и распаде суперконтинен-

тов. При этом было показано, что периоды активной сборки суперконтинентов характеризуются как наибольшими темпами прироста континентальной коры за счет ювенильных источников и максимальной орогенической активности, так и наиболее интенсивным формированием месторождений. Периоды вблизи межцикловых рубежей отличаются низкой интенсивностью как эндогенных, так и рудогенных процессов. При сравнении суперконтинентальных циклов между собой отчетливо прослеживается снижение металлогенической активности от колумбийского к родинийскому, а затем отчетливый рост в пангейском и амазийском циклах.

Приведенные характеристики металлогении суперконтинентальных циклов отражают определенные закономерности размещения разнотипных месторождений на разных стадиях формирования суперконтинентов, однако с учетом данных о современном состоянии в изучении последних необходимо признать, что эти металлогенические закономерности в дальнейшем должны быть уточнены и конкретизированы.

Завершая характеристику особенностей металлогенической эволюции Земли в последние 2,0 млрд. лет отметим, что ее специфика в это время определялась сочетанием металлогении обстановок плюм-тектоники и плейт-тектоники, которое проявлялось во взаимодействии всех геосфер Земли, начиная с ядра и заканчивая континентальной корой, гидросферой и атмосферой. Такое взаимодействие привело к максимальному разнообразию рудообразующих процессов, и в целом этот период характеризуется проявлением максимального количества разнотипных месторождений металлов [Ткачев, 2012; Ткачев, Рундквист, 2016; Huston et al., 2012; Kerrich et al., 2005; Lydon, 2007].

#### 10.4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Еще при аккреции в эпоху ранней Земли произошло разделение верхней и нижней мантии, поэтому в древний исторический период Земли основной металлогении служила верхняя мантия, при этом для нее была характерна послойная конвекция с незначительной дифференциацией, что обусловило практическое отсутствие значимых металлогенических следствий. Металлогенический анализ ранней истории Земли показал, что наиболее ранняя минерализация представлена Fe-рудными месторождениями, связанными с железистыми кварцитами, сформировавшимися в приповерхностных условиях. Это период (3,9–3,4 млрд лет) появления кратонных блоков, сложенных ТТГ ассоциациями пород, сопровождаемый только железомарганцевыми месторождениями, обогащенными различными рудными элементами.

2. Во второй период ранней истории Земли (3,4–3,1 млрд лет) послойная конвекция охватила всю верхнюю мантию, что привело к повышению интенсивности процессов ее дифференциации, возникновению первых кратонных блоков и их взаимодействию между собой, к столкновению и укрупнению кратонов. Это сопровождалось образованием около них первых зеле-

нокаменных вулканических поясов с месторождениями колчеданных руд и орогенных руд золота.

3. В переходный период произошло дальнейшее развитие этих процессов, которые привели к формированию месторождений Mn, Cr, Cu, Zn, Ni, Sb, Au и платиноидов, сформировавшихся в период 3,1–2,0 млрд лет. При этом месторождения элементов платиновой группы тяготеют к концу архея–началу раннего протерозоя и связаны глубинными мантийными интрузивами, отражающими, вероятно, первые крупные плюмовые события земной истории.

4. В поздний период геологической истории Земли (протерозой–фанерозой) ее тектоническая активность определялась двумя процессами: тектоническим взаимодействием плит (благодаря субдукции вещества континентальной коры) и глубинными мантийными плюмами, зарождающимися в слое D", который, в свою очередь, подпитывался рециклированным материалом литосферных слэбов и веществом из внешней части ядра. Из этого следует, что в современный период вещество всех геосфер Земли приняло участие в образовании месторождений полезных ископаемых. В этот период выделяются две группы глобальных геодинамических обстановок, отвечающих за характер распределения разнотипного оруденения: орогенная и бассейновая.

*Орогенная группа месторождений* связана с активными границами литосферных плит – активными континентальными окраинами (АКО) и островными дугами (ОД), с обстановками аккреции, коллизии и трансформных движений крупных плит, которые выделяются разнообразным магматизмом и весьма пестрой металлогенией (VHMS, Cu-Mo-порфиновые, Au (орогенные, карлин, связанные с интрузивами), Au-Ag и Ag эпитермальные, Sn-W-Li и пр.). Орогенные обстановки характеризуются последовательной сменой типов оруденения от океанических колчеданных и вулканогенных колчеданных месторождений в ассоциации с медно-молибден-порфировыми и эпитермальными к метаморфогенно-плутоногенным, собственно орогенным, золотым и олово-редкометалльным.

*Бассейновая группа месторождений*, формирующаяся в основном вне зон влияния границ литосферных плит, связана с внутриплитными и бассейновыми обстановками, которые характеризуются своей металлогенией. Этой группе отвечают крупные стратиформные полиметаллические месторождения (SEDEX, MVT), магматические рифтогенные медно-никелевые месторождения, IOCG месторождения, Fe-Mn конкреции океанического дна, осадочные месторождения Cu и U.

Поздний период металлогенической истории Земли в значительной степени контролировался суперконтинентальными циклами, связанными с формированием и распадом суперконтинентов. В рамках этих циклов усиление металлогенической продуктивности совпадало с периодами интенсивного наращивания континентальной коры за счет ювенильных источников (колумбийский цикл) или с периодами активного рециклинга вещества зрелой коры (пангейский, амазийский циклы). Родинийский цикл, имеющий

минимальные уровни данных типов эндогенной активности, выделяется и минимальной металлогенической активностью.

С 2 млрд лет наиболее четко проявляется зависимость формирования типов и ассоциаций месторождений от континентальных циклов, характерная для золота и других металлов [Goldfarb et al., 2001; Groves et al., 2005; Solomon, Groves, 2000]. При этом сохраняется и характерная мантийная металлогения (Cu-Ni-PGE-Au) в сочетании с коровой (Ag-Sb-Hg-As), типичная для проявления мантийных плюмов с базитовым магматизмом типа Сибирского и Эмэйшаньского, или ассоциация месторождений Sn, редких и редкоземельных минералов с порфировыми Mo, с урановыми и благороднометалльными, типичными для плюмов с щелочно-гранитоидным типом магматизма. После 2,0 млрд лет, в связи с тем, что вещество всех геосфер Земли приняло участие в образовании месторождений полезных ископаемых, металлогенический спектр оруденения в кратонных ядрах и их обрамлении заметно усложняется, появляются месторождения Ag, Sn, Li, Co, W и редких металлов, Hg и Sb [Kerrich et al., 2005; Lydon, 2007; Percivall, 2007]. Современный этап металлогенической эволюции Земли имеет особое значение для понимания природы металлогенических процессов. В это время связи разных тектонических структур и обстановок с характерной для них рудной минерализацией становятся доступны прямому геологическому изучению. Эти связи являются основным инструментом для понимания того, как металлогенические процессы действовали в прошлом.

Таким образом, в истории нашей Земли металлогеническое разнообразие на ранних этапах определялось сидерофильной и халькофильной минерализацией мантийного происхождения. По мере разрастания континентальной коры и ее сиализации происходило увеличение ее вклада в металлогенический профиль Земли при сохранении влияния мантии через плюмовые явления и коровую переработку в зонах субдукции. Это привело к росту вклада литофильной группы элементов в металлогенический профиль Земли и появлению всего максимального разнообразия месторождений разных элементов в фанерозое.



## Глава 11

### БИОСФЕРА В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Эта глава подготовлена ответственными редакторами – не специалистами в области биологии, по литературным данным, поэтому она не претендует на полноту раскрытия темы. В своем анализе мы пытались отразить связи между эволюцией живого вещества и геологическим развитием нашей планеты.

Земля – живая планета, имеющая в своем строении особую оболочку – биосферу, населенную многочисленными и разнообразными организмами. Она характеризуется особыми условиями температуры, давления, водно-солевого и газового баланса, вне которых жизнь невозможна. Эти условия варьируют для разных организмов в достаточно широких пределах и формировались на протяжении длительной геологической истории Земли. Соответственно эволюционировала и сама биосфера – от тонкой пленки, отдельными островками присутствовавшей на Земле на ранних стадиях ее развития, до достаточно мощной оболочки, включающей значительную часть атмосферы, гидросферы и верхние горизонты земной коры в настоящее время.

Что такое жизнь? Вопрос этот вызывает многочисленные дискуссии. Одно из наиболее общих ее определений было предложено комиссией по экзобиологии НАСА в 1994 г.: «Жизнь представляет собой самоподдерживаемую химическую систему, способную эволюционировать по Дарвину». Как отмечает Е. Кунин [2014], «происхождение жизни – наиболее сложная проблема, стоящая перед эволюционной биологией. Проблема эта столь сложна, ... что, хоть мы и знаем с уверенностью, что жизнь на нашей планете возникла однажды, у нас нет ни малейшего представления, уникальна ли (или, напротив, обычна) жизнь во Вселенной в целом. Если принимать вопрос о происхождении жизни как научный, то нельзя отрицать, что это вопрос огромной значимости, в сравнении с которым прочие биологические проблемы, пожалуй, малосущественны». Как следует из сказанного, проблема возникновения жизни остается одной из основополагающих в биологии, но, тем не менее, далекой от разрешения. В этом разделе мы не пытаемся отве-

тить на вопрос, как появилась жизнь на Земле. Мы исходим из того, что наша планета приняла к себе жизнь, стала ее колыбелью и создала необходимые условия для ее развития. Мы намерены здесь рассмотреть роль геологической эволюции Земли в формировании органического мира нашей планеты, а также то, как менявшиеся геологические условия испытывали жизнь на прочность, задавая тренды в ее развитии.

### 11.1. НАЧАЛО БИОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ

Первые микроорганизмы почти не оставили следа в геологической летописи, поэтому трудно с уверенностью сказать, когда появилась жизнь на нашей планете. Достоверные ископаемые остатки микроорганизмов возрастом примерно 3,5 млрд лет были обнаружены в Пилбара (Австралия) [Allwood et al., 2006]. Позднее органический углерод был обнаружен в породах, датированных 4,1 млрд лет [Bell et al., 2015]. Ранние формы жизни в архее были представлены археями и бактериями, экологическая ниша которых была сильно ограниченной и определялась обстановками мелководных бассейнов, в которых первые организмы формировали колонии типа бактериальных матов. К концу архея появились фотосинтезирующие цианобактерии, которые использовали воду как восстановитель, производя в качестве отходов кислород [Segré et al., 2001]. Последний практически сразу же химически связывался, окисляя железо, растворенное в водах океана. Нерастворимый осадок накапливался на дне, создавая отложения, превратившиеся впоследствии в железистые кварциты. Кислородный фотосинтез, появившийся около 2500 млн лет назад, в конечном итоге привел к оксигенации атмосферы, которая стала заметной примерно 2400 млн лет назад [Anbar et al., 2006].

Первая жизнь мало повлияла на древний облик планеты. Однако, по мнению Р. Хейзена [2015], появление микроорганизмов изменило скорости протекания окислительно-восстановительных реакций в геологической среде. Колонии микроорганизмов обеспечивали себе пропитание за счет ускорения темпов реакций, используя высвобождающуюся энергию для роста и размножения. В результате жизнь стала понемногу изменять структуру земной поверхности. Микроорганизмы использовали обильный источник энергии, доступный в виде железа, растворенного в океанах, они окисляли железо, образуя гематит. Осадочные железные руды раннего докембрия, установленные в различных районах мира, по образному выражению Р. Хейзена, можно считать остатками пиршества микроорганизмов, длившегося десятки миллионов лет. Эволюция этих первых организмов регулировалась их приспособляемостью к изменениям природной среды. Мутирующие микроорганизмы гораздо эффективнее, чем неживая природа, изобретали новые катализаторы, способствовавшие выработке энергии. В результате живые клетки производили больше окислов железа, больше карбонатов, больше сульфатов и фосфатов, чем неживая природа.

В течение первого миллиарда лет существования нашей планеты жизнь обеспечила себе прочный плацдарм на ее поверхности. На протяжении сле-

дующего миллиарда лет микроскопические формы жизни лишь слегка меняли приповерхностную среду, вначале за счет ускорения окислительно-восстановительных реакций, затем с помощью фотосинтеза. Но, как отмечает Р. Хейзен [2015], даже в возрасте 2 млрд лет Земля не имела сколько-нибудь существенных минералогических изменений на поверхности, которые были бы вызваны наличием жизни.

## 11.2. ВЕЛИКОЕ КИСЛОРОДНОЕ СОБЫТИЕ

Важнейшим событием в ранней эволюции биосферы стало так называемое Великое кислородное событие. Ранее при рассмотрении переходного периода было отмечено, что это событие не было одномоментным, а было растянуто во времени. Оно пришлось на границу архея и протерозоя, и ему сопутствовал целый ряд геологических изменений в строении коры и литосферы, в частности, активизация тектоники малых плит и образование первых континентальных масс – суперкратонов. Показателем изменений окислительно-восстановительной обстановки на Земле в это время служит то, что многие породы старше 2,5 млрд лет содержат минералы (пирит, уранинит), которые при наличии кислорода должны были бы окислиться. Напротив, породы моложе 2,5 млрд лет содержат много свидетельств участия кислорода в их формировании – это железистые кварциты, марганцевые руды, окисленные руды меди, никеля, урана и др. Как было показано ранее, все это отразило тот факт, что в атмосфере Земли появился свободный кислород. А это привело к изменению видового состава живых организмов, так как самые древние организмы были анаэробными, для них кислород являлся сильнейшим ядом.

К рубежу 2,5 млрд лет цианобактерии стали распространенной формой организмов, несколько позднее к ним добавились эукариоты. Эти данные обрисовывают следующий сценарий развития биосферы в раннем докембрии. До 2,5 млрд лет на Земле развивались анаэробные бактерии, в том числе большое количество анаэробных метанотрофов. В результате их деятельности в атмосфере накапливались парниковые газы. Как следствие, в позднеархейское время на планете поддерживался парниковый эффект. Цианобактерии распространились непосредственно перед рубежом 2,5 млрд лет. Они расширяли ареал обитания и вырабатывали все больше кислорода, который способствовал окислению растворенного двухвалентного железа в океанах и его осаждению. После того как поверхностные породы и газы атмосферы оказались окисленными, кислород стал накапливаться в атмосфере в свободном виде, что привело к образованию кислородсодержащей атмосферы. Важным следствием этих изменений стала глобальная смена бактериальных сообществ: анаэробные (метанотрофные) сообщества сменились аэробными. Их развитие способствовало формированию окислительной атмосферы и угнетению метанотрофов. Это привело к тому, что концентрация парниковых газов резко понизилась и наступило похолода-

ние: планета вступила в эпоху длительного – так называемого Гуронского оледенения.

Гуронское оледенение (2,4–2,1 млрд лет) совпало со временем тектонического покоя на Земле, когда геологические процессы практически не отражались на состоянии внешних оболочек нашей планеты. Охлаждение ее поверхности, судя по распространению соответствующих ему ледниковых отложений и данным палеомагнитных исследований, охватило большую ее часть, а возможно и всю Землю, полностью перекрыв ее льдом [Kasting, Ono, 2006]. Предполагается, что причиной оледенения могло стать увеличение концентрации кислорода в атмосфере и, соответственно, резкое снижение содержания метана, являющегося сильным парниковым газом. Природные качели пошли в обратную сторону, содержание метана снизилось, что привело к оледенению и едва не погубило те формы жизни, которые способствовали быстрому накоплению кислорода в атмосфере. Оледенение не способствовало совершенствованию органической жизни, скорее всего, оно оказало на биосферу угнетающее воздействие. Тем не менее с его окончанием, очевидно, следует связать появление эукариот (организмов, содержащих в клетках ядра) [Bonner, 1998; Knoll et al., 2006]. Достоверно они установлены с 1850 млн лет, хотя, вероятно, появились сразу после окончания эпохи оледенений, захватив освободившиеся экологические ниши. Их доля и участие в палеопротерозойской биосфере определялись тем, что они активно использовали кислород в метаболизме. Позже, около 1700 млн лет назад, стали появляться многоклеточные организмы с дифференцированными клетками для выполнения специализированных функций.

Кислородная революция имела еще одно важное геологическое следствие. По мнению [Hazen, 2010; Hazen et al., 2009], взаимосвязь между развитием геосферы и биосферы сделала возможным образование многих земных минералов. Так, не менее двух третей из приблизительно 4500 известных видов минералов никак не могли образоваться до Великого кислородного события, а большинство минералов вообще не могло появиться на безжизненной планете. Минералообразующую роль живого вещества эти авторы связывают с его кислородопродуцирующей функцией. Кислород с грунтовыми водами стал поступать в земную кору и участвовать в химическом изменении горных пород и образовании новых минералов меди, урана, железа, марганца, никеля, ртути, молибдена и других элементов. По оценке [Hazen, 2010; Hazen et al., 2009], великое кислородное событие привело к образованию, по меньшей мере, 3000 новых минеральных видов. Сотни новых химических соединений урана, никеля, меди, марганца и ртути появились только после того, как живые клетки стали продуцировать кислород. Эти новоиспеченные минералы вряд ли смогли бы образоваться в лишенной кислорода среде, так что именно жизнь, прямо или косвенно, стала причиной появления большей части известных на Земле минералов. В свою очередь, новые минералы становились для живого вещества новой средой обитания и новыми источниками химической энергии, так что жизнь на Земле развивалась в тесной взаимосвязи с минералами и горными породами.

### 11.3. Застойный период

Эпоха между 1,85 и 0,8 млрд лет выглядит как эпоха относительного биологического застоя, несмотря на то, что в это время произошли значительные геологические события: образовался и затем распался первый суперконтинент Колумбия, возник новый суперконтинент Родиния, который к концу этого интервала также стал испытывать процессы деструкции. Несмотря на весьма впечатляющие геологические процессы, климат на планете в течение долгого времени, по-видимому, сохранялся более или менее стабильным. Химический состав гидросферы и атмосферы практически не менялся, жизнь развивалась без каких-либо резких скачков. К концу этого периода отмечается увеличение разнообразия организмов и разделение линий развития растений, животных и грибов. Около 1 млрд лет назад появились первые многоклеточные растения, вероятно, зеленые водоросли [Debashish, Medlin, 1998]. Около 900 млн лет назад [Dawkins, 2004] возникли первые многоклеточные организмы, представляющие собой группы взаимодействующих клеток, предки современных растений и животных. Жизнь перешла на новый уровень организации.

Около 850 млн лет назад сложившееся равновесие было нарушено, что привело к переломному моменту в истории Земли. Самым масштабным геологическим событием этого времени стал распад суперконтинента Родиния. Его близэкваториальная позиция способствовала усилению химического выветривания и интенсивному изъятию углекислого газа ( $\text{CO}_2$ ) из атмосферы. Утрата важного парникового газа из атмосферы влекла за собой климатические изменения. Одновременно происходил рост кислорода в атмосфере в результате разрастания ареала распространения водорослей. Последние связывали и погребали при своем захоронении в осадках органический углерод. Изъятие биогенного углерода ( $^{12}\text{C}$ ) в осадочные отложения привело к тому, что формирующиеся вдоль берегов Родинии между 790 и 740 млн лет назад карбонаты обогащались более тяжелым  $^{13}\text{C}$ . Стремительный рост водорослей также способствовал падению уровня углекислого газа в атмосфере. Эти и подобные им процессы, в конечном итоге, стали причиной ослабления парникового эффекта и вызвали череду сильнейших оледенений.

### 11.4. Глобальные оледенения

Между 740 и 580 млн лет на Земле установился режим глобального охлаждения, следствием которого стало, по крайней мере, два глобальных оледенения. Судя по распространению ледниковых отложений в это время, ледники заполнили всю Землю вплоть до экваториальной зоны. Этот период геологической истории выделяется как криогений. По заключению [Hoffman, 1999, 2008; Hoffman et al., 1998, 1999], Земля превратилась в сплошной «снежный ком» со средней температурой около  $-45^\circ\text{C}$  и мощным ледниковым панцирем толщиной до 1,5 км. Глобальное оледенение остановило развитие почти всех экосистем, а богатая микроорганизмами жизнь оказалась на грани полного исчезновения. Такое положение породило обратный атмосфер-

ный эффект, так как кислородопroduцирующие организмы оказались резко редуцированными. В атмосфере стал накапливаться углекислый газ, поставляемый многочисленными вулканами, которыми трассировались конвергентные границы многочисленных континентальных фрагментов, возникших при распаде Родинии [Li et al., 2008b]. Усиление парникового эффекта привело, в конечном итоге, к освобождению Земли от ледяного панциря. На протяжении позднего неопротерозоя эти качели – от оледенения к парниковому эффекту и наоборот – качнулись несколько раз.

Завершение череды оледенений пришлось на конец неопротерозоя. В геологических комплексах этому событию, возможно, соответствует крупная эпоха фосфатонакопления, которая завершила неопротерозой (между 635 и 541 млн лет) [Ильин, 2008; Маслов, 2017]. По данным [Parineau, 2010], образование крупных залежей фосфоритов происходило в интервалы времени, совпадающие с ледниково-парниковыми циклами, а их накопление происходило в результате отмирания богатых фосфором организмов и накопления их на морском дне. Отвечающие им вспышки биологической активности насыщали атмосферу кислородом, доведя его содержание до 15 % [Хейзен, 2015]. Это время можно определить как второе великое кислородное событие.

Высокая концентрация кислорода стимулировала возникновение сложных многоклеточных форм жизни, так как лишь при высоком уровне кислорода организмы могут вести активный, с высокой подвижностью, энергоемкий образ жизни [Хейзен, 2015]. Первые такие организмы появились около 630 млн лет назад в начале эдиакария, который последовал за вторым глобальным оледенением. Новые многоклеточные формы жизни были существенно более разнообразными, чем прежде, а некоторые из них рассматриваются в качестве предков современных видов [Xiao, Laflamme, 2009]. Однако это все еще были мягкотелые организмы, лишенные каких-либо признаков скелета.

Анализируя соотношения геологических (климатических) и биологических факторов в эволюции биосферы Земли, Р. Хейзен [2015] отмечает: «Получается, что жесткий ледниково-парниковый цикл в конце концов сыграл важнейшую роль в эволюции современного мира. Надо признать, что как многоклеточные организмы мы обязаны своим существованием тому периоду времени, когда 800 млн лет назад климат Земли достиг критической точки после миллиарда лет слабо менявшихся условий. Стремительное поглощение углекислого газа за счет выветривания вновь образованных экваториальных континентов, а также распространение ледяного покрова от полюса к экватору привело к длительному понижению температуры на миллионы лет, пока не восстановился необходимый уровень  $\text{CO}_2$  для поддержания парникового эффекта». По-видимому, ледниково-парниковые циклы сильнее всех прочих факторов воздействовали на планету, выводя ее из состояния равновесия. Резкие смены климата привели к беспрецедентному росту уровня кислорода в атмосфере, что, в свою очередь, открыло дорогу для появления первых животных и растений и для освоения континентов.

### 11.5. ТРИУМФ ЖИЗНИ

Фанерозой – это последние полмиллиарда лет, в течение которых на Земле завершилось формирование мощной биосферы, охватывающей все верхние оболочки, включая верхние части земной коры. Благодаря ей и, прежде всего, благодаря усилению роли фотосинтезирующих организмов, захвативших не только океан, но и сушу, стабилизировались колебания содержания кислорода в атмосфере, что защитило нашу планету от колебаний ледниково-парникового цикла. Суша стала осваиваться зелеными водорослями, которые впервые закрепились на болотистой суше в конце неопротерозоя. Это послужило началом постепенного заселения безжизненных каменистых пространств живыми организмами. Увеличение концентрации кислорода в атмосфере, а также укрупнение озонового слоя в стратосфере создали надежный барьер, защитивший поверхность Земли от смертоносного ультрафиолетового излучения Солнца. Все это способствовало активному расширению жизненного пространства биосферы. Если для появления многоклеточных организмов потребовалось 3 млрд лет земной истории, то уже первые 70–80 млн лет фанерозоя показали, что скорость эволюции возросла на порядок [Butterfield, 2006].

Наиболее заметные изменения в составе органического мира произошли в кембрийском периоде [Михайлова, Бондаренко, 2006], когда за очень короткий интервал времени появилось огромное разнообразие живых организмов – предков большей части современных биологических типов. Это внезапное в геологическом масштабе событие, в реальности длившееся миллионы лет, известно также как кембрийский взрыв [Jago, Haines, 1998]. Многие организмы стали пользоваться защитными оболочками – панцирями и внешними скелетами, которые строились из минерального вещества – карбоната или кремнезема. У некоторых групп животных в это время появляется такой сложный орган, как глаз [Halder et al., 1995]. Эти новшества отвечали потребностям борьбы за выживание и стали огромным эволюционным шагом, так как теперь животные могли видеть окружающий мир. Жизнь в основном существовала в океанах, населенных беспозвоночными: губками, трилобитами [Fortey et al., 1996], членистоногими, иглокожими и моллюсками, а также первыми хордовыми [Shu et al., 1999], включая первых рыб.

Между кембрийской и предшествующей ей эдиакарской биотой связи практически не прослеживается, что свидетельствует о массовом вымирании непосредственно перед началом кембрия [Knoll, Carroll, 1999]. Его показателем служит резкое снижение отношения  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  в пограничных отложениях докембрия и кембрия. Предполагается, что это событие было связано с высвобождением метана газогидратов и повышением температуры в результате вызванного им парникового эффекта [Kirschvink, Raub, 2003]. Возможно, что освобождение экологических ниш способствовали быстрому заполнению их новообразованными организмами.

Развитие животного мира активно продолжалось на протяжении всего фанерозоя. В ордовике появились первые головоногие моллюски, родствен-

ники современных осьминогов и кальмаров, распространились плеченогие, брюхоногие моллюски. Формировались рифы кораллов и табулят. Широкое распространение получили граптолиты – полухордовые, сочетающие признаки беспозвоночных и позвоночных животных. Хордовые стали предками рыб, которые дали начало позвоночным животным. В девоне (~410 млн лет назад) появились первые земноводные. В конце карбона (~310 млн лет назад) земноводные дали жизнь пресмыкающимся. Древние пресмыкающиеся господствовали на поверхности Земли на протяжении мезозойской эры. Их эволюционными ветвями стали первые древние млекопитающие и первые древние птицы. Наряду с позвоночными большой эволюционный путь прошли и многие беспозвоночные – насекомые и паукообразные. В конечном итоге, историческое развитие животного мира привело к появлению наиболее развитых позвоночных – приматов, одна из эволюционных ветвей которых дала Земле человека.

Важнейшим событием в формировании биосферы Земли стало появление наземной растительности. Вначале это были водоросли и грибы, заселявшие болотистые низменности [Webby et al., 2004]. Самые древние ископаемые остатки грибов и растений на суше датируются ордовиком (480–460 млн лет). Первоначально они произрастали по берегам водоемов, но постепенно отдалялись от кромки воды. В силуре суша начинает осваиваться и другими растениями. Одними из них были псилофиты, ведущие свою родословную от зеленых водорослей. В связи с необходимостью проведения воды от корней к листьям в них возникает сосудистая система. От псилофитов отделились типичные споровые растения – плауны, хвощи, папоротникообразные. Экспансия растительности на сушу усилилась в девоне, когда появились первые примитивные леса, состоящие в основном из древнейших древовидных папоротников. К началу карбона эволюция растительного мира открыла новый путь – размножение семенами, поэтому голосеменные растения подхватили эволюционную эстафету, а споровые растения остались боковой ветвью эволюции и отошли на задний план. В карбоне (350–300 млн лет назад) Земля была покрыта густыми лесами, которые активно поглощали CO<sub>2</sub>, выделяя кислород. Одним из последствий такого потребления углерода стало обогащение атмосферы кислородом, содержание которого около 300 млн лет назад достигло ~30 %.

Стремительное распространение растений на суше имело серьезные минералогические последствия. Климатическое выветривание наземных пород сопровождалось развитием корневой системы деревьев. В результате возникали, углублялись и распространялись все шире почвы, богатые глинистыми минералами, органической материей и армиями микроорганизмов, которые, в свою очередь, обеспечивали плодородную среду для роста других деревьев и грибов.

## **11.6. РОЛЬ КАТАСТРОФ И КРИЗИСОВ В ЭВОЛЮЦИИ БИОСФЕРЫ**

Становление биосферы в фанерозое не было столь безоблачным, как это кажется, глядя на последовательное расширение ареалов жизнедеятель-

ности и совершенствование форм живых организмов. Не раз биосфера оказывалась на грани исчезновения, однако даже в самых тяжелых ситуациях она приспосабливалась к изменившимся условиям и находила возможности использовать потери для последующего эволюционного рывка. Рубежные события в развитии биосферы или биотические кризисы отмечены массовыми вымираниями. По А.С. Алексееву [1998], «глобальные биотические кризисы – это относительно длительные события, занимавшие до 10–15 млн лет от дестабилизирующего толчка до восстановления предшествующего разнообразия и представляющие собой критические моменты существенной перестройки структуры (прежде всего таксономической) всей биосферы. Массовые вымирания являются важнейшей составной частью таких кризисов, именно благодаря им освобождаются ранее занятые экологические ниши и происходит «омоложение» сообществ различного уровня, что обеспечивает ускоренную эволюцию переживших эти события групп организмов».

Критической опасности биосфера Земли подверглась в эпоху глобальных оледенений, предшествовавших ее фанерозойскому расцвету. Эта эпоха, выделенная как криогений, охватила интервал около 215 млн лет в позднем неопротерозое. Какие бы ни были причины у этого похолодания, Земля в это время не могла удержать тепло солнечного излучения, так как лишилась надежной парниковой покрывки. К тому же, как показывают компьютерные модели [Хейзен, 2015], при захвате ледниками больших территорий в низких широтах дальнейший процесс оледенения приобретал самоподдерживающийся характер. Это следует из того, что одновременно с распространением ледников возрастало альbedo Земли и, как следствие, сокращался прогрев ее поверхности.

Эпоха глобальных оледенений стала суровым испытанием для биосферы Земли, приведшим к вымиранию большинства организмов. Прервать затянувшееся переохладение Земли смогла резко усилившаяся вулканическая деятельность, сопровождавшая заключительные стадии распада Родинии и насытившая атмосферу парниковыми газами. Освободившееся жизненное пространство было быстро освоено новыми организмами, которые выработали новую тактику выживания, заключавшуюся в появлении многоклеточных организмов эдиакарской биоты.

Фанерозойская история Земли протекала без оледенений планетарного охвата, однако за это время биосфера Земли испытала пять крупных биологических катастроф или массовых вымираний, вызванных другими, прежде всего геологическими причинами [Bond, Wignall, 2014]. Эти массовые вымирания: ордовикско-силурийское (450–443 млн лет назад), девонское (372 млн лет назад), пермское (253–251 млн лет назад), триасовое (208–200 млн лет назад) и мел-палеогеновое (65,5 млн лет назад). Кравчинский [Kravchinsky, 2012] показал, что существует согласие между возрастом Large Igneous Provinces и массовыми вымираниями и океанической аноксией. Все крупные палеозойские извержения вулканов, обнаруженные в настоящее время в Северной Евразии, по-видимому, соответствуют нескольким основным разделам в геологической временной шкале.

**Ордовикско-силурийское вымирание** протекало в две фазы с промежутком в один миллион лет. В ходе него было потеряно около 85 % биологических видов. Первая фаза этой биологической катастрофы связывалась с влиянием Гондванского оледенения, что выделяло его из общей картины массовых вымираний фанерозоя, так или иначе связанных с вулканической деятельностью. Например, А.В. Каныгин [2004] отмечает: «“Благодаря” оледенению в конце периода произошло резкое сокращение жизненного пространства из-за осушения шельфов, что, вероятно, и послужило причиной исчезновения многих видов. Тем не менее все основные вновь образовавшиеся таксоны пережили оледенение и благополучно здравствуют и по сей день». Причиной оледенения послужило то, что в ордовике фитопланктон заселил водную толщу в массовом количестве. Это привело к резкому увеличению концентрации кислорода и, как следствие, к резкому сокращению парниковых газов.

Другое понимание причины ордовикского вымирания было предложено [Bond, Grasby, 2020]. Их исследования осадочных пород периода вымирания, выполненные с применением изотопно-геохимических и геохимических данных, показали, что оба импульса этой биологической катастрофы были связаны с эпизодами снижения содержания кислорода (аноксии), разделенными периодом оксигенации. Причиной вариаций содержания кислорода, по мнению [Bond, Grasby, 2020], стала вулканическая активность крупной изверженной провинции, сопровождавшаяся выбросами больших объемов вулканических газов, а также аномальным проявлением в осадках этого времени Hg, Mo и U. Подавляющее воздействие вулканических продуктов на водорослевую биоту привело к аноксии донных слоев морской воды и вымиранию бентосных организмов. Двухфазное проявление этого вымирания объясняется временным похолоданием, повлекшим за собой опускание верхней границы недосыщенной кислородом водной массы на более глубокие уровни морских бассейнов. Оно сопровождалось частичным восстановлением популяции. Но это улучшение было временным, и миллион лет спустя возобновившийся вулканизм стимулировал дальнейшее потепление и усиление аноксии, ставшей причиной второй фазы вымирания [Bond, Grasby, 2020].

Положение вероятного виновника этой катастрофы – крупной изверженной провинции – пока не установлено, тем не менее, наличие многочисленных тонких слоев пепла на уровне осадков первой фазы вымирания в Шотландии, а также наиболее высокие содержания Hg в соответствующих отложениях Шотландии и Польши позволяют предполагать, что центр этой провинции находился в океаническом бассейне где-то между Лаврентией и Балтией [Gong et al., 2017; Jones et al., 2017].

Последствием позднеордовикского вымирания, по мнению А.В. Каныгина, стала «необратимая перестройка всей биогеохимической системы Земли. События ордовика, по сути, явились настоящей экологической революцией, которая во многом определила дальнейший путь эволюции и привела к образованию миллионов разнообразных групп живых существ, составляющих непрерывный живой покров современной Земли».

**Позднедевонское вымирание** отличается от других прежде всего тем, что оно растянулось на весь фаменский век (372,2–358,9 млн лет). В течение этого интервала выделяют разные события, но два эпизода вымирания считаются основными. Это событие Келлвассера на границе франского и фаменского веков 374,5 млн лет назад и событие Хангенберга, произошедшее 359 млн лет назад в самом конце девона. С первым эпизодом было связано резкое сокращение видов морских организмов. Отложения этого периода по всему миру представлены черными сланцами, образовавшимися в бескислородной восстановительной среде. Кроме того, в пограничных отложениях франского и фаменского веков во многих местах планеты фиксируется так называемая ртутная аномалия – повышенные содержания ртути, которые являются маркером воздействия вулканизма на природную среду [Racki, 2020]. Событие Келлвассера по времени согласуется с образованием Вилуйской, Днепровско-Донецкой и Кольской магматических провинций, вулканическое воздействие которых на атмосферу вполне могло вызвать аноксию. В целом, как отмечает [Racki, 2020], вулканическая активность не обязательно являлась прямым фактором массовых вымираний, но она способствовала изменениям в состоянии атмосферы и климата, в частности, порождала геохимические сдвиги в среде обитания, которые в итоге завершались гибелью экосистем.

Второй эпизод позднедевонского массового вымирания (событие Хангенберга) завершился исчезновением 75 % видов морских животных и 97 % позвоночных обитателей морей. Наибольшие потери понесли крупные существа, в том числе большие трилобиты, ракоскорпионы, а также бесчелюстные и панцирные рыбы. Вымирание происходило на фоне потепления и затронуло в основном морскую фауну, почти не повлияв на состав немногочисленных еще обитателей суши. Исследования спор и пыльцы растений, выполненные [Marshall et al., 2020], позволили сделать вывод, что в это время Земля была подвергнута мощному ультрафиолетовому облучению. Оно было бы невозможным при нормальном озоновом слое, который, очевидно, был разрушен в силу определенных геологических причин [Marshall et al., 2020]. Скорее всего, этому способствовали вулканические процессы, так как, по данным [Racki, 2020], слои, отвечающие событию Хангенберга, обогащены Mo, Hg, As, Sb, которые поставляются в ходе вулканической деятельности. В то же время, по мнению [Marshall et al., 2020], потепление должно было привести к усилению атмосферной конвекции, вследствие которой в стратосферу поступало больше водяного пара, содержащего соединения хлора. Это должно было стать причиной разрушения озонового слоя. Ультрафиолетовому воздействию оказались в наибольшей степени подвержены те виды животных и растений, которые жили на мелководьях или у поверхности океана и на которые сильнее всего действуют колебания климата Земли.

В результате позднедевонского катаклизма произошли изменения в животном мире: исчезли все панцирные и почти все бесчелюстные рыбы. Новыми доминирующими группами стали хрящевые (предки современных акул и скатов) и лучеперые рыбы. Появились пресмыкающиеся и насекомые,

а суша покрылась древовидными папоротниками, образующими «каменно-угольные леса».

**Пермское вымирание.** На рубеже перми и триаса (~251 млн лет назад) произошло самое массовое вымирание, которое привело к исчезновению 57 % всех семейств и 83 % всех родов, более 90 % (по некоторым оценкам, даже 95 %) морских видов [Farley et al., 1996] и более 70 % видов наземных позвоночных. Эта катастрофа по геологическим меркам была очень кратковременной, продолжительностью менее 200 тыс. лет [Yin et al., 1992]. На границе перми и триаса значительно изменился и характер растительности. На место древесно-кустарниковых зарослей папоротников и древних голосеменных пришла почти исключительно болотная растительность плауновидных.

Геологический облик Земли в это время определялся одним общим суперконтинентом Пангея и омывающим его океаном Панталласса. Считается, что климат был резко континентальный с большими перепадами температуры. В конце пермского–начале триасового периода уровень кислорода резко упал, что и привело к вымиранию огромного числа видов. Причина этой катастрофы до сих пор дискутируется. Приоритет отдается гипотезе, связывающей вымирание с воздействием на биосферу продуктов вулканических извержений гигантской Сибирской трапповой провинции. По данным [Burgess et al., 2017; Sobolev et al., 2011], значительную их часть составляли CO<sub>2</sub> и HCl, выброс которых в атмосферу был стремительным. Основная масса газов должна была прорваться в атмосферу в самом начале процесса, еще до того, как расплавленная магма поднялась до глубины 50 км, т. е. до основной фазы траппового магматизма. Оценка времени этого события – около 252,4 млн лет назад – весьма точно совпадает с современными датировками момента массового вымирания.

Высказываются также другие предположения, в частности, версия о возможном импактном событии, которое могло вызвать на Земле аналог ядерной зимы. В качестве кандидата на это указывается гигантский кратер, обнаруженный подо льдами Антарктиды в районе Земли Уилкса [van Frese et al., 2009]. Импакт и образование этого кратера могли спровоцировать и вулканическую активность. Независимо от того, что послужило первопричиной катастрофических изменений, в это время произошло резкое увеличение уровня парниковых газов, повлиявшее на биосферу Земли в целом, в частности приведшее к закислению океанической воды [Jin et al., 2000]. Возможно, именно эти изменения в биосфере определили более значительные потери морских видов (около 95 %) по сравнению с сухопутными (около 70 %). Этому рубежу отвечает также резкое сокращение относительного содержания <sup>13</sup>C в карбонатах, отразившее начало массового вымирания [Burgess et al., 2017].

К началу триаса все крупные насекомые и земноводные на Земле вымерли, в океане были разрушены древние коралловые рифы, а оставшиеся виды усердно пытались выжить в непривычной низкокислородной атмосфере. Им понадобилось 30 млн лет, чтобы восстановить свое многообразие. В наибольшей степени изменившимся условиям соответствовали пресмыкающиеся, которые сохраняли свое господство вплоть до конца мела.

**Триасовое вымирание** пришлось на границу между триасовым и юрским периодами. В ходе этого вымирания с лица Земли исчезло до половины видового состава органического мира. Это событие освободило экологические ниши, позволив динозаврам начиная с юрского периода стать доминирующей группой. Триасовое вымирание произошло менее чем за 10 000 лет непосредственно перед тем, как Пангея начала распадаться на части.

В качестве причин вымирания указываются разные варианты: изменения климата и переход к очередному ледниковому периоду; импактное событие; вулканизм, связанный с образованием Центрально-Атлантической крупной магматической провинции; разрушение газогидратов вследствие потепления и выделение метана с усилением парникового эффекта.

В последние годы были получены веские доказательства того, что именно образование Центрально-Атлантической магматической провинции стало основной причиной глобального потепления и подкисления вод Мирового океана, вызвавших массовое вымирание. Среди таких аргументов, во-первых, возрастное соответствие между образованием провинции и биосферной катастрофой, во-вторых, данные по составу вулканической газовой фазы и масштабам ее выделения. Согласно [Cargiolo et al., 2020], в ходе образования провинции в атмосферу было выброшено порядка  $5 \cdot 10^{16}$  моль  $\text{CO}_2$ . Излияния лав были достаточно интенсивными, чтобы насытить атмосферу Земли углекислым газом. Глобальная температура изменялась со скоростью два градуса за сто лет, при этом происходило снижение pH в океане примерно на 0,15 единиц. В конечном итоге, вулканические газы вызвали резкое потепление и раскисление вод океана, что стало причиной глобального вымирания.

**Мел-палеогеновая катастрофа** (65,5 млн лет назад) была отмечена новым массовым вымиранием видов, стершим с лица Земли около 40 % всех существовавших в то время семейств животных. Самыми известными жертвами этой катастрофы были, конечно же, динозавры. С большими потерями перенесли эту катастрофу и другие группы живых существ. В результате в кайнозое господствовать стали млекопитающие.

Как и в случае других катастроф, вопрос о причинах этого массового вымирания не имеет однозначного ответа. Сложность заключается в том, что во времени ему соответствуют два крайне опасных для биосферы события: падение крупного астероида, сформировавшего Чиксулубский кратер (п-ов Юкатан в Мексиканском заливе) [Schulte et al., 2010], и образование Деканской трапповой магматической провинции [Schoene et al., 2019].

Предпочтение отдается гипотезе гигантского импакта, в результате которого было выброшено более 50 000 км<sup>3</sup> пород в виде пыли и более крупных частиц, ~325 Гт серы, а также 425 Гт углекислого газа и других летучих соединений [Artemieva, Morgan, 2017]. Избыточные азот и сера стали источником азотной и серной кислот, которые, попав в океан, привели к раскислению его вод, а поднятые облака пыли и аэрозоли вызвали эффект ядерной зимы – глобальное падение температуры. Все это, естественно, сопровождалось катастрофическими для биосферы последствиями.

Наряду с этим существует высокая вероятность того, что катастрофа стала результатом образования Деканской крупной магматической провинции [Schoene et al., 2019]. Деканские траппы выбросили в атмосферу большое количество  $\text{SO}_2$ , Cl и других галогенов и особенно  $\text{CO}_2$  [Self et al., 2006], определившее достаточно продолжительное глобальное потепление. Другим аргументом, поддерживающим эту точку зрения, может служить то, что общая картина мелового глобального вымирания имеет большое сходство с пермской и триасовой биотическими катастрофами, вызванными излияниями траппов Сибирской и Центрально-Атлантической магматических провинций.

С целью выяснения роли импактного и/или вулканического факторов в меловой биологической катастрофе были выполнены специальные исследования, опирающиеся на анализ палеотемператур на рубеже мела и палеогена и на их сопоставление с климатическими моделями, учитывающими влияние и астероидной катастрофы, и неравномерного излияния траппов [Hull et al., 2020]. Было показано, что лучше всего мел-палеогеновое вымирание описывает гибридная модель, в которой половина базальтов Декана излилось до падения астероида, а половина – после него. При этом, по мнению [Hull et al., 2020], вымирание в первую очередь было связано с падением астероида, участие траппов на его фоне уже ничего не решало.

### 11.7. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Формирование биосферы – это длительный процесс, растянувшийся на всю геологическую историю Земли и в значительной степени согласованный с особенностями ее геологической эволюции. За 4 млрд лет биосфера прошла сложный путь от тонкой пленки первозданных микробных сообществ, покрывавших лишь отдельные клочки поверхности планеты, до мощной биосферы, охватывающей существенную часть атмосферы, всю гидросферу и значительную часть верхней земной коры. Этот путь роста сопровождался многочисленными геологическими потрясениями, кардинально менявшими условия жизни на планете. Такие геологические «удары» по экосистемам стали крупномасштабными природными экспериментами, в которых проверялась способность органического мира выжить в сложнейших условиях изменяющегося мира и использовать эти изменившиеся условия в свою пользу.

Участие геологической среды в эволюции биосферы определяется тем, что геологические процессы формируют и изменяют геохимическую основу жизни: систему взаимосвязанных биогеохимических циклов, в которых участвуют практически все химические элементы и которые обеспечивают все жизненные процессы. Эти биогеохимические циклы связаны не только с внешними оболочками Земли (литосферой, гидросферой, атмосферой), но и с глубинными уровнями планеты, обновляющимися посредством вулканизма верхние оболочки каменным материалом и летучими веществами.

В то же время, биосфера определяет состав атмосферы и общую окислительно-восстановительную обстановку на Земле. Благодаря фотосинтези-

рующим организмам в атмосфере Земли появился свободный кислород, изменивший не только биологические, но и минералообразующие процессы. Взаимодействие геологических процессов, прежде всего вулканизма и биосферы, неоднократно за геологическую историю изменяло оксигенизацию воды и воздуха, что становилось причиной крупнейших климатических потрясений, вплоть до превращения Земли в «снежный шар» (snow ball). Периодические вспышки вулканизма, которые особенно интенсивно проявлялись в эпохи геодинамических перестроек (столкновения или распада континентов, образования или «закрытия» океанов и т. д.), насыщали атмосферу углекислым газом и стимулировали расцвет фотоавтотрофов. Чрезвычайно бурное развитие последних неоднократно приводило к резкому снижению содержания парниковых газов и наступлению эпох оледенений. Такие геолого-климатические качели особенно активно действовали в позднем неопротерозое и раннем палеозое, они открывали новые возможности для развития жизни, но при этом вызывали гибель почти всего живого на Земле.

В завершение отметим, что, несмотря на разные масштабы процессов, протекающих в различных оболочках Земли, все они являются взаимосвязанными. Воздух, вода и почва меняются по-разному и в разное время, сезонность определяет обновление состояния природной среды. Погода меняется ежедневно, океаны меняются тысячелетиями, горообразование продолжается миллионы лет, на стабилизацию биосферы после катастроф затрачиваются десятки миллионов лет, сотни миллионов лет уходят на сборку и раскалывание суперконтинентов. И все же каждая из земных систем воздействует на все остальные как очевидным, так и опосредованным образом. Эта взаимосвязь хорошо прослеживается в согласовании эволюции биосферы с геологической историей Земли.



## Глава 12

### ПРОИСХОЖДЕНИЕ РОДА НОМО И ЧЕЛОВЕКА СОВРЕМЕННОГО ТИПА

Одна из фундаментальных проблем целого ряда научных дисциплин – решение вопросов о центре (или центрах) антропогенеза и времени заселения человеком земного шара. Эта проблема после публикации Ч. Дарвином в 1859 г. работы «Происхождение видов» стала предметом активной дискуссии, которая приобрела особую остроту после выхода в 1871 г. его книги «Происхождение человека». На Ч. Дарвина обрушилась лавина критики со стороны как известных ученых, так и служителей церкви, общественных деятелей, журналистов. Несмотря на то что уже были напечатаны фундаментальные работы, посвященные проблемам эволюции живой и неживой природы, поставить под вопрос божественное происхождение человека и объявить его предком обезьяну никто не решался. Однако у Ч. Дарвина наряду с противниками были и сторонники.

Э. Геккель, один из последователей эволюционной теории, в 1866 г. выдвинул гипотезу о существовании промежуточного звена между человекообразными обезьянами и человеком и присвоил его представителю родовое название *Pithecanthropus alalus* (обезьяночеловек, неспособный говорить). Искать это промежуточное звено, с его точки зрения, нужно было в тропиках Юго-Восточной Азии. В 1887 г. убежденный сторонник эволюционной теории доктор медицины Э. Дюбуа оставляет кафедру в Амстердамском университете и в качестве врача отправляется в колониальные войска в Индонезию, которая тогда была колонией Нидерландов. Выполнение своих обязанностей он сочетает с полевыми изысканиями на островах Суматра и Ява. В ноябре 1890 г. при раскопках в Кедунг Брубус неподалеку от д. Триниль на Яве Э. Дюбуа нашел фрагмент правой части нижней челюсти. В октябре 1891 г. на левом берегу р. Бенгаван (Соло) на 12-метровой глубине ему удалось обнаружить черепную крышку, по определению исследователя, человекообразного существа, а в следующем году неподалеку от нее – берцовую кость, очень похожую на человеческую. Все палеоантропологические материалы, полученные Э. Дюбуа, сочетали примитивные признаки челове-

кообразных обезьян и современного человека. Позднее эти находки антропологи отнесли к виду *Homo erectus*. Э. Дюбуа был убежден, что нашел недостающее звено в родословной человека, предсказанное Э. Геккелем. Судьба находок, как и самого Э. Дюбуа, оказалась безрадостной. Вернувшись в Европу, он вместо ожидаемого признания встретил критику и непонимание со стороны антропологов. Научный подвиг, по-другому невозможно оценить поступок Э. Дюбуа: он отказался от возможности преподавать на кафедре университета и уехал в Юго-Восточную Азию, чтобы на площади в десятки тысяч квадратных километров попытаться найти костные остатки никому не ведомого существа. Трагедия Э. Дюбуа состояла в том, что научный мир оказался не готов в полной мере признать эволюционную теорию происхождения человека. Большинство коллег ученый был подвергнут остракизму. Крупнейший антрополог того времени Р. Вирхов высказал предположение о принадлежности палеоантропологических находок гигантскому гиббону.

С 1936 по 1941 г. на Яве в районе Сангирана палеонтолог Г.Х. Кенигсвальд проводил полевые работы, которые дали великолепные результаты: в отложениях формации Джетис были найдены фрагменты черепов, челюстей и другие палеоантропологические остатки.

Важное значение для обоснования гипотезы о том, что Восточная и Юго-Восточная Азия были центром антропогенеза, имело обнаружение в пещере Чжоукоудянь в отложениях со среднеплейстоценовой фауной зубов гомининов, на основании которых антрополог Д. Блэк в 1927 г. выделил новый род *Sinanthropus* и вид *S. pekinensis*. В 1929 г. один из основателей китайской первобытной археологии и антропологии Пэй Вэньчжун в Чжоукоудяне нашел череп, который был отнесен к тому же виду синантропов. В пользу гипотезы об азиатской прародине человека свидетельствовали скелетные остатки его многочисленных далеких предшественников: рамапитеков, брамапитеков, дриопитеков, сивапитеков, – обнаруженные в Южном Китае, Пакистане и Индии в позднемиоценовых–раннеплиоценовых отложениях.

Мнения ученых о месте миоценовых гоминидов в филогении человека различны: от признания их наиболее ранней предковой формой в эволюции человека до отнесения к одной из форм с «орангоидной» специализацией. Ранее один из крупнейших приматологов Д. Пилбим, основываясь на данных о толщине эмали на коренных зубах, признанной одним из критериев идентификации гоминидов, считал, что рамапитеки были предковой формой в эволюции человека [Pilbeam, 1978]. Такой же позиции он придерживался при оценке мегантропа яванского, которого некоторые исследователи рассматривали как азиатского австралопитека. В дальнейшем Д. Пилбим отказался от этой точки зрения. Выяснилось, что возраст литологических горизонтов, содержащих скелетные остатки мегантропа, не более 1,5 млн лет. До настоящего времени австралопитековые в Восточной и Юго-Восточной Азии не найдены. Возраст бесспорных стоянок человека в этих частях Евразии не превышает 1,5–1,8 млн лет. Таким образом, антропологические и археологические находки свидетельствуют о том, что Южная и Юго-Восточная Азия не были прародиной человека.

В начале XX в. широкую известность получила гипотеза о Центральной Азии как прародине человека. Поиском доказательств на территории Монголии в 1920-х гг. занималась американская Центрально-Азиатская экспедиция под руководством Р.Ч. Эндрюса. В ходе полевых исследований было сделано много важных открытий, в частности, найдены крупное кладбище динозавров в Баиндзаке, а также несколько палеолитических местонахождений, но ответа на главный вопрос найти не удалось [Andrews, Osborn, 1926]. С середины XX в. в Монголии работает Российско-Монгольская археологическая экспедиция: в 1949 г. ее отрядом (а с 1960 до 1981 г. – всей экспедицией) по изучению каменного века Монголии руководил А.П. Окладников, с 1983 г. и по настоящее время экспедицией руководит А.П. Деревянко. За почти 40 лет на территории Монголии открыто более тысячи палеолитических местонахождений, в том числе около 30 раннепалеолитических. Возраст наиболее ранних из них ~1 млн лет. На этой территории не выявлены ранние палеоантропологические остатки. Современный уровень знаний с полным основанием позволяет утверждать, что Центральную Азию не следует рассматривать как прародину человека [Деревянко и др., 1990].

Обнаружение костных остатков поздних миоценовых гоминидов в Южной Европе открыло возможность для выдвижения европейской гипотезы происхождения человека [Bonis, Koufos, 1994], которая, однако, не получила в дальнейшем сколько-нибудь серьезного обоснования.

Во второй половине XIX в. обсуждалась экзотическая гипотеза М. Вагнера-А. Катрфажа-Э. Картальяка и др. о североевропейской прародине человека [Ларичев, 1969]. Основная идея сводилась к тому, что север Евразии мог быть одним из центров антропогенеза, поскольку именно там древние популяции впервые испытали влияние похолодания, которое стимулировало быстрое прогрессивное развитие культуры человека. Но эта гипотеза никогда не привлекала серьезного внимания исследователей.

В 1920-х гг. после публикации Р. Дартом данных о впервые найденных в восточной части пустыни Калахари скелетных остатках гоминида, названного им австралопитеком [Dart, 1925], на первое место среди географических районов, претендовавших на статус прародины человека, выдвигается Африка. За 80 лет в Южной и Восточной Африке обнаружено более тысячи костных остатков австралопитековых различной степени сохранности. Систематика австралопитековых рассматривалась во многих работах: были выделены различные роды и виды, установлены их филогенетические взаимоотношения [Алексеев, 2007; Зубов, 2004; Cela-Conde, Ayala, 2007; Schwartz, Tattersall, 1996; Strait et al., 1997; Tobias, 2003; Wolpoff, 1999; и др.].

Гипотеза о том, что Африка является прародиной человека, нашла подтверждение в генетических исследованиях. В 1987 г. появилась статья, в которой были проанализированы различия в последовательностях мтДНК людей, разных по географической и расовой принадлежности, и на основе этого построено филогенетическое древо, корни которого уходили в Африку [Cann et al., 1987]. Самыми ранними сегодня считаются орудия, сделанные челове-

ком ~2,6 млн л.н.\*; они обнаружены в Восточной Африке. В настоящее время у ученых, занимающихся проблемой происхождения человека с применением мультидисциплинарного подхода, нет сомнения в том, что центр антропогенеза был единственный и находился он в Африке.

### 12.1. Предшественники рода *Номо*

Процесс формирования рода *Номо* был длительным, сложным, и, несмотря на важные открытия, сделанные в последние десятилетия археологами, антропологами, генетиками, эта проблема далека от своего окончательного решения. История эволюции человека, как и эволюции всех видов млекопитающих на планете, насчитывает много миллионов лет, и восстановить ее в полном объеме, т. е. со всеми количественными накоплениями, переходящими в качественные, закрепленными у последующих поколений, невозможно. Эволюция не всегда была линейной и направленной только от простого к сложному, в ней прослеживаются и регрессивные процессы. Объем наших знаний об эволюции живого мира можно сравнить с видимой частью айсберга, которая, как известно, значительно меньше подводной. Часто новое открытие, позволяя решить какую-то часть проблемы, ставит новые вопросы, порой еще более сложные.

По мнению ученых, единственным центром антропогенеза была Восточная и Южная Африка. Основные находки рода австралопитековых и рода *Номо* сделаны в районе Восточно-Африканского рифта, который является частью узкого разлома с многочисленными вулканами и простирается от Турции до Мозамбика. Рифт сформировался вследствие движения Африканской и Аравийской тектонических плит. Восточно-Африканский рифт – прерывистая последовательность долин с хорошей стратиграфией и мощной толщей осадочных и вулканических отложений плиоценового возраста. Вулканические породы, включающие отложения туфов, позволяют достаточно хорошо датировать различные по составу отложения. Следует добавить, что для этого района разработана надежная биостратиграфия, позволяющая корректировать результаты геохронологии.

Наиболее известные местонахождения австралопитековых, позднеплиоценовых и раннеплейстоценовых гоминидов найдены в Эфиопии, Кении, Танзании. Это Кооби-Фора, Западная Туркана, Лэтоли, Туген-Хиллс и др. Здесь на большой площади зафиксировано значительное количество палеоантропологических находок. Открытие одного из этих местонахождений – Кооби-Фора – связано с Р. Лики, сыном Л. и М. Лики. Самолет, на котором Р. Лики летел в Найроби, из-за непогоды отклонился от курса и пролетел над п-овом Кооби-Фора в восточной части оз. Туркана, которое в британский колониальный период называлось оз. Рудольфа. Р. Лики обратил внимание на то, что большие площади полуострова заняты песчаником, тогда как на геологических картах там показаны вулканические породы. В 1968 г. Р. Лики

\* л.н. – лет назад.

приступил к стационарным исследованиям на Кооби-Фора. В результате им и другими учеными были обнаружены более 5 тыс. образцов, в том числе хорошо сохранившиеся черепа, например KNM-ER 406, KNM-ER 1470 и др.

Почему именно в Африке позднмиоценовые и раннеплиоценовые гоминиды эволюционировали в австралопитековых, т. е. наметился сапиентный путь развития? Среди многочисленных объяснений, видимо, наиболее аргументированным следует считать предположение о решающем значении экологического фактора [Potts, 1998]. В конце миоцена–начале плиоцена наступают периодические похолодания. На Африканском континенте усиливается аридизация и становится прохладнее. Тропические леса во многих районах, особенно на возвышенностях и среднегорьях, исчезают, их место занимает саванна. Одна часть гоминидов остается в привычных для нее условиях, а другая приспосабливается к более открытым пространствам. Морфологические и генетические исследования позволяют предположить, что ~7(6,5) млн л.н. произошло разделение нашей далекой предковой линии на две: на человекообразных обезьян и австралопитековых (сапиентную). Открытые пространства требовали выработки новых адаптационных стратегий – развития прямохождения, уменьшения в рационе доли растительной пищи и увеличения белковой.

Остается дискуссионным вопрос, когда на Земле появились гоминиды. По мнению одних исследователей, общим предком для человекообразных обезьян и людей, возможно, был род *Ouranopithecus*, возраст которого 9–10 млн лет; его останки открыты в Македонии [Andrews, 1996]. С точки зрения других специалистов, им мог быть *Samburupithecus kiptalam*, фрагмент черепа которого KNM-SH 8531 возрастом ~9 млн лет найден на холмах Самбуру в Кении [Ishida et al., 1984]. Череп представлен верхней челюстью, которая имеет черты, сближающие этого гоминида с современными гориллами, шимпанзе и людьми. К. Гроувс считает, что этот таксон, как и *Ouranopithecus*, скорее всего, был общим предком для человекообразных обезьян и гоминидов [Groves, 1989].

У всех австралопитековых зубочелюстной аппарат был приспособлен в основном для пережевывания растительной пищи. Рацион состоял из трав, семян и корней растений, хотя анализ коллагена костей свидетельствует и об употреблении насекомых, грызунов, а также остатков мяса, сохранявшегося на костях животных, убитых хищниками. Особенно большое влияние на адаптационные стратегии (вероятно, их появление было началом формирования поведения нового типа, а именно поведения *Homo*) оказало похолодание, наступившее 2,6–1,8 млн л.н. Тогда значительную территорию Южной и Восточной Африки занимала саванна. Переход к жизни в саванне еще до австралопитековых, или предавстралопитековых, способствовал выработке прямохождения. Это явилось важнейшим этапом эволюционной истории гоминидов и детерминировало сапиентацию наших предков, начавшуюся 7 млн л.н.

В начале XX в. учеными были обнаружены скелетные остатки австралопитековых, но видовое определение некоторых из них вызвало дискуссию.

Еще четверть века назад считалось, что эволюционная история человека включала три отдельные группы гоминидов: *Australopithecus*, *Paranthropus* и *Homo*, которые были отличны от шимпанзе. Затем последовали открытия новых видов австралопитековых: *A. anamensis* [Leakey et al., 1998], *A. garhi* [Asfaw et al., 1999], *A. bahrelghazali* [Brunet et al., 1996]. Они позволили сделать вывод, что гоминиды были более разнообразны и распространены в Африке на гораздо большей территории, чем считалось ранее. Многими российскими антропологами принята схема, которая включает восемь видов австралопитековых: *A. anamensis*, *A. afarensis*, *A. africanus*, *A. robustus*, *A. boisei*, *A. aethiopicus*, *A. bahrelghazali*, *A. garhi*. Все австралопитековые подразделяются на грацильных и массивных [Зубов, 2004].

Одной из нерешенных является проблема датировки ранних австралопитековых, или предавстралопитековых. Наиболее древние – костные остатки австралопитековых возрастом 6–7 млн лет. Далее следует hiatus в 2–3 млн лет. Костные останки кенийского антропоида самбуропитека датируются ~9 млн л.н. Наиболее ранним антропоидом, которого некоторые исследователи относят к промежуточному звену между предком шимпанзе и *Homo*, является сахелантроп (*Sahelanthropus tchadensis*). Его череп, фрагмент нижней челюсти и несколько зубов были обнаружены в 2002 г. участниками интернациональной экспедиции в местности Торос-Меналла на севере Республики Чад [Brunet et al., 2002]. Этот гоминид возрастом 6–7 млн лет сочетал признаки предполагаемой формы предка шимпанзе и австралопитека: объем головного мозга 320–380 см<sup>3</sup>, сильно выраженный непрерывный надглазничный торус, очень низкая уплощенная лобная кость, отсутствие диастемы между клыком и первым премоляром и др. Исследователи связали найденную особь с истоками линии, ведущей к *Homo*, и на ее основе выделили таксон в составе самых ранних гоминидов [Butler, 2001].

Эволюция гомининов была сложным и далеко не линейным процессом. Род *Orrorin* – не единственный представитель раннего этапа развития австралопитековых. Почти в то же время в Восточной Африке обитали представители рода *Ardipithecus*. В 1993–1995 гг. в среднем течении р. Аваш у селения Арамис в Эфиопии на нескольких местонахождениях удалось найти большое количество палеоантропологического материала: три фрагмента кости левого предплечья (ARA-VP-7/2), зубы (ARA-VP-1/128 b 129), правую плечевую кость (ARA-VP-1/4), фрагменты черепа (ARA-VP-1/125 и 1/500) [White et al., 1994, 1995]. Эти находки, возраст которых 4,4 млн лет, специалисты отнесли к виду *Ardipithecus ramidus*. В последующие годы на пяти местонахождениях в среднем течении Аваша были обнаружены остеологические останки ардипитеков возрастом 5,2 и 5,8 млн лет [Haile-Selassie, 2001]. Среди находок выявлены посткраниальные фрагменты, свидетельствующие о прямохождении этого гоминида, а также фрагмент правой половины нижней челюсти с зубами (ALA-VP-2/10), имеющими общие черты с зубным аппаратом обезьян и гоминидов (низкие клыки с развитыми дистальными бугорками и выраженным медиальным гребнем). На основании этого И. Хайле-Селассе отнес находки из Арамиса к новому подвиду – *Ardipithecus ramidus*

*kadabba*, близко стоящему к шимпанзе [Haile-Selassie, 2001]. Исследователей не мог не озадачить тот факт, что *Ar. ramidus kadabba* и *Orrorin tugenensis* по времени находились близко к кладогенезу, который привел к разделению шимпанзе и гоминидов, и вместе с тем существенно отличались друг от друга.

В 2004 г. на местонахождении Ас-Дима в Эфиопии были открыты останки еще девяти гоминидов возрастом 4,3–4,5 млн лет. В коллекцию входили фрагменты нижних челюстей (GWM3/P1, GWM5sw/P56), зубов и посткраниального скелета. С. Семав и его коллеги включают эти находки в таксон *Ar. ramidus* и делают вывод о его бипедализме [Semaw et al., 2005].

Дискуссионность определений времени выделения рода австралопитековых связана с отсутствием общепринятых критериев для характеристики этого таксона. Ранние австралопитековые, судя по ряду признаков: локализация большого затылочного отверстия, особенности строения бедренных, берцовых и тазовых костей, – были двуногими существами, которые также не утратили способности лазать по деревьям. Их рост превышал 1 м, объем мозга был больше, чем у шимпанзе, они имели маленькие клыки. По мнению многих антропологов, главными отличиями этого рода от шимпанзе являлись способность к прямохождению и особые зубные характеристики. Многие антропологи включают в этот род восемь видов. К самому раннему относятся *Australopithecus anamensis*.

В 1994–1997 гг. в Кении проводились раскопки местонахождения Аллиа-Бэй на восточном берегу оз. Туркана и местонахождения Канапои на юге от западного берега [Leakey et al., 1995, 1998]. Осадочная формация Канапои датируется 4,17–3,14 млн л.н. Челюсти KNM-KP 29281 (нижняя) и KNM-KP 29283 (верхняя), обнаруженные в самом нижнем горизонте, датируются в пределах 4,17–4,12 млн л.н. Фрагменты черепа KNM-KP 34725, большеберцовая кость KNM-KP 29285 и другие палеоантропологические материалы залежали в палеопочвах, датированных в интервале 4,17–4,07 млн л.н., и только нижняя челюсть KNM-KP 29287 находилась в вышележащем горизонте.

М. Лики и ее соавторы описали новый вид австралопитековых как мозаичный, сочетающий примитивные и прогрессивные черты. Морфология большеберцовой кости KNM-KP 29285 свидетельствует о прямохождении особи. По анатомическим особенностям скелетов можно сделать вывод, что *A. anamensis* были прямоходящими существами, несколько крупнее афарских гоминидов: рост самцов ~155 см, самок ~130 см, вес ~50 и 33 кг соответственно. Как указывают Г.А. Мачо и Д. Шимицу, изучавшие микроскопические повреждения поверхности эмали зубов *A. anamensis*, в рационе этого вида преобладала жесткая, твердая, способствующая абразии пища [Macho, Shimizu, 2010].

Останки *A. anamensis* обнаружены также в районе Аса-Исси в среднем течении р. Аваш в Эфиопии [White et al., 2006]. Там были найдены верхняя челюсть с фрагментами зубов, а также фрагмент плюсневой кости, дистальная фаланга пальца стопы, неповрежденная фаланга пальца руки и четыре фрагмента позвонков возрастом 4,12 млн лет.

Некоторые исследователи не исключают, что *Ardipithecus ramidus* и *Australopithecus anamensis* представляют раннюю стадию развития гоминидов, которая предполагает следующую цепочку: *Ar. ramidus* – *A. anamensis* – *A. afarensis*. Как считают М. Лики и ее коллеги, *Ar. ramidus* относится к боковой эволюционной ветви [Leakey et al., 1995, 1998]. Они предложили такую схему: 4,4–3,0 млн л.н. либо все гоминиды эволюционировали в рамках одного вида, либо существовали три разных вида (*Ar. ramidus*, *A. anamensis*, *A. afarensis*) с пока не определенными филогенетическими признаками.

В 1998–1999 гг. во время полевых исследований на местонахождении Ломекви на западном берегу оз. Туркана в Северной Кении в формации Начукуи были найдены останки гоминида: хорошо сохранившаяся височная кость, два фрагмента верхней челюсти, отдельные зубы, достаточно полный, хотя и деформированный свод черепа. Этот гоминид был выделен в особый таксон *Kenyanthropus platyops* (греч. *platus* – «плоский», *opsis* – «лицо»), т. е. для этого вида был характерен уплощенный лицевой отдел [Leakey et al., 2001]. Гоминид, возраст которого определен в пределах 3,0–3,5 млн лет, обитал в хорошо увлажненной палеосреде, богатой растительными ассоциациями с доминированием лесов на берегу озера. *K. platyops* (KNM-WT 40000) отличается от других средне- и позднеплиоценовых гоминидов удивительной мозаичностью признаков: ни один из них не является принципиально новым, но их комбинация не встречается ни у одного другого вида австралопитековых. Широкое плоское лицо сочетается с малыми размерами моляров; строение лицевого отдела черепа более прогрессивное, чем у австралопитековых (*A. anamensis*, *A. afarensis* и *A. africanus*); маленький размер слухового отверстия и маленький объем мозга сближают *K. platyops* с шимпанзе и *A. anamensis*, а толстая эмаль моляров и премоляров – с *A. afarensis* и *A. anamensis*. Плоский лицевой отдел несет несколько важных прогрессивных признаков, которые отсутствуют у австралопитековых, по времени близких к *K. platyops*. Самое удивительное заключалось в том, что KNM-WT 40000 имел много общего с ископаемыми остатками KNM-ER 1470, которые многие антропологи относят к *H. rudolfensis*. Для обоих черепов характерны уплощенность лицевого отдела, вертикально ориентированные скуловые кости, меньшая выраженность углубления за надбровьями.

Около 4 млн л.н. появились грацильные австралопитеки, к которым большинство исследователей относит виды *A. afarensis* (4,0–2,3 млн л.н.), *A. africanus* (3,3–2,3 млн л.н.) и *A. garhi* (3,0–2,5 млн л.н.). Причисление к этой группе вида *A. bahrelghazali*, по мнению М. Лики, требует дополнительного обоснования [Leakey et al., 2001].

Многочисленные останки гоминидов *Australopithecus afarensis*, датированные 4,0–2,5 млн л.н., открыты в Восточной Африке (в Кении, Танзании, Эфиопии). Этот вид австралопитековых известен на обширном пространстве от Хадара на севере Эфиопии до Лэтоли в Танзании. В районе Хадара на пустынной территории площадью 300 км<sup>2</sup> к северо-востоку от Аддис-Абебы с 1972 г. проводятся исследования местонахождений, сосредоточенных на площади более чем 60 км<sup>2</sup>. Здесь найдены ~6 тыс. остеологических остатков

73 видов млекопитающих [Johanson, Taieb, 1976; Johanson, White, 1979; Taieb et al., 1976]. В этом районе выделены три основных стратиграфических подразделения: наиболее молодое Када Хадар (KH) и более древние Денен Дора (DD) и Сиди Хакома (SH), образующие пачку отложений формации Хадар мощностью до 280 м (рис. 12.1).

В 1973 г. в районе Хадара впервые обнаружены левая бедренная (AL 128-1) и правая большеберцовая (AL 129-1) кости; на основе их изучения был сделан вывод о бипедализме этих гоминидов. Находки залежали в почвах нижней части формации Сиди Хакома, их возраст ~3 млн лет [Johanson, Coppens, 1976; Johanson, Taieb, 1976]. Самыми сенсационными событиями был отмечен, пожалуй, 1974-й год. Исследователям удалось найти 10 изолированных костей краниального и посткраниального отделов скелета, а также скелет знаменитой Люси (AL 288-1), наиболее хорошо сохранившийся из всех плиоценовых австралопитековых. В следующем году неподалеку от места обнаружения Люси участники франко-американской экспедиции нашли фрагменты скелетов девяти взрослых особей мужского и женского пола и четырех детей *A. afarensis* (AL 333). Их назвали «первой семьей». Возраст гоминидов 3,2 млн лет [Johanson et al., 1982; Kimbel et al., 1982, 1994]. Палеонтологам и антропологам, проводившим эти полевые исследования, повезло, что многие кости, в том числе Люси, лежали практически на поверхности. Костные останки вымывались редкими ливнями и частично обнажались во время песчаных бурь. Они были бы безвозвратно утрачены для науки, если бы их не обнаружили исследователи.

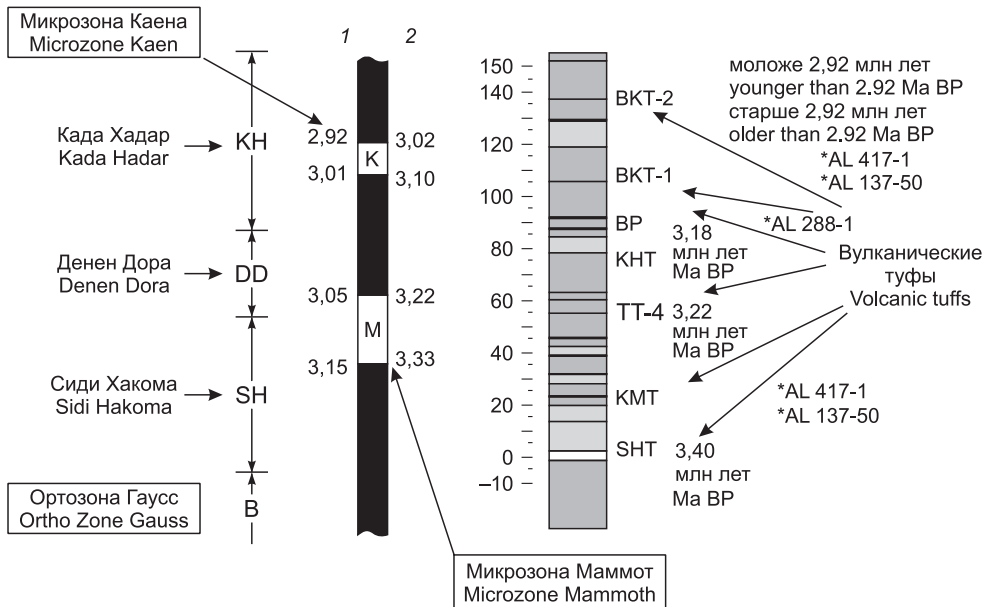


Рис. 12.1. Стратиграфия формации Хадар и основные находки австралопитековых в этом районе (по: [Walter, Aronson, 1982]).

1 – временная шкала геомагнитной полярности; 2 – астрономическая временная шкала.

Несмотря на обилие находок, сделанных в Хадаре, многие вопросы, касающиеся вида *A. afarensis*, остаются дискуссионными. Рассматривая хорошо сохранившийся скелет AL 288-1 – фундаментальный материал для характеристики этого гоминида, исследователи приходят к разным выводам. Скелет принадлежит особи, которая известна под именем Люси [Johanson, White, 1979], хотя споры по поводу определения пола гоминида ведутся и сегодня [Боруцкая, Васильев, 2007; Häusler, Schmid, 1995]. Д.Дж. Йохансон и М. Эдэй характеризовали Люси как особь с крошечным мозгом, ростом не более 3,5 футов, с особенностями костей таза и ног, указывающими на бипедалию [Johanson, Edey, 1981]. Благодаря хорошей сохранности скелета получена подробная информация об объеме мозга, строении и размерах тела AL 288-1. Рост Люси был ~105 см, предполагаемый вес 24–35 кг [McHenry, 1992]. Соотношение длины ее плечевой и бедренной костей больше, чем у современных людей. Морфология бедра свидетельствует о прямохождении Люси. Ее череп сохранился плохо, и его пришлось реконструировать с помощью других находок, что вызвало серьезные возражения у многих специалистов [Shreeve, 1994]. У AL 288-1 были маленькие клыки, но зубная дуга имела примитивную V-образную форму.

Возраст остеологических остатков гоминидов в Хадаре в основном 3,0–3,4 млн лет. Возраст скелета Люси вначале определялся в 3,5 млн лет [Walter, Aronson, 1982], в настоящее время общепризнанным считается ~3,1 млн лет. Остатки «первой семьи» (AL 333) датируются в пределах 3,2 млн л.н., *A. afarensis* из Афарского региона в Эфиопии (DIK 1-1) – 3,35–3,31 млн л.н.

Афарские австралопитековые сильно различались по росту и весу: рост самцов в среднем ~150 см, вес ~45 кг; рост самок в среднем ~110 см, вес – ~29 кг. Объем головного мозга этих гоминидов 343 см<sup>3</sup>, у AL 333-45 – 500 см<sup>3</sup> [Falk, 1987], а у AL 492-2 приближался к объему мозга шимпанзе – 350–550 см<sup>3</sup> [Johanson, Edgar, 1996]. Исследователями неоднократно поднимались вопросы о таксономической гомогенности находок из Хадара и видовой принадлежности этих гоминидов.

К несколько более раннему времени относятся гоминиды, останки которых обнаружены на местонахождении Лэтоли (Танзания) в 40 км к югу от Олдовая. С 1938 по 1979 г. в том районе было найдено около 30 фрагментов скелета гоминидов, из них 13 единиц – участниками экспедиции под руководством М. Лики [Leakey et al., 1976]. Возраст костных останков, а также отпечатков стоп гоминидов – 3,5–3,8 млн лет. Наибольший интерес у исследователей вызывает недеформированная нижняя челюсть с частично сохранившимися зубами. М. Лики с соавторами не причислила эти находки ни к одному из родов и видов, а только подчеркнула их большое сходство с ранними *Homo* Восточной Африки. Т. Вайт предложил отнести их к виду *A. afarensis* [White, 1980], с ним согласились многие исследователи.

Согласно материалам из Восточной Африки, которые известны сегодня ученым, *A. afarensis* – пожалуй, самый распространенный и представительный таксон австралопитековых. Этот вид появился, если включать в него находки из Лэтоли, ~3,8–3,5 млн л.н. и исчез после 3 млн л.н. *A. afarensis* отлича-

ли от предшественников бóльший объем мозга – в пределах 383–450 см<sup>3</sup>, у отдельных мужских особей – до 550 см<sup>3</sup>, и значительный половой диморфизм размеров тела и объема мозга. Нет уверенности в том, что мозг *A. afarensis* имел развитый отдел Брока. Нет также данных, позволяющих говорить о наличии у этих гоминидов полушарной асимметрии, отражающей право-/леворукость и другие специализации, свидетельствующие о сложности познавательных процессов [Schwartz, Tattersall, 2005, p. 585].

Афарские австралопитековые передвигались на двух ногах, но в несколько согнутом положении. Об этом свидетельствуют конусовидная грудная клетка, развернутость крыльев подвздошных костей и др. Австралопитековые жили небольшими группами и кочевали в тропических лесах и саванне, питались преимущественно растительной пищей.

В 1978 г. в местечке Лэтоли в Танзании М. Лики удалось обнаружить окаменевшие следы, датируемые ~3,6 млн л.н., вероятно, женщины и ребенка. На участке протяженностью 27 м отмечено 69 отпечатков ног небольших размеров, сходных с человеческими. Возможно, они были оставлены во время извержения вулкана Садиман. На это указывает характер отложений. Австралопитековые, которым принадлежат эти следы, имели более плоскую стопу и менее выраженный свод, чем у человека; они еще не полностью освоили прямохождение.

*A. afarensis* в систематике австралопитековых занимает особо важное место. По мнению большинства антропологов, именно афарские австралопитековые стояли на магистральном пути эволюции гоминидов к сапиентации. В последнее время обсуждается гипотеза о том, что раннеплиоценовые *A. anamensis* были предками *A. afarensis*, т. е. данные таксоны представляли анагенетическую эволюцию [Kimbel et al., 1996]. Если эта гипотеза получит подтверждение, начало сапиентной линии эволюции можно будет отодвинуть к раннему плиоцену. От афарских австралопитековых пошли две ветви: в сторону грацильных форм (*A. africanus*, *A. garhi*) и в сторону массивных.

Один из самых поздних грацильных австралопитековых обнаружен в среднем течении р. Аваш в Эфиопии в секции Хата формации Боури. Голотипом (стандартным образцом) данного вида является особь BOU-VP 12/130. Ее представляют фрагменты лобной, теменных костей и верхней челюсти с зубным рядом, выявленные в 1997 г. [Asfaw et al., 1999]. Позднее удалось обнаружить также посткраниальные останки – бедренную, правую плечевую, лучевую и локтевые кости. Объем головного мозга *A. garhi* определен в 450 см<sup>3</sup>. Возраст этого гоминида 2,496 ± 0,008 млн лет [Heinzelin et al., 1999]. Учитывая небольшой объем черепа, широкие премоляры и моляры, исследователи сделали вывод о том, что это новый вид *A. garhi*, который по времени следовал за *A. afarensis*.

В результате кладогенеза примерно ~4 млн л.н. произошло разделение гоминидов на грацильных и массивных. Самым ранним массивным гоминидом был *A. africanus*, останки которого обнаружены в Южной и Восточной Африке. В настоящее время его следует называть *Paranthropus africanus*. Для нас самая важная проблема – выделить таксон или таксоны, которые эволю-

ционировали по сапиентному пути и в конечном итоге сформировали *Homo*. Поэтому мы не рассматриваем эволюцию рода *Paranthropus* – это была тупиковая линия развития гоминидов.

На основании установленного М. Лики анатомического сходства лицевого отдела особи KNM-ER 1470 (некоторые исследователи относят ее к виду *H. rudolfensis*) и *K. platyops* К. Села-Конде и Ф. Айала предложили причислить первого к роду *Kenyanthropus* и выделить вид *K. rudolfensis*. Наличие этой филогенетической связи между КНМ-ЕР 1470 и родом *Kenyanthropus* позволяет предположить, что *H. habilis*, положивший начало роду *Homo*, и *K. rudolfensis* независимо приобрели такую особенность, как большой объем черепа, обусловленный гомоплазией [Cela-Conde, Ayala, 2007, p. 181]. Ранее эти специалисты высказали предположение о том, что *K. platyops* является предковой формой рода *Homo*, и на этом основании выделили вид *Homo platyops* [Cela-Conde, Ayala, 2003]. Кладогенез *Homo* и *Paranthropus* они предлагали отодвинуть до 3,5 млн л.н., *A. africanus* – считать первым парантропом (*Paranthropus africanus*). К. Села-Конде и Ф. Айала создали свой вариант филогенетического древа на основе следующих предположений [Cela-Conde, Ayala, 2007, p. 191] (рис. 12.2). На начальном этапе разделились линии шимпанзе и гоминидов. Самые ранние формы гоминидов *Orrorin tugenensis*, *Sahelanthropus tchadensis* и *Ardipithecus kadabba*, по их мнению, можно объединить в один вид *Orrorin*. Таксон *Orrorin* следует отличать от таксона *Australopithecus*, в который входят все разновидности австралопитековых – от *A. afarensis* до *A. garhi*. Род *Ardipithecus* представляет эволюционную линию, отдельную от линии австралопитековых и других гоминидов. В результате кладогенеза примерно ~4 млн л.н. произошло разделение гоминидов на грацильных и массивных.

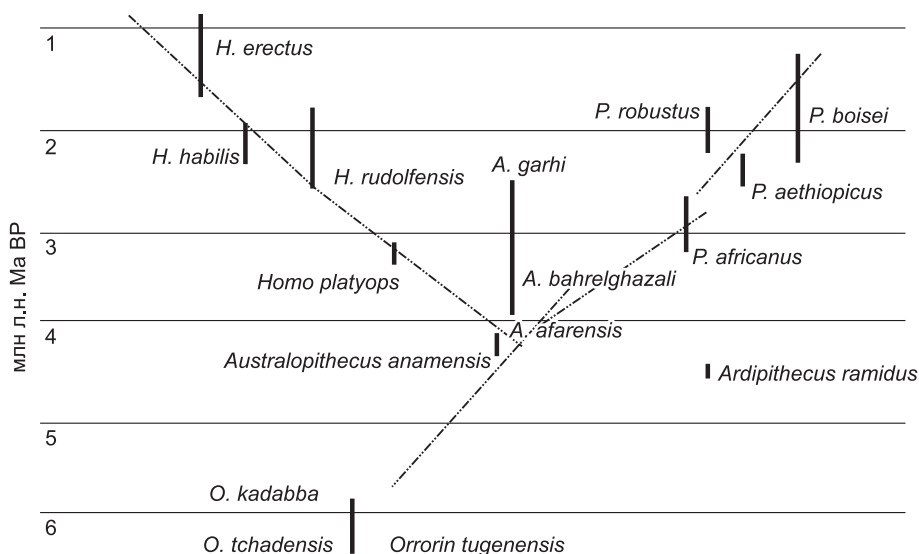


Рис. 12.2. Филогенетическое древо плиоценовых и плейстоценовых таксонов (по: [Cela-Conde, Ayala, 2007]).

Самым ранним массивным гоминидом был *A. africanus*, останки которого обнаружены в Южной и Восточной Африке, в настоящее время его следует называть *Paranthropus africanus*. Первый грацильный таксон – *Kenyanthropus platyops* – следует классифицировать как *H. platyops*. *Homo habilis* и *H. rudolfensis* могут быть одним таксоном, однако, такое таксономическое решение исследователи считают необоснованным, если *H. rudolfensis* относить к отдельному роду *Kenyanthropus*.

Ввиду фрагментарности палеоантропологических материалов австралопитековых специалистам известно немного убедительных примеров асимметрии и мозговой специализации полушарий. Д. Шварцем и И. Таттерсаллем рассмотрены гетерохронные изменения, обусловленные развитием гена-регулятора, который контролировал функционирование эндокринной ткани-мишени. Наиболее вероятно, что они определили аллометрическую и неаллометрическую эволюцию мозга от австралопитековых до человека современного типа. Первые предпосылки для эволюции ранних австралопитековых к ранним *Homo* включали преобразование ткани-мишени и мозга (начинающееся развитие мозговой асимметрии, с которым связано формирование когнитивных специализаций, относительное увеличение задней ассоциативной коры, возможные изменения в предлобной коре, не обязательно распространяющиеся на зону Брока). Особенно важные изменения у австралопитековых происходили в направлении полового диморфизма; они проявились в строении зубов, размерах тела, росте эпигамных различий вторичных половых признаков, например, увеличение грудных желез и особое распределение жировой ткани у женских особей. Ими определялись и различия в половой восприимчивости у австралопитековых и человекообразных обезьян. Формирование более тесных отношений внутри определенной группы гоминидов, психологическая и анатомическая адаптация способствовали упорядочиванию скрещивания, что было важно при длительной послеродовой зависимости самок. В рамках одной группы снижалась агрессия и повышался уровень взаимодействия, что было необходимо для борьбы с хищниками и другими группами гоминидов при добывании пищи. Изменения в гормонах и тканях-мишенях повлияли на темп роста и, возможно, вызвали увеличение объема мозга, благодаря чему познавательные способности у австралопитековых, вероятно, были выше, чем у обезьян. Поздние австралопитековые, вероятно, уже умели изготавливать простейшие орудия.

Проблема орудийной деятельности животных, приматов, австралопитековых – многоаспектная. Здесь очень трудно достигнуть консенсуса, прежде всего в понимании самого понятия, что мы должны или можем считать орудием. Существует мнение, что некоторые виды животных используют орудия. Так, бобры при помощи зубов обрабатывают стволы и ветви деревьев, строят запруды и «жилища». Что считать в этом случае орудием – зубы животных или обработанную древесину? И, самое главное, бобры, занимаясь этой деятельностью коллективно и в течение многих миллионов лет, не вносят в нее существенного творческого элемента. С нашей точки зрения, у боб-

ров строительство плотин детерминировано эволюцией, заложено на генетическом уровне, т. е. на протяжении длительного времени в их поступках не происходит изменений, отсутствует процесс обучения. Бобр в любом случае, если есть возможность, будет строить плотину. Его действия нельзя отнести к орудийной деятельности, потому что в них нет сознательного элемента, они основаны на врожденном инстинкте.

Гораздо сложнее оценить действия приматов. Описаны различные случаи использования дикими шимпанзе, орангутанами, гориллами, капуцинами и другими обезьянами листья, древесины, травы, коры, камней и других материалов при выполнении определенных функций. Шимпанзе добывает и использует в пищу термитов, раскалывает орехи с помощью каменного молотка и наковальни, делает «постель» из веток и листьев, привлекая простейшие приспособления; причем при повторном использовании одних и тех же мест может структурировать накопленные отходы. При раскопках в Национальном парке в Кот-д'Ивуар были обнаружены скопления камней с остатками крахмала возрастом 4300 лет, на которых шимпанзе раскалывали орехи [Mercadar et al., 2002]. Южно-американские бородатые трехкилограммовые капуцины используют для раскалывания орехов молотки весом 1 кг и более. С помощью камней и палок они выкапывают клубни. Островные длиннохвостые макаки камнями раскалывают раковины моллюсков и панцири крабов.

Примеров использования приматами различных природных материалов можно привести много, но все они не позволяют говорить о сознательной орудийной деятельности животных. Во-первых, все палки, ветви, камни и др. используются ими без дополнительной обработки, это не искусственные орудия. Шимпанзе при раскалывании орехов на наковальне может получить отщепы, но в дальнейшем он не будет пользоваться ими как орудиями. Его «трудовая» деятельность нацелена только на извлечение ядра ореха и не предполагает использования расколотого камня, тем более превращения его путем дополнительной обработки в какое-то более эффективное орудие типа скребла или ножа. Обезьяны раскалывают орехи с помощью любого подходящего близлежащего камня, они не выбирают определенное сырье. Во-вторых, использование деревянных или костяных предметов для выполнения каких-то операций происходит без дополнительной их обработки, инстинктивно. Создание «гнезд» для ночевки также нельзя отнести к сознательной деятельности, потому что это качество приобретено в течение многомиллионной эволюции и относится к безусловному инстинкту. Можно приводить и другие доказательства отсутствия у обезьян и других животных сознательной орудийной деятельности. Однако проблема орудийной деятельности у приматов не так очевидна в своем решении. Почему не все подвиды шимпанзе и бонобо в одинаковой мере используют естественные предметы для выполнения определенных функций, в основном при добывании корма? Почему из восьми видов капуцинов только один (*C. libidinosus*) при добывании пищи часто пользуется различными приспособлениями? Вопросов, на которые пока не получены аргументированные ответы, немало.

В последние годы активно обсуждается проблема орудийной деятельности приматов. Появляются даже статьи, авторы которых аргументируют целесообразность отнесения некоторых человекообразных обезьян к роду *Homo* (см., например, [Haslam et al., 2009]). Важно, что молекулярные исследования предполагают включение шимпанзе и горилл в род *Homo* [Goodman et al., 2001]. Нам представляется, что появление термина «археология приматов» вполне допустимо, тем более, если это может помочь приматам, особенно человекообразным, занять в систематике место ближе к человеку, чтобы распространить на них законодательные акты, которые будут способствовать их сохранению в природной среде.

До конца не выясненным остается вопрос о способах коммуникации австралопитековых. До настоящего времени антропологами обсуждается возможность извлечения согласных и гласных звуков – основы членораздельной речи. Среди ученых, занимающихся этой проблемой, есть оптимисты, которые пытаются найти аргументы в пользу предположения о раннем появлении примитивной членораздельной речи у гоминидов, и пессимисты, которые связывают появление речи только с человеком современного типа. В настоящее время имеется немало свидетельств того, что у неандертальцев и современных людей голосовой аппарат был морфологически сходен, а гортань расположена на одном уровне [Neim et al., 2002]. По мнению исследователей, неандертальцы могли произносить гласные, как и современные люди. Палеоантропологические материалы австралопитековых не позволяют сделать вывод об их способах коммуникации. Вместе с тем есть все основания предполагать формирование тесных взаимоотношений внутри изолированных групп австралопитековых, между полами, детьми, выработку коллективных адаптационных стратегий в борьбе с хищниками и в ходе добывания корма, передачу опыта, инноваций сородичам и т. д., необходимых для поддержания сложных связей внутри коллективов.

## 12.2. ЧЕЛОВЕК ЗАСЕЛЯЕТ ПЛАНЕТУ

Родина рода *Homo* – Африка. Эта аксиома не оспаривается генетиками, антропологами, археологами и представителями других научных направлений, связанных с изучением проблем происхождения человека. Однако ввиду малочисленности и фрагментарности палеоантропологических материалов австралопитековых у антропологов нет единой точки зрения на эволюционную цепочку развития гоминидов в сапиентном направлении и формирование рода *Homo*. Непосредственными предками человека называются *A. afarensis*, *A. africanus*, *A. garhi* и другие виды австралопитековых. Проживание австралопитековых в различных ландшафтных и экологических зонах: в саванне, на границе с лесом и в лесной зоне – обусловило выработку ими разных адаптационных стратегий, расширение возможностей памяти, элементарных географических знаний, необходимость передачи накопленного опыта и навыков потомству и становление начального процесса их обучения.

Несколько ранее 3 млн л.н., а может быть еще раньше, происходит зарождение у австралопитековых и первых представителей рода *Номо* орудийной деятельности. В связи с этим большой интерес вызывают результаты полевых исследований на западном берегу оз. Туркана на севере Кении [Callaway, 2015; Harmand et al., 2015].

В 2011–2012 гг. археологи проводили раскопки на местонахождении Ломекви 3, открытом в секции ломекви формации начукуй. Стоянка хорошо и надежно датируется возрастом 3,3 млн лет на основании данных магнитостратиграфии, скорости накопления отложений и стратиграфической корреляции с другими участками секции ломекви. В 2011 г. были начаты археологические исследования в рамках проекта изучения западного берега оз. Туркана с целью поиска свидетельств поведения гомининов, связанного с использованием каменных орудий. В ходе полевых работ удалось найти 28 каменных артефактов, лежащих на поверхности и по склону, а также один нуклеус, залегающий в слое *in situ*. На следующий год полевые исследования были продолжены и заложен раскоп в 13 м<sup>2</sup>. В слое исследователям удалось обнаружить 18 каменных орудий. Кроме артефактов, извлеченных из слоя, в районе стоянки было найдено еще 100 каменных изделий, лежавших на поверхности, и два артефакта на склоне.

Техника расщепления представлена двумя способами: биполярным и с использованием отбойника. Отщепы имеют хорошо выраженные ударные бугорки. Исследователи подчеркивают, что отщепы и нуклеусы со стоянки Ломекви 3 не соответствуют модели случайного естественного разлома, а имеют все технико-морфологические характеристики продуктов дебитаж, т. е. искусственного расщепления [Harmand et al., 2015, p. 312]. Изготовители каменных изделий на стоянке Ломекви 3 были способны приложить необходимые силу и умение, чтобы неоднократно скалывать серии однонаправленных отщепов с одного фронта, затем с другого, вращая нуклеус или переворачивая его и используя другую ударную площадку. Эта технология первичного расщепления принципиально отличалась от случайного отщепления отдельностей от камня, которые образовывались при колке обезьянами орехов.

Исследователи отмечают еще одну особенность индустрии на местонахождении Ломекви 3, которая заключалась в том, что гоминиды объединили функции обработки нуклеусов и долбления и, возможно, использовали артефакты по-разному: как наковальни, нуклеусы для скалывания отщепов и/или орудия для дробления. Индустрия Ломекви 3 предшествует самой ранней из известных на сегодняшний день индустрий гомининов из рода *Номо* в Када-Гоне на 700 тыс. лет. На западном берегу оз. Туркана в это время расселялись австралопитековые *Kenyanthropus platyops*, а в долине нижнего течения р. Аваш – *Australopithecus afarensis*.

Как считают исследователи, остается нерешенным вопрос о степени сходства индустрии со стоянки Ломекви 3 с известным технико-типологическим комплексом самых ранних стоянок представителей рода *Номо*. В целом, самые ранние каменные изделия из Ломекви 3 отличаются от материалов

позднеплиоценовых доолдувайских стоянок ранних представителей рода *Homo*, а главное – они значительно древнее их. С. Харманд и ее соавторы считают, что технологические и морфологические различия между каменными изделиями Ломекви 3 и раннего олдувая слишком значительны, чтобы эти комплексы можно было объединить, к тому же это скроет важные поведенческие и когнитивные изменения, происходившие у гомининов на протяжении 2 млн лет. Поэтому индустрию из нового местонахождения они предлагают назвать *ломеквиан*.

Исследователи и ранее не исключали возможности обнаружения каменных орудий и ископаемых остатков рода *Homo* возрастом ~3 млн лет и древнее. Находки каменных орудий в Ломекви 3 возрастом 3,3 млн лет и останков ранних *Homo* (2,8 млн лет) в Афаре в Эфиопии еще раз подтверждают гипотезу о возможности обнаружения более древних останков ранних гомининов и следов более ранней орудийной деятельности австралопитековых и человека. Открытия в Ломекви 3 подтвердили справедливость выводов о следах резания на костях диких животных, найденных в местечке Дикика в Эфиопии [McPherron et al., 2010]. Это также бесспорно свидетельствует об орудийной деятельности и употреблении мяса животных в пищу у гоминидов, соплеменников Люси.

Похолодание, аридизация климата, смена ландшафтов в Восточной Африке привели к формированию ранних видов *Homo* и к появлению 2,6 млн л.н. (а с учетом Ломекви 3 – ~3,3 млн л.н.) каменных орудий, изготовителями которых были некоторые виды австралопитековых и первые представители рода *Homo*.

Малочисленность и фрагментарность антропологических находок, относящихся к поздним австралопитековым и ранним представителям рода *Homo*, не дает возможности определенно ответить на вопрос о точных временных рамках появления рода *Homo* в Африке. На основании имеющегося фактического материала мы можем говорить о хронологическом интервале 3,3–2,6 млн л.н. Новые открытия позволяют сделать некоторые уточнения и в решении вопросов о времени появления ранних *Homo*. К таким открытиям относятся результаты полевых исследований в районе Ли Адойта на территории Леди-Джирару в области Афар в Эфиопии [Villmoare et al., 2015]. В этом районе была обнаружена челюсть гоминина с зубами (LD 350-1), относящаяся ко времени 2,8–2,75 млн л.н. Эта челюсть, по мнению исследователей, отличается от челюстей поздних австралопитековых (*A. afarensis*, *A. africanus*, *A. sediba*) чертами, которые сближают ее с ранним *Homo*. Б. Виллмор и его соавторы делают вывод, что индивид из Леди-Джирару принадлежит к такой переходной популяции, которая указывает на близкую филетическую связь с представителями рода *Homo*, расселявшимися в Восточной Африке 2,4–2,3 млн л.н. [Villmoare et al., 2015, p. 1354]. Авторы относят эту находку возрастом 2,8–2,75 млн л.н. к роду *Homo*, но считают определение вида этого таксона делом будущего.

Убежден, что в дальнейшем последуют и другие находки, которые позволят более аргументированно ответить на вопросы, когда произошло фор-

мирование рода *Homo* и какой вид австралопитековых непосредственно дал начальную филетическую линию развития к гомининам?

Первые бесспорные каменные орудия возрастом 2,6(2,5)–2,3(2,2) млн лет были обнаружены в северо-восточной части Великого Африканского рифта, в бассейне среднего Аваша (Када-Гона, Боури, Хадар, оз. Туркана (Омо, Западная Туркана), оз. Виктория (Канджера)), а также на западе от рифта (Сенга 5А). Эти индустрии исследователи классифицируют по-разному: олдованская, предолдован или архаичный олдован, нулевая индустрия, шунгурская фацция, индустриальный комплекс Омо, фацция начукуй, индустрия начукуй и т. д. [Chavaillon, 1970, 1976; Heinzelin et al., 1999; Kibunjia, 1994; Lumley et al., 2009; Roche, 2000; Roche et al., 1999; Semaw et al., 1997; Stout et al., 2010; Torre, 2004; и др.].

Дискуссия об индустриях, датируемых 2,6–1,6 млн л.н., выявила две по сути разные позиции. Сторонники одной считают, что в указанном хронологическом интервале в Восточной Африке было несколько локальных вариантов развития индустрии. Приверженцы другой относят все известные способы и приемы обработки камня к олдованской индустрии (Mode 1), которая существовала в гомогенном виде на протяжении 1 млн лет (2,6–1,6 млн л.н.).

С нашей точки зрения, в этих индустриях можно выделить две различные линии: одна хорошо прослеживается на материалах местонахождений Када-Гоны, Локалалей 1 и 2С, другая – местонахождений в бассейне р. Омо и Сенга 5А. Эти две позднеплиоценовые индустрии местонахождений в долинах Када-Гоны и Омо представляют разные линии развития, но и первая, макролитическая, галечно-отщепная, и вторая микролитовидная, не являются гомогенными. Позднеплиоценовые индустрии не могли быть гомогенными по ряду обстоятельств. По мнению многих археологов и антропологов, в эпоху позднего плиоцена в Восточной Африке изготавливать орудия могли представители разных не только видов, но и родов. В то время в Восточной и Южной Африке расселились, по-видимому, три основных вида рода *Homo*: *rudolfensis*, *habilis*, *ergaster/erectus*. Все они владели техникой обработки камня, которая не могла быть абсолютно однообразной. Навыками в обработке камня, возможно, обладали и австралопитековые: *A. garhi*, *A. boisei* и др. Таким образом, очень вероятно, что несколько различных таксонов гоминидов перешли к сознательному и систематическому изготовлению каменных орудий. Этот переход, скорее всего, не был внезапным, он происходил постепенно и начался ранее 3 млн л.н., о чем свидетельствуют находки в Ломекви 3. У отдельных таксонов процесс орудийной деятельности развивался конвергентно, что также не исключало передачу инноваций от одного таксона к другому, если они расселились на сопредельных территориях по соседству друг с другом или на одной территории. Комплементарный вариант взаимодействия был возможен, но маловероятен, потому что отношения между представителями разных видов внутри одного рода вряд ли были дружескими, а между представителями таксонов разных родов, когда им приходилось вести тяжелую борьбу с хищниками за выживание, преодолеть природные катаклизмы и т. д. и каждый день заниматься поиском пищи, видимо, антагонистическими.

В эпоху позднего плиоцена древние популяции гоминидов и гомининов находились в состоянии дивергенции, их разделяли значительные расстояния, они могли проживать в разных экологических условиях. Популяции австралопитековых и ранних *Homo*, жизнь которых проходила в разных природно-климатических нишах с различными источниками сырья, были вынуждены вырабатывать новые адаптационные стратегии, а следовательно, новые технические приемы обработки камня.

Как уже отмечалось, в позднем плиоцене–раннем плейстоцене в Восточной Африке расселялись три вида рода *Homo*: *rudolfensis*, *ergaster/erectus*, *habilis*. Бесспорные каменные орудия обнаружены с останками *H. habilis* в Олдувайском ущелье. Эта индустрия получила название олдованской (олдувайской). Уже в позднеплиоценовых индустриях наметились две линии развития: галечно-отщепная и микролитовидная. В настоящее время нет фактического материала, на основании которого можно было бы из индустрии, которую большинство ученых относит к олдованской, выделить комплексы, созданные другими представителями рода *Homo*. У всех трех видов рода *Homo*, видимо, была галечно-отщепная индустрия, которую трудно разделить на три отдельных технико-типологических комплекса. В дальнейшем, когда появится значительно больше сравнительного фактического материала, возможно, это будет сделано, но в настоящее время в позднем плиоцене–раннем плейстоцене выделяются только две указанные линии развития индустрии.

Кажущееся единообразие типов изделий и технических приемов обработки камня объясняется ограниченностью вариантов первичного расщепления на заре орудийной деятельности австралопитековых и человека. При сходных когнитивных возможностях и сенсорно-двигательных способностях у разных таксонов могли появляться одинаковые или сходные реакции на окружающий мир, в частности близкие приемы обработки камня. Все это вместе взятое, с нашей точки зрения, объясняет, почему было возможно формирование локальных вариантов обработки камня у разных таксонов. Но на имеющемся малочисленном материале пока трудно подтвердить это предположение. В пользу данной гипотезы свидетельствуют существенные различия в техническом уровне обработки камня на местонахождениях Кооби-Форы и Омо, с одной стороны, Локалалей 1 и 2С, с другой.

Роль *H. erectus* в родословной человека определяется по-разному. С нашей точки зрения, этот архантроп сыграл главную стволообразующую роль в процессе антропогенеза. Именно представители *H. erectus* были распространены в Восточной, а также в Северо-Западной (Алжир и Марокко) и, вероятно, в Южной Африке. Появление в Африке *H. erectus*, в зависимости от того, какие палеоантропологические находки относят к эректоидным формам (KNM-ER 733, 883, KNM-WT 15000 и др.), можно датировать 1,9(1,8) млн л.н. Не исключено, что в будущем на Африканском континенте удастся обнаружить останки и более древних архантропов, которые будут отнесены к *H. erectus*. Мы поддерживаем гипотезу, согласно которой перво-

начальное проникновение человека в Евразию было связано с *H. ergaster/erectus*. Несомненно одно: антропологические материалы *H. erectus* наиболее многочисленны среди остатков архантропов и известны на значительной территории Африки и Евразии. В связи с этим важна дискуссия о степени отличия азиатского *H. erectus* от африканского. Не вдаваясь в детали, обратим внимание на то, что огромная географическая удаленность, разные экологические условия, выработка различных адаптационных стратегий не могли не отразиться на самом физическом типе человека, и невозможно согласиться с учеными, которые признают различия между азиатскими и африканскими эректоидами на уровне вида.

Большинство ученых связывают исход человека из Африки с *H. erectus*. Раннего эректуса характеризуют более человекообразные пропорции тела, приспособленные к быстрой и длительной ходьбе конечности, крупный головной мозг и способность потреблять большое количество мясной пищи в местах, богатых фауной, что очень важно при увеличении энергозатрат. Нельзя исключать и наличие у ранних эректоидных форм зачатков речи. *H. erectus* отличался от *H. habilis* более совершенной морфологией и большей степенью сапиенизации. *H. habilis*, видимо, не мог преодолевать большие расстояния. Как отмечали Б. Вуд и М. Коллард, структура кисти ОН 7 и размер руки ОН 62 *H. habilis* из Олдувая свидетельствуют о неполном бипедализме [Wood, Collard, 1999]. Однако другие исследователи на основании анализа фрагментов скелетов ОН 62 и KNM-ER 3735 пришли к выводу о том, что по пропорциям длинных костей *H. habilis* сходен с современным человеком [Häusler, McHenry, 2004]. Некоторые антропологи считают *H. habilis* и *H. erectus* сестринскими видами [Lieberman et al., 1996; Spoor et al., 2007; и др.].

Главным свидетельством в пользу определения *H. erectus* как первого номада являются обнаруженные на многих стоянках в Евразии останки этого таксона и морфологическая близость эректоидных форм, относящихся к хронологическому интервалу 1,8–0,4 млн л.н.

Исход человека из Африки ученые относят к широкому хронологическому диапазону – от 2 до 1 млн л.н. С нашей точки зрения, первая глобальная миграция из Африки в Евразию произошла 1,9(1,8) млн л.н. Одна из главных причин выхода человека из Африки – экологические изменения в восточной части этого континента после 2,5 млн л.н. Наступившее похолодание привело к резкому сокращению лесов и значительному увеличению территорий, занятых саванной. Расселение древнейших популяций в Евразию нельзя рассматривать как какой-то закономерный процесс. На рубеже финала плиоцена–раннего плейстоцена Африка соединялась с Аравийским п-овом не только на севере, но и на востоке. В это время в Восточной Африке, на Ближнем Востоке и в Аравии существовали сходные природные условия, и, проникнув на новый континент, человек остался, по существу, в прежней экологической нише.

С нашей точки зрения, миграция человека с Африканского континента имеет многофакторную основу. Наименее доказуемым нам видится предпо-

ложение о демографической причине. Суть его в том, что в Восточной Африке в плиоцене–плейстоцене из-за роста населения возникла необходимость расширения территории кормодобывания, поэтому часть популяции вышла за пределы континента и начала расселяться в Евразии. С учетом дивергенции, малочисленности групп, высокой смертности и непродолжительности жизни одного поколения маловероятно, что демографическая причина обусловила движение человека из Африки в Евразию.

Важная причина, которая могла побудить человека к перемещению, связана с миграцией жвачных и плотоядных животных из Африки в Евразию. В финале плиоцена–раннем плейстоцене на сопредельных с Восточной Африкой территориях в результате похолодания и аридизации климата также устанавливаются похожие экологические условия. В период финального плиоцена фауна млекопитающих Леванта была представлена главным образом видами, приспособленными к открытым пространствам и соответствующими экосистеме африканской саванны [Tchernov, 1992]. На территории Аравии в плиоцене–плейстоцене также получили распространение растительность африканского типа и сходный фаунистический комплекс [Thomas et al., 1998].

В начале плейстоцена из Африки в Евразию мигрировали многие виды животных [Kurten, 1968; Vrba, 1995]. На стоянке Убейдия в Израиле найдены останки таких восточноафриканских видов, как *Oryx*, *Kolpochoerus oldowaiensis*, *Hippopotamus gorgops*, *Pelorovis oldowaiensis*, *Crocota crocuta* и др. [Tchernov, 1992]. На северо-востоке Саудовской Аравии в пустыне Большой Нефуд в озерных отложениях на трех раннеплейстоценовых стоянках обнаружена такая же восточноафриканская фауна, как и в Убейдии [Thomas et al., 1998].

Причин, которые вызвали миграции гомининов из Африки в Евразию, безусловно, было много. Но главные среди них – изменение экологии в Африке и на сопредельных территориях Евразии, дальнейшее сапиентное развитие самого человека, массовые миграции определенных видов животных, вслед за которыми передвигался человек.

Левантский коридор не без основания считается одним из вероятных путей миграции животных и человека в раннем плейстоцене. В пользу этой версии свидетельствуют около десяти местонахождений возрастом от 2 до 0,8 млн лет, а также близость восточноафриканской и ближневосточной фауны. Баб-эль-Мандебский пролив при глобальном понижении Мирового океана также мог преодолеваться животными и человеком [Tchernov, 1992].

Самую раннюю глобальную миграцию из Африки в Евразию нельзя представлять как одномоментный процесс. Распространение первых людей на территории Евразии и заселение ими огромных пространств этого материка происходило в режиме постепенного освоения наиболее благоприятных для проживания экологических ниш и продвижения в сопредельные районы. Вектор этого движения детерминировался сходными природными условиями сопредельных территорий, массовыми миграциями животных и в последнюю очередь – демографическими причинами.

Первая глобальная миграция из Африки в Евразию, по нашему мнению, началась 1,9(1,8) млн л.н. *H. ergaster/erectus* покинул свою «колыбель» и двинулся за ее пределы. Таким образом, было положено начало первому Великому переселению, за которым последовало событие величайшей важности – заселение планеты человеком (рис. 12.3). Расселение древнейших популяций по земному шару нельзя рассматривать как какой-то закономерный процесс. Сам выход человека из Африки, видимо, был совершенно случайным событием, потому что экологические условия в это время в Восточной Африке и на сопредельных территориях Юго-Западной Азии и Аравии мало чем отличались друг от друга.

Миграционные процессы следует разделить на три качественных уровня: первоначальное заселение, освоение и инфильтрация. Первоначальное заселение – процесс первичного проникновения человека на незаселенные территории земного шара. В первую очередь в Евразии заселялись территории до 40° с.ш. и, как правило, низкогорья и среднегорья, где была наиболее благоприятная природная среда [Dennell, 2004]. Переход популяции человека в новые экологические условия протекал медленно и был сопряжен с постепенной адаптацией и выработкой новых стратегий. При благоприятной экологии человеческие коллективы могли длительное время жить в одном и том же месте или же в силу биологических причин, например, малочисленности и изолированности от других популяций, вымереть, а в результате резкого ухудшения природных условий – переместиться в более благоприятные районы.

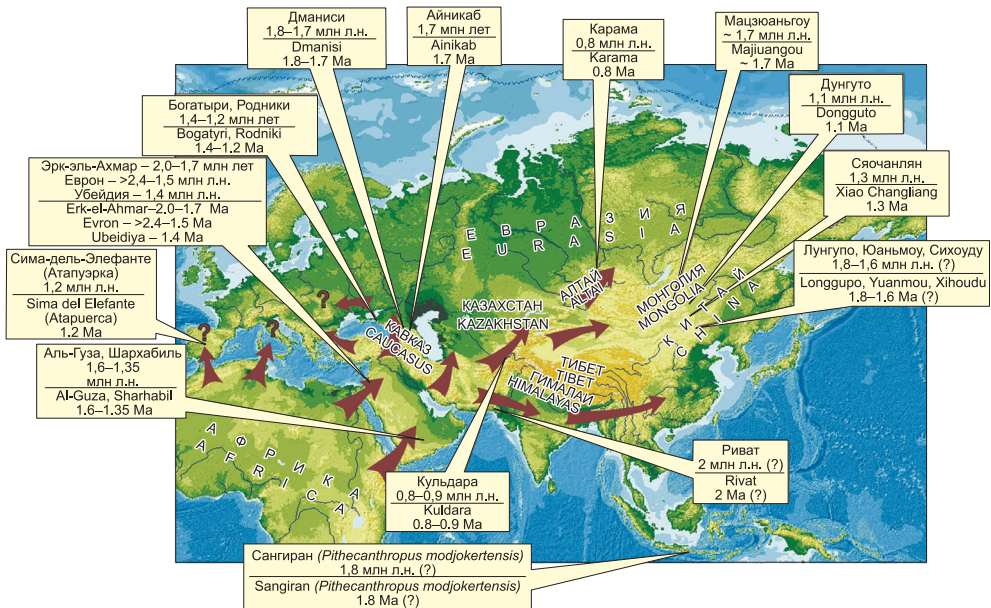


Рис. 12.3. Расселение *H. erectus* из Африки в Евразии.

Освоение – процесс постоянного проживания человеческих коллективов в течение длительного времени на территории, имеющей одинаковые природно-климатические условия, с момента ее первоначального заселения. В ходе освоения происходило совершенствование материальной и духовной культуры. Меняющиеся экологические условия в плейстоцене заставляли человека вырабатывать новые адаптационные стратегии, все полнее осваивать природные ресурсы региона. С ростом населения границы ареала расширялись. Нередко на уже занятую территорию приходили другие популяции людей. Данный процесс можно считать инфильтрацией. При таком сценарии дальнейшая судьба автохтонных популяций в силу ряда объективных и субъективных причин могла складываться по-разному (замещение автохтонного населения или аккультурация и ассимиляция).

Инновации в материальной культуре могли передаваться по принципу эстафеты. В эпоху палеолита территория Евразии была заселена частично: человек расселялся в наиболее удобных экологических нишах. Всегда оставались регионы, куда редко ступала нога человека. Совершая экспедиции с целью фуражирования, поиска новых источников каменного сырья, люди перемещались на многие десятки километров, и во время таких миграций могли вступать в контакты с популяциями соседних регионов. Когда эти контакты были мирными, люди обменивались опытом, знаниями, усовершенствованиями в первичной и вторичной обработке камня, адаптационными стратегиями, но такие комплементарные отношения, видимо, были большой редкостью.

Основной транзитный маршрут из Африки в Евразию пролегал через Левант и Аравию, но на этих территориях пока не открыты бесспорные местонахождения древностью 1,9–1,8 млн л.н. Геохронология некоторых местонахождений Евразии требует дополнительного подтверждения. Знания о самой ранней истории человечества, с нашей точки зрения, можно представить в виде айсберга: видимая, малая его часть представляет собой наши сегодняшние знания, а подводная, невидимая – знания, которые еще предстоит получить в результате последующих исследований. Если на карту Евразии нанести раннепалеолитические местонахождения в хронологическом интервале 1,8–0,4 млн л.н., мы увидим, что на огромной территории отмечены лишь отдельные небольшие по площади районы, где открыты и исследуются раннепалеолитические местонахождения. В связи с этим возникают вопросы о непрерывности заселения этих территорий популяциями людей и о степени дивергенции человеческих коллективов.

Южная Азия, безусловно, также была транзитной территорией при миграции человека в Центральную, Среднюю, Восточную и Юго-Восточную Азию. Но в Индии и Пакистане, как и на Ближнем Востоке и в Аравии, пока еще не обнаружены бесспорные раннепалеолитические местонахождения древностью 1,8 млн лет. Местонахождения с галечной индустрией Риват и Пэбби-Хиллс в Южной Азии требуют уточнения хронологии и подтверждения наличия искусственно обработанных каменных орудий.

В будущем в Евразии могут быть открыты сотни, а может, и тысячи раннепалеолитических местонахождений, но и это не может убедить исследователей, что на такой огромной территории в хронологическом интервале в 1,8(1,7)–0,4 млн л.н. не оставалось незаселенных человеком районов. С нашей точки зрения, эректусы в раннем палеолите расселялись в отдельных наиболее благоприятных по экологическим условиям районах. На их расселение большое влияние оказывали изменения природно-климатических условий во время похолоданий (оледенений) и потеплений (межледниковий), и поэтому у популяций из-за дивергенции должны были появляться разные адаптационные стратегии, равно как и локальные варианты в обработке камня. Называть раннепалеолитические индустрии, известные в Евразии, олдованскими неправомерно не только потому, что на этих территориях никогда не расселялись *H. habilis*, но и по той причине, что наряду со сходством некоторых технико-типологических показателей на этой огромной территории от Тихого до Атлантического океана они имели существенные различия.

На современном уровне знаний о раннем палеолите Евразии мы можем сделать один очень важный вывод: эта территория ~1,8–1,7 млн л.н. начала заселяться *H. erectus*, который, кроме того, сыграл стволообразующую роль в становлении человека современного антропологического и генетического типа. Эректусы обладали такими когнитивными способностями и умением менять адаптационные стратегии при смене экологических условий, что это позволяло им заселять все новые и новые территории. Подтверждением этому является местонахождение Карама, расположенное на 52° с.ш., возраст которого составляет минимум 800 тыс. лет.

Сложный вопрос, для аргументированного ответа на который пока нет достаточной фактологической базы, – численность караминской популяции и продолжительность ее обитания на Алтае. Малочисленная популяция, оказавшаяся в длительной изоляции, обречена на вымирание. Это связано с низкой средней продолжительностью жизни, болезнями, родственным скрещиванием, отсутствием генного дрейфа и другими объективными причинами. К сожалению, пока еще проведено мало исследований, которые могли бы помочь в решении этой проблемы. Имеющиеся данные о минимальной численности в 250–400 человек для обеспечения жизнедеятельности популяции [Wobst, 1974], а также результаты некоторых других исследований (см., например [Birdsell, 1968] и др.) не могут в полной мере убедить в справедливости таких расчетов. Можно согласиться с тем, что популяция численностью 150–300 человек может поддерживать свою биологическую выживаемость. Остается невыясненным вопрос – как долго могли сохраняться небольшие коллективы людей в условиях полной или частичной дивергенции? Мелкие группы (около 100 человек), которые первыми покинули Африку, по мнению исследователей, возможно, вымерли через несколько поколений, и потому в большинстве регионов нижнепалеолитические последовательности на местонахождениях являются прерывистыми [Bar-Yosef, 2006, p. 484].

Местонахождение Карама дает нам основания считать, что популяция людей (поздних эректусов), мигрировавших на Алтай ~ 800 тыс. л.н., расселилась на этой территории в течение ~250 тыс. лет. Столь длительное пребывание одной и той же популяции на местонахождении свидетельствует о колонизации этой территории. Но местонахождение Карама пока единственное, на котором зафиксировано четыре культуросодержащих слоя, относящихся к временному интервалу ориентировочно в 250 тыс. лет, и оно не дает ответа на вопрос о том, как широко в географическом отношении расселились на территории Южной Сибири поздние эректусы и какова была их дальнейшая судьба – вымерли ли они из-за дивергенции или с наступлением похолодания в МИС 14 переселились в районы с более комфортными природно-климатическими условиями.

### 12.3. ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЧЕЛОВЕКА СОВРЕМЕННОГО ТИПА

До середины прошлого века господствовала гипотеза линейной эволюции человека: австралопитек – архантроп (*Homo ergaster, habilis, erectus*) – палеоантроп (*H. neanderthalensis*) – неоантроп (*H. sapiens*). Многие ученые считали всех гомининов возрастом более 150 тыс. лет, останки которых были найдены в Африке и Евразии, палеоантропами. Во второй половине XX в. в Европе были выделены довьюрмские (атипичные), «классические» вюрмские и отчасти палестинские неандертальцы. Ученые отказались от отнесения поздне-, средне- и ранне-верхнеплейстоценовых гомининов к неандертальцам, хотя их индустрию, представленную в Северной Африке, продолжали называть мустьерской.

В конце XX в. при секвенировании ДНК неандертальца и современного человека в геноме последнего не было выявлено неандертальских последовательностей, и неандертальцы оказались вычеркнутыми из родословной современного *H. sapiens*. Некоторые ученые даже предложили исключить из антропогенеза *H. erectus*. Возник хиатус между австралопитеками и *H. sapiens*.

Были разработаны две основные гипотезы антропогенеза. Первая гипотеза – моноцентрическая – предполагает происхождение современного человека в Африке и его расселение 80(70)–50 тыс. л.н. в Евразии с замещением автохтонных популяций или с некоторой гибридизацией в отдельных регионах. Вторая гипотеза – мультирегиональной эволюции, суть которой заключается в том, что там, где расселялись популяции эректусов, мог происходить процесс становления *H. sapiens*.

За последние сто лет антропологи выделили более 50 видов плейстоценовых гомининов [Henneberg, 2009]. С моей точки зрения, независимо от того, какое количество видов уже выделено или будет выделено исследователями в будущем, все они являются потомками одного предкового биологического вида *Homo erectus* (рис. 12.4). Мои выводы о филогенезе рода *Homo* во многом совпадают с «гипотезой единственного вида», предложенной исследователями в начале второй половины прошлого века [Brace, 1967; Wolpoff, 1968, 1971].

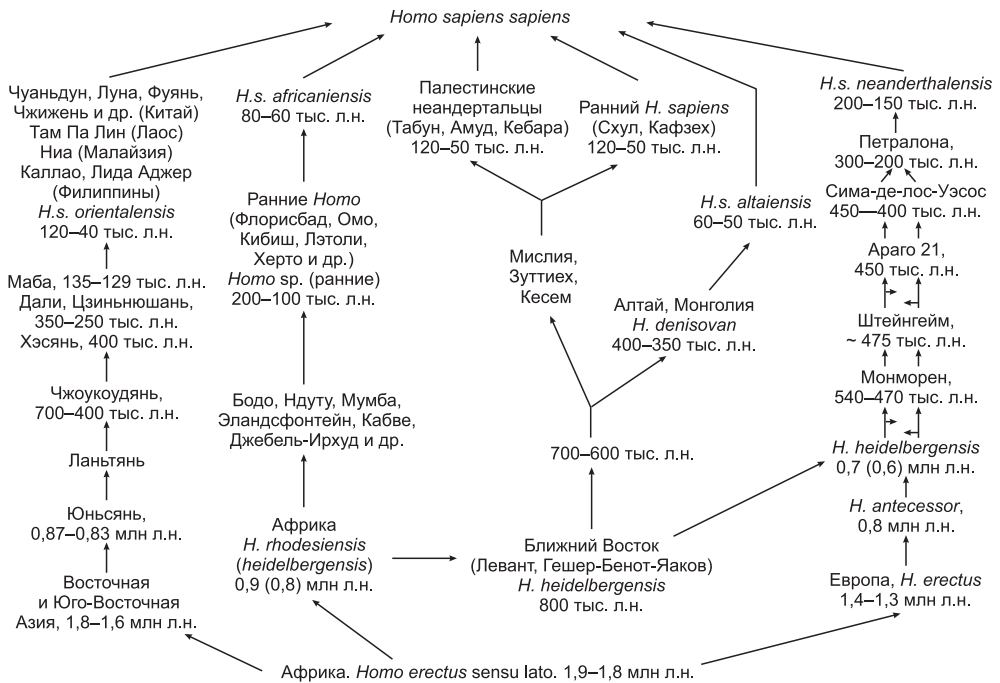


Рис. 12.4. Филогенез *H. erectus* в Африке и Евразии.

Подтверждением тому, что в плейстоцене в Африке и Евразии шло эволюционное развитие одного биологического вида, являются результаты секвенирования ДНК. На конечном этапе двухмиллионлетней эволюции *H. erectus*, в середине позднего плейстоцена (80–40 тыс. л.н.), в Африке и Евразии исследователи выделяют три таксона: *H. sapiens* (Африка), *H. neanderthalensis* (Европа), денисовец (Алтай). Все эти таксоны в ходе миграции людей современного вида из Африки в Евразию скрещивались между собой: люди современного вида – с неандертальцами и денисовцами, в равной мере как и два последних таксона друг с другом. Это было возможным, потому что у них была одна предковая основа – *H. erectus* и сохранялась открытая генетическая система. На протяжении двухмиллионлетней эволюции все выделенные антропологами так называемые виды могли вступать в интербридинг (скрещиваться). В результате чего происходила ассимиляция, и у них рождалось репродуктивное потомство. В хронологическом диапазоне 800–40 тыс. л.н. в Восточной и Юго-Восточной Азии сформировался еще один подвид – *H. sapiens orientalis*.

В результате миграции *H.s. africanensis* произошло скрещивание между этими четырьмя таксонами, и на корневой (стволовой) основе африканских современных людей 80–30 тыс. л.н. сформировались *H.s. sapiens sensu lato*. Это могло осуществиться при условии, что виды, выделенные исследователями, произошли от одного предка – *H. erectus* и сохраняли открытую генетическую систему, между ними были возможны интербридинг и интрогресс-

сия. В ходе эволюции по сапиентной линии постоянно происходили качественные изменения в связи с необходимостью адаптации к меняющимся природно-климатическим условиям, новой экологии, болезням, при миграции человека в другие регионы.

В эволюции человека по сапиентной линии я выделяю три этапа: 1) ~800 тыс. л.н. в Африке в процессе эволюции происходит формирование таксона, который антропологи делят на два хроновида: *H. heidelbergensis* и *H. rhodesiensis*; 2) 200–80 тыс. л.н. в Африке формируется ранний *H.s. africanensis*, в Европе – *H.s. neanderthalensis*, в Северной и Центральной Азии – *H.s. altaiensis*, в Восточной и Юго-Восточной Азии – *H.s. orientalis*; 3) 80–40 тыс. л.н. в результате миграционных процессов людей современного типа из Африки в Евразию произошел интербридинг (скрещивание) мигрантов в Европе с *H.s. neanderthalensis*, в Северной и Центральной Азии – с *H.s. altaiensis*, в Восточной и Юго-Восточной Азии – с *H.s. orientalis*, что в конечном итоге 40–30 тыс. л.н. привело к формированию человека современного типа [Деревянко, 2011, 2012, 2019; и др.].

Рассмотрим проблему происхождения человека современного типа, исходя из этой гипотезы, более подробно. Давайте представим эволюционную линию развития человека. Шесть-семь миллионов лет назад произошло разделение предковой популяции (назовем ее нулевой, чтобы не вызывать дискуссию по поводу того, какой вид гоминидов разделился) на две ветви: человекообразных и австралопитековых, которые в эволюционной цепочке заняли линию развития в сторону сапиентации. Древность появления первых орудий в настоящее время оценивается в 3,3 млн лет. Изготовителями этих орудий могли быть австралопитековые и какой-то таксон, который представлял собой самый ранний вид *Homo*, еще не открытый археологами и антропологами. Таким образом, почти 3,5 млн лет после первого разделения, которое имеет величайшее значение, ушло на то, чтобы наши далекие предки осознали необходимость искусственно усложнять предметы природной среды – палки, кости, камни, обрабатывать их, придавая им большую эффективность при использовании в своих хозяйственных нуждах. Важнейшим шагом на пути развития рода *Homo* стало умение передавать эти навыки внутри коллектива.

Первым представителям рода *Homo* было фантастически трудно найти свою нишу в окружающем мире. Нашим далеким предкам приходилось выживать в невероятно трудных условиях постоянной борьбы с хищниками за пищевые ресурсы. И сам человек был хищником по отношению к травоядным и падальщиком по отношению к крупным хищникам, питаясь остатками их добычи. Недостаточность пищевых ресурсов, голод, нападения хищников, природные катаклизмы и многое другое могли прервать тонкую эволюционную линию гуманизации. Но слабый огонек разума, зародившийся в Африке, не угас. Процесс накопления знаний, опыта, передачи первого и второго от старших к младшим был крайне медленным. Тем не менее *H. erectus* смогли расселиться на значительной территории Евразии, в том числе в Сибири, достигнув 52° с.ш. (Карамы).

Примерно 1,75 млн л.н. в Африке у *H. erectus* появляется ашельская индустрия с ручными рубилами и кливерами. В Евразию *H. erectus* с ашельской индустрией мигрировали ~1,4 млн л.н. (рис. 12.5). Об этом свидетельствует стоянка Убейдия в Израиле. Эту миграцию нельзя считать удачной, потому что на сопредельных территориях за пределами Леванта ашельская индустрия не распространилась широко. В Африке во второй половине раннего плейстоцена продолжалось дальнейшее эволюционное развитие *H. erectus* по сапиентной линии. По мнению антропологов, ~0,8 млн л.н. в Африке произошло событие видообразования: *H. erectus* дал начало новому виду, который получил разные названия – *H. heidelbergensis*/*H. rhodesiensis* [Bräuer, 2001, 2007, 2012; Hublin, 2001, 2009; Rightmire, 1996, 1998; и др.]. С моей точки зрения, образование двух хроновидов *H. heidelbergensis* и *H. rhodesiensis* произошло в результате не события видообразования, а эволюционного развития *H. erectus*. Формирование *H. heidelbergensis*/*rhodesiensis* необходимо выделить как особый этап потому, что этот таксон стал предковым для человека современного вида, неандертальца и денисовца [Stringer, 2012]. У этого таксона в геноме были гены человека современного вида, денисовца и неандертальца, что впоследствии подтвердило секвенирование ДНК.

Формирование *H. rhodesiensis*/*heidelbergensis* считаю первым важным этапом в становлении человека современного типа. *Homo rhodesiensis* остались в Африке, и на их предковой основе 200–150 тыс. л.н. сформировались люди современного вида. Другая роль в филогенезе была у *H. heidelbergensis*. Около 800 тыс. л.н. эта популяция мигрировала на Ближний Восток. В Израиле открыто и фундаментально исследовано одно из уникальных местонахождений Гешер-Бенот-Яков, которое свидетельствует о миграции гейдельбергцев в Евразию, где они встретились с коренным населением, потомками

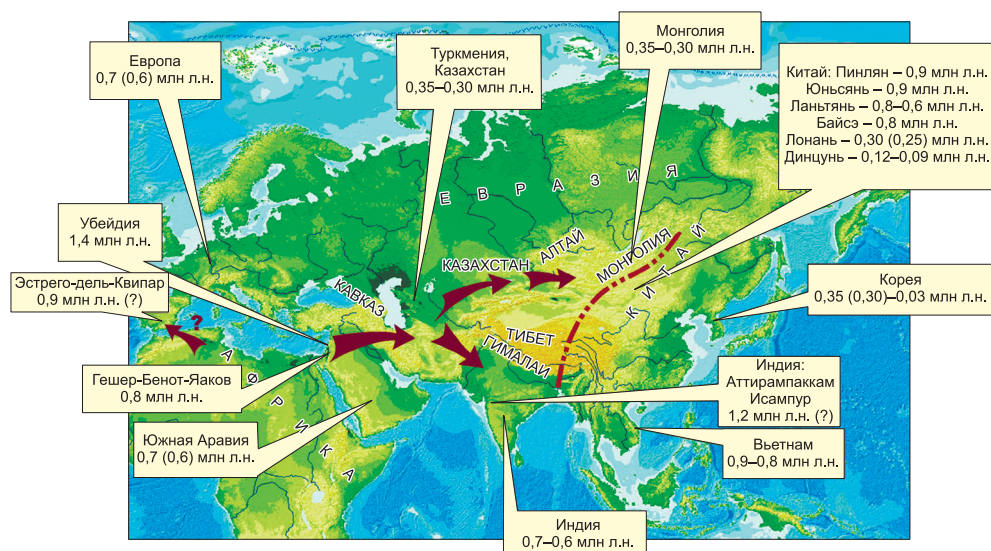


Рис. 12.5. Распространение *H. heidelbergensis* с ашельской индустрией.

гомининов первой миграционной волны – поздними эректусами с галечно-отщепной индустрией. На Ближнем Востоке, точнее в Леванте, сделано небольшое количество информативных антропологических находок в пещерах Зуттиех, Кесем, Мислия, Табун, Схул, Кафзех, Амуд, Кебара. Все средне-плейстоценовые окаменелости несут в себе ярко выраженную мозаику морфологических признаков людей современного вида и неандертальцев. На основании этого мы пришли к выводу, что в Леванте 130–110 тыс. л.н. сформировались ранние современные люди и палестинские неандертальцы.

Часть *H. heidelbergensis* 700(600) тыс. л.н. распространились из Леванта на северо-запад – в Турцию, на Кавказ, в Европу и на восток – на Иранское нагорье и в Южную Азию. В Европе гейдельбергерцы встретили коренное население – поздних эректусов. В среднем плейстоцене в Западной Европе выявлено несколько индустрий – галечно-отщепная, клетонская, буда, малоразмерных орудий (тейякская?) и ашельская, а также исследователями установлена большая вариативность в морфологии гомининов.

Информативных антропологических находок, относящихся к финалу раннего плейстоцена, в Западной Европе сделано немного: Сима-дель-Элефанте (1,3–1,2 млн л.н.) и Гран-Долина TD 6 (800 тыс. л.н.). Испанские антропологи и археологи выделили окаменелости из горизонта TD 6 в особый вид *H. antecessor*, который сформировался на предковой основе *H. erectus*, обнаруженных в Сима-дель-Элефанте. В Западной Европе выделили несколько видов среднеплейстоценовых гомининов: Монморен, Мауэр, Сванскомб, Чепрано, Штейнгейм, Вертешселеш, Фонтешевад, Петралона и др. Все эти окаменелости среднего плейстоцена сформировались в результате скрещивания *H. antecessor* с *H. heidelbergensis*, в равной мере как и между собой, потому что у них была общая предковая основа и, следовательно, открытая генетическая система.

Для решения проблемы филогенеза гомининов среднего плейстоцена большое значение имеют находки на уникальном местонахождении Сима-де-лос-Уэсос, где обнаружены краниальные и посткраниальные останки как минимум 28 индивидов. Секвенирование ДНК окаменелостей из этого местонахождения древностью 450–400 тыс. лет выявило митохондриальную ДНК денисовца и ядерную неандертальца. Это подтверждает вывод о том, что у *H. heidelbergensis* и *H. rhodesiensis* до их разделения в результате миграции первых в Евразию в геноме в разной степени присутствовали гены современного человека, неандертальца и денисовца. Миграция *H. heidelbergensis* в Евразию примерно 800 тыс. л.н. и привела к разделению геномной последовательности на людей современного вида, с одной стороны, и денисовцев/неандертальцев, с другой, что подтверждается генетическими исследованиями [Meуer et al., 2012]. В Африке на предковой основе *H. rhodesiensis* произошло формирование ранних *H. sapiens*, а в Евразии, на Ближнем Востоке – людей современного вида и палестинских неандертальцев, в Европе – классических неандертальцев, в Центральной и Северной Азии – денисовцев.

Гоминины Сима-де-лос-Уэсос, видимо, относятся к тому пороговому рубежу, начиная с которого все отчетливее проявляется неандертализация го-

мининов. Некоторые исследователи считают, что неандертальцы оформились как вид в середине среднего плейстоцена. Однако окаменелости, например, Петралона древностью 300–200 тыс. лет, еще имеют хорошо читаемые эректоидные признаки, что не позволяет с уверенностью отнести их к таксону неандертальцев. Более того, окаменелости из Лазаре во Франции древностью 190–120 тыс. лет и Апидима 1 и 2 в Греции древностью 160 тыс. лет М.-А. де Люмлей отнесла к поздним эректусам, преднеандертальцам, а расселение классических неандертальцев в Западной Европе она датирует в диапазоне 120–37 тыс. л.н. [Lumley, 2019]. Мы считаем, что оформление мустьерской индустрии и неандертальцев как таксона произошло в хронологическом диапазоне 200–150 тыс. л.н. Неандертальцы также сыграли важную роль в формировании человека современного вида, когда ранние *H. sapiens*, мигрируя из Африки в Европу, частично ассимилировались с неандертальцами. Об этой ранней ассимиляции свидетельствуют результаты секвенирования ДНК человека современного анатомического вида из пещеры Оасэ в Румынии древностью 37–42 тыс. лет, которое показало, что до 9 % в геноме этой особи – от неандертальцев [Fu et al., 2015]. Со временем доля неандертальцев в геноме у современных людей уменьшилась. И у каждого из нас (за исключением африканцев, потому что неандертальцы никогда не расселялись в Африке) в геноме сохранились 1–2 % генов *H. neanderthalensis*. Таким образом, неандертальцы также приняли участие в формировании современного человечества, и их необходимо относить к подвиду *H. sapiens* и обозначать *H.s. neanderthalensis*.

Кто такие денисовцы? Исследователи задают этот вопрос и пытаются ответить на него в течение последних 10 лет. Выделение денисовского таксона – полная неожиданность для научного сообщества, изучающего проблему формирования человека современного вида. Впервые в мире был выделен таксон без антропологических находок (которые позволили бы установить его морфологию), лишь на основании секвенирования ДНК из фаланги мизинца девочки-подростка [Krause et al., 2010].

В 1983 г. мы начали работы на Алтае. Исследования проводились на 11 открытых и 9 стоянках в пещерах с самым широким привлечением специалистов естественно-научного профиля. Все палеолитические местонахождения, в том числе Денисова пещера, были многослойными, с хорошей стратиграфией, и к началу XXI в. удалось накопить обширнейший материал по палеолиту Алтая. Сравнительный анализ с палеолитом других территорий привел к выводу о схожести, а порой и тождестве не только ранних этапов среднего палеолита, в частности нижнего 22-го культуросодержащего горизонта в центральном зале Денисовой пещеры, но и вышележащих верхнепалеолитических слоев с соответствующими по времени индустриальными комплексами Леванта. В 2001 г. была опубликована статья о переходе от среднего палеолита к верхнему на Алтае и высказана гипотеза о появлении пластинчатой индустрии на этой территории в результате миграции популяций гомининов с Ближнего Востока, из Леванта [Деревянко, 2001]. Это предположение подкрепляется все новыми и новыми фактами. Появление

ние гомининов с леваллуазским расщеплением на Алтае вначале датировалось  $282 \pm 56$  тыс. л.н. (РТЛ-548) [Деревянко и др., 2003]. По последним данным, гоминины из Леванта (денисовцы) расселились в Денисовой пещере  $\sim 330(300)$  тыс. л.н. [Jacobs et al., 2019].

Для историко-культурной и стратиграфической последовательности Денисовой пещеры к настоящему времени разными методами в лабораториях разных стран получено уже около 100 дат, которые позволяют достаточно точно проследить процесс осадконакопления и эволюцию каменной индустрии. Из культуросодержащего горизонта 22.1 с датой  $(287 \pm 41)$ – $(250 \pm 44)$  тыс. л.н. удалось извлечь моляр (Денисова 2). Секвенирование ДНК этого образца позволило отнести его к денисовскому таксону, что подтвердило первоначальное заселение пещеры денисовцами. Антропологические находки денисовцев сделаны в историко-культурной последовательности слоев 22.1–11. Таким образом, эволюция денисовского человека и его каменной индустрии имеет почти 300-тысячелетнюю историю.

Самые близкие аналогии ранней денисовской индустрии находятся в ашело-ябрудьенской индустрии Леванта. На транзитной территории миграции гомининов из Леванта на юг Сибири пока обнаружено немного стоянок, свидетельствующих об этом процессе. Судя по имеющимся археологическим материалам, расселение гейдельбергцев восточнее Индии произошло не в ходе первоначальной миграции 700(600) тыс. л.н., а в рамках второй миграции из Леванта, которая началась  $\sim 400$  тыс. л.н. Это подтверждают результаты секвенирования ДНК. Разделение неандертальцев и денисовцев произошло ориентировочно 470–380 тыс. л.н. Следовательно, расселение поздних гейдельбергцев на восток Азии началось  $\sim 400$  тыс. л.н. Именно поздние гейдельбергцы (денисовцы) с ашельской индустрией заселили Туркменистан, Казахстан, Монголию. Их миграционной маршрут пролегал севернее Гималаев и Тибета. В пещере на северо-востоке Тибета обнаружена челюсть древностью  $\sim 160$  тыс. лет, которую антропологи определили как денисовскую [Chen et al., 2019]. Вместе с челюстью не было найдено каменных орудий, но в 300–400 км от этого местонахождения, в Синьцзяне, в 2004 г. Российско-китайско-американской экспедицией открыты несколько стоянок с культуросодержащим слоем в поверхностном залегании. Стоянки относятся к хронологическому диапазону от раннего–среднего до верхнего палеолита. На этих стоянках обнаружено леваллуазское и пластинчатое расщепление, и в целом эволюция индустрии тождественна денисовской [Деревянко и др., 2011, 2012]. Еще одно подтверждение того, что денисовцы расселялись в Тибете, – выявленная у тибетцев высотная адаптация как следствие интрогрессии ДНК денисовского человека [Huerta-Sánchez et al., 2014].

Уникальное местонахождение в гроте Оби-Рахмат, свидетельствующее о расселении денисовцев в Узбекистане, исследовалось в 60-х гг. прошлого века [Сулейманов, 1972]. В 1998–2003 гг. исследование грота Оби-Рахмат было продолжено Российско-узбекской экспедицией [Грот..., 2004; Деревянко и др., 1998, 1999]. Самый ранний культуросодержащий слой 21 имеет ESR-дату  $87\ 100 \pm 3900$  л.н. В слоях с 21-го по 2-й в пещере выявлена леваллуазская

и пластинчатая индустрия, аналогичная денисовской. В культуросодержащем слое возрастом ~50 тыс. лет индустрия имеет верхнепалеолитический облик, т. е. в пещере можно проследить эволюцию от среднего к верхнему палеолиту. В 2003 г. в 16-м культуросодержащем слое удалось обнаружить шесть зубов верхней челюсти и примерно 150 мелких фрагментов черепа. Этот слой ориентировочно датируется ~60 тыс. л.н. Зубы из 16-го слоя отличались большими размерами, и исследователи сравнивали их с зубами из пещеры Оасэ в Румынии [Гланц и др., 2004; Bailey et al., 2008; Glantz et al., 2008]. Зубы денисовского человека по своим размерам близки к зубам из пещеры Оасэ и грота Оби-Рахмат. Фрагменты черепа четко отражают структуру, более соответствующую современному человеку, с некоторыми неандертальскими морфологическими признаками [Виола и др., 2004]. Судя по тождественности денисовской и оби-рахматской индустрий, вся культурно-историческая последовательность в гроте Оби-Рахмат оставлена денисовцами. Антропологические находки в этом гроте также относятся к денисовскому человеку, который, видимо, наряду с сапиентными, сохранял и неандертальские морфологические признаки.

Индустрия денисовского типа обнаружена на стоянках Ушбулак, открытых в северо-восточной части Казахстана Российско-казахстанской экспедицией. В этом районе исследуется ряд стоянок-мастерских, расположенных на выходах кремнистого сырья хорошего качества [Анойкин и др., 2018а,б; Шуньков и др., 2016а,б]. Эти стоянки-мастерские относятся к раннему верхнему палеолиту. Нельзя исключать, что в дальнейшем в этом районе исследователи откроют более ранние стоянки, свидетельствующие о переходе от среднего к верхнему палеолиту.

Средне- и верхнепалеолитическая индустрия денисовского типа открыта на стоянках в различных районах Монголии [Деревянко, 2010; Окладников, 1981; и др.]. Денисовская верхнепалеолитическая пластинчатая индустрия обнаружена и исследуется на стоянках в Северном Китае и на Корейском п-ове [Деревянко, 2001, 2005а, 2006а,б]. Переход к верхнему палеолиту по европейским технико-типологическим стандартам каменной индустрии в Корею и Северном Китае в значительной степени связан с миграцией денисовцев с пластинчатой индустрией на эти территории. Я уверен, что в будущем из антропологических находок возрастом 45–35 тыс. лет на этих территориях исследователями будут выделены денисовские гены. Кроме того, денисовская индустрия открыта и исследуется на многих стоянках на юге Сибири. Это свидетельствует о распространении средне- и верхнепалеолитической индустрии денисовского типа на обширной территории не только Центральной, но и Северной и Восточной Азии.

В индустрии Денисовой пещеры и других стратифицированных стоянок открытого типа и в пещерах на Алтае в хронологическом диапазоне 60–50 тыс. л.н. четко фиксируется начало перехода от среднего к верхнему палеолиту: возрастает доля пластинчатых заготовок; все чаще в качестве исходного материала используется кость; появляются изделия неутилитарного назначения. На Алтае в разной степени изучено около 30 культуро-

содержащих горизонтов, относящихся к хронологическому диапазону 60–40 тыс. л.н. У нас есть все основания утверждать, что не позднее 50 тыс. л.н. у денисовцев на этой территории произошел переход к верхнему палеолиту. Об этом свидетельствуют: преобладание пластинчатого с примесью левалуазского первичного расщепления; большой процент различных типов скребков среди каменных изделий, ножей, сверл, наконечников, резцов и т. д., костяных игл, шильев, проколов; большое количество различных украшений из кости, камня, скорлупы; предметы искусства.

Секвенирование ДНК современных популяций Австралии и островной части Юго-Восточной Азии показало, что до 5–6 % генов денисовцев присутствует у многих народов, проживающих на этих территориях. Меньший процент генов денисовцев выявлен у жителей континентальной части Восточной Азии и Америки. Мы уверены, что в новых плейстоценовых окаменелостях, которые будут обнаруживаться в дальнейшем в Восточной и Юго-Восточной Азии, также будет фиксироваться в разной степени генный пул денисовцев.

На основании наличия у современных народов генного материала денисовцев, а также учитывая, что материальная и духовная культура этой древней популяции в самом раннем верхнем палеолите была очень яркой и разнообразной, нами было предложено обозначать денисовцев начиная с 60–50 тыс. л.н. *H.s. altaiensis* [Деревянко, 2011, 2012, 2019; и др.].

Несколько другая судьба была у *H. erectus*, расселившихся в Восточной и Юго-Восточной Азии 1,8(1,7) млн л.н. В течение более 1,5 млн лет азиатские эректусы расселялись на востоке Азии в значительной изоляции от афроевропейских эректусов. Но у них, несмотря на дивергенцию, эволюционное развитие также шло по сапиентной линии. В результате восточноазиатские гоминины среднего плейстоцена, невзирая на огромное расстояние, которое отделяло их от афроевропейских поздних эректусов, имели немало схожих с ними эректоидных и сапиентных признаков. Особенно ярко это проявилось в антропологических находках Цзиньнюшань и Дали, которые многие антропологи по сходству в морфологии относят к *H. heidelbergensis*, несмотря на то что последние никогда не расселялись в Восточной и Юго-Восточной Азии. Это сходство объясняется развитием западных и восточных гомининов по сапиентной линии. В хронологическом диапазоне 120–40 тыс. л.н. в Восточной и Юго-Восточной Азии сделано более 10 антропологических находок, которые исследователи относят к людям современного вида. Я предлагаю выделить эти окаменелости в подвид *H.s. orientalis*.

Ранние люди современного вида начали расселяться в Евразии 80–40 тыс. л.н. Это третий этап формирования человека современного вида. При расселении в Европе у них происходили интербридинг, интрогрессия и аккультурация с *H.s. neanderthalensis*, в Северной и Центральной Азии – с *H.s. altaiensis*, в Восточной и Юго-Восточной Азии – с *H.s. orientalis*. В результате этих ассимиляционных процессов 40–30 тыс. л.н. сформировался *H.s. sapiens sensu lato*.

Таким образом, в ходе двухмиллионного эволюционного развития *H. erectus* у всех таксонов, обладающих как морфологическим сходством, так

и различиями, сохранялись по отношению друг к другу открытая генетическая система и способность к интербридингу и интрогрессии. На третьем, заключительном этапе эволюции *H. erectus* его далекие потомки *H.s. africanensis*, *H.s. neanderthalensis*, *H.s. altaiensis* и *H.s. orientalis* не утратили способность к скрещиванию между собой, в результате чего у них рождалось жизнеспособное потомство [Fu et al., 2015; Green et al., 2010; Krause et al., 2010; Prüfer et al., 2014; и др.].

Второй, не менее важный вопрос: если в основе всей эволюционной цепочки, ведущей к человеку современного вида, лежит один биологический вид – *H. erectus*, то почему на финальном этапе (200–80 тыс. л.н.) сформировались четыре подтипа *H.s. sapiens*? Ответ будет кратким. Ранний *H. sapiens* сформировался в Африке в результате постепенного эволюционного развития *H. erectus*. Последним звеном этой эволюционной цепочки был *H. rhodesiensis*. Эволюционное развитие этого хроновида и привело к формированию *H.s. africanensis*, который расселялся на юге, востоке, севере Африки и также имел некоторые морфологические отличия, обусловленные региональной спецификой.

На Ближнем Востоке, в Леванте, гейдельбергские популяции скрещивались с поздними эректусами первой миграционной волны с ашельской индустрией (Убейдия), и в результате интрогрессии сформировались ранние люди современного вида (Схул, Кафзех) и палестинские неандертальцы.

В Европе формирование *H.s. neanderthalensis* происходило на фоне интербридинга *H. heidelbergensis* с поздними эректоидными формами, расселявшимися на этой территории в среднем плейстоцене, что оказало влияние на конечный результат эволюционного процесса. В Западной Европе в среднем плейстоцене исследователями выделено около 10 видов, которые отличались большим морфологическим разнообразием, выразившимся в разном сочетании эректоидных и сапиентных признаков. Значительная вариабельность прослеживается и в каменной индустрии. Это явилось результатом интербридинга, интрогрессии и аккультурации поздних эректусов с галечно-отщепной и гейдельбергских популяций с ашельской индустрией, а также их расселения в различных экологических условиях на севере и юге континента. В конечном итоге этого сложного эволюционного процесса 200–150 тыс. л.н. сформировались европейские неандертальцы с мустьерской индустрией.

*Homo sapiens orientalis* сформировался в Восточной и Юго-Восточной Азии на основе первых *H. erectus* в результате длительной эволюции под влиянием дивергенции и региональной специфики. Очень вероятно, что в процессе эволюции у гомининов на этой территории происходил генный дрейф с популяциями, расселявшимися в сопредельных районах. Об этом свидетельствует тот факт, что у современных народов Восточной и Юго-Восточной Азии в генофонде сохраняется небольшой генный пул от денисовцев и неандертальцев.

Таким образом, ранние люди современного вида сформировались в Африке в результате анагенетической эволюции *H. rhodesiensis*, расселявшегося в разных районах континента. В среднем плейстоцене на этих территориях

не было других таксонов, и в результате 600(700)-летней эволюции в Африке 200–100 тыс. л.н. сформировался *H.s. africanensis* с наибольшим генетическим разнообразием. *Homo sapiens africanensis*, мигрировав в Евразию, стал стволовой (корневой) основой при ассимиляции с аборигенными популяциями и становлении *H.s. sapiens sensu lato*. Интербридинг, интрогрессия и аккультурация между *H. heidelbergensis* с ашельской индустрией и поздними эректоидными формами на Ближнем Востоке и в Европе привели к формированию ранних современных людей и палестинских неандертальцев в Леванте и европейских неандертальцев. *Homo sapiens altaiensis* – популяция, отделившаяся от поздних *H. heidelbergensis* в Леванте ~400 тыс. л.н. и мигрировавшая в Центральную и Северную Азию. В процессе миграции, возможной ассимиляции с другими поздними гейдельбергскими популяциями в Южной Азии, а затем в результате расселения на юге Сибири и в Центральной Азии произошло формирование этого таксона. Эволюционное развитие по сапиентной линии *H. erectus* в Восточной и Юго-Восточной Азии и возможный обмен генным материалом с популяциями сопредельных территорий привел к формированию *H.s. orientalis*. Все эти четыре таксона, являясь потомками одного биологического вида *H. erectus* и формируясь в разных условиях, сохраняли открытую генетическую систему, и при миграции *H.s. africanensis* в Евразию они сформировали 50–30 тыс. л.н. *H.s. sapiens sensu lato*.

Некоторые исследователи на основании того, что у современных популяций (не африканцев) выявлен лишь небольшой процент генов от неандертальцев и денисовцев (1,5–2,1 % от неандертальцев [Prüfer et al., 2014] и 5–6 % от денисовцев у современного населения островной части Юго-Восточной Азии и Австралии [Reich et al., 2011]), «вычеркивают» их из нашей родословной. Однако такой вывод нельзя считать корректным. На раннем этапе интербридинга (80–30 тыс. л.н.) процент генов, унаследованных в результате скрещивания с коренными популяциями в Европе и Азии, у людей современного типа был значительно выше [Fu et al., 2015]. Это помогало мигрантам из Африки адаптироваться к местным условиям, болезням, укрепляло их иммунную систему.

Нельзя не согласиться со следующим утверждением Д.Е. Либермана: «...Если обнаружатся доказательства того, что люди и неандертальцы скрещивались и что у людей современного анатомического типа имеются некоторые неандертальские антропоморфные черты, тогда, разумеется, следует включить неандертальцев в наш вид» [Lieberman, 2003, p. 663].

В 2005 г. я опубликовал статью, в которой писал следующее: «Со студенческих лет у меня было какое-то особое отношение к неандертальцам. Они представлялись мне настоящими землепроходцами, которые мужественно осваивали северные широты. Мне думается, что если бы европейского неандертальца можно было сводить в салон к модному парикмахеру, надеть на него фрак, то он, наверное, не смог бы дирижировать симфоническим оркестром, но слушал бы музыку Вивальди с большим удовольствием. Уважаемые коллеги – господа ученые, не обижайте, пожалуйста, неандертальцев. Они тоже наши предки!» [Деревянко, 2005б, с. 107].



## Глава 13

### ФОРМИРОВАНИЕ НООСФЕРЫ ЗЕМЛИ

Появление человека в биосфере Земли изменило ее состояние и направление развития, породив еще одну геосферу Земли – ноосферу. Понятие «ноосферы» введено Эдуардом Леруа под влиянием идей В.И. Вернадского об эволюции биосферы, и было развито последним, который определил ноосферу как *«последнее изменение долгих состояний эволюции биосферы в геологической истории – состояние наших дней»* [Вернадский, 1944]. Он писал: *«С человеком, несомненно, появилась новая огромная геохимическая сила на поверхности нашей планеты. Равновесие в миграции элементов, которое установилось в течение длительных геологических времен, нарушается разумом и деятельностью человечества. Мы находимся в настоящее время в периоде изменения этим путем условий термодинамического равновесия внутри биосферы»*. В.И. Вернадский также подчеркивал, что *«в геологической истории биосферы перед человеком открывается огромное будущее, если он поймет это и не будет употреблять свой разум и свой труд на самоистребление»* [Вернадский, 1944].

Зарождение ноосферы относится к тому периоду эволюции человечества, когда произошла социализация человека, и он обрел ряд качеств, которые резко противопоставили его другим представителям животного мира. Благодаря им человек приобрел способность к объединению в сообщества, в которых отдельные представители были дифференцированы по отношению к средствам и способам производства. Наиболее заметные изменения в этом направлении произошли где-то около 70 тыс. лет назад [Харари, 2011].

#### 13.1. СОЦИАЛИЗАЦИЯ *HOMO SAPIENS*

Р. Томаселло [2018] обратил внимание на следующую важную проблему в формировании человеческого общества, не вполне согласующуюся с законами эволюции. Последние способствуют выживанию наиболее приспособленных существ. Если в процессе эволюции каждый индивидуум стремится максимально увеличить собственную выживаемость, то как люди пришли к пониманию того, что вместе им будет выживать легче? Эта проблема напря-

мую связана с образованием между первыми людьми социальных отношений, определяющих зависимость отдельного индивидуума от других членов сообщества. Причины образования таких взаимоотношений, очевидно, было много. Прежде всего они были связаны с добыванием пищи и сохранением потомства.

Согласно Р. Томаселло [2018], первобытные люди, занятые совместной добычей пропитания, обретали общие цели, что заставляло их действовать вместе во время охоты и сбора пищи. Это вело к пониманию того, что в процессе сотрудничества партнеры могут разделить роли, что, в конечном итоге, должно способствовать их общему успеху. Борьба за выживание при изменявшихся условиях привела к тому, что случайно организованные группы людей должны были превратиться в более тесно связанные социальные группы, чтобы защищаться от внешних врагов. В каждой из таких групп происходило разделение труда, что способствовало более эффективному их существованию. При этом зависимость индивидуумов от группы вела к формированию чувств коллективной идентичности и верности. Таким образом, в основе образования первых человеческих сообществ лежали процессы естественного отбора, который производился не физической средой, а социальной [Tomasello, 2016].

Другим важным фактором становления современного человека стала забота о сохранении потомства. Как отмечает Харари [2011], в результате обретенного прямохождения изменились условия деторождения. Прямохождение сузило бедра, поэтому смерть в родах сделалась основной опасностью для женских особей. Женщины, рожавшие младенцев недоношенными, пока череп еще сравнительно невелик и мягок, имели больше шансов на выживание и производили на свет больше детей. Но это влекло за собой и появление особых социальных условий, так как одинокая мать была не в состоянии прокормить себя и потомство. Вырастить человека можно было только в общине. Таким образом, эволюция благоприятствовала тем, кто научился формировать прочные социальные связи. Важно подчеркнуть также, что поскольку человеческие детеныши появлялись на свет недоразвитыми, они в гораздо большей степени поддавались воспитанию и социализации, чем другие животные.

Существовали, конечно, и другие факторы, которые содействовали объединению людей в группы, дифференцированные по функциональным обязанностям их членов. Все это способствовало тому, что возникали жизнеспособные сообщества, имевшие преимущества по сравнению с другими, менее организованными группами людей.

К периоду времени 45 тыс. лет назад относятся первые предметы, которые рассматриваются как ювелирные изделия и произведения искусства, что указывает на появление обмена, торговли и социального расслоения. Это время связывается с когнитивной революцией, означавшей появление в период между 70 и 30 тыс. лет назад новых способов думать и общаться. Что спровоцировало такую революцию? Об этом можно только догадываться. Согласно Харари [2011], наиболее распространенная версия предполагает,

что случайные генетические мутации изменили внутреннюю «настройку» человеческого мозга и сапиенсы обрели умение думать и общаться, используя язык специализированных звуков (слов). Результатом этой революции стало то, что сапиенсы стали объединяться в более крупные и стабильные группы, в том числе образуя постоянные человеческие поселения. В это время сформировался не только человеческий разум в его нынешнем виде, но и окружающий нас мир. Появившиеся ремесла нуждались в расширении сырьевой базы, что повлекло за собой освоение природных ресурсов. С появлением земледелия примерно 10 тыс. лет назад, сообщества людей состояли из отдельных личностей с разными политическими, этническими и религиозными принципами [Томаселло, 2018].

Развитие сельского хозяйства способствовало освоению отдельных территорий для оседлого образа жизни людей и послужило основой для формирования государств, которые объединяли различные социальные группы людей. Это в дальнейшем приводило к необходимости захвата дополнительных территорий и людских ресурсов путем войн. Первые государства появились, по-видимому, лишь в середине голоцена, примерно 6–7 тыс. лет назад. Изначально они были небольшие и сравнительно малочисленные и вели непрекращающуюся борьбу за выживание, за кормившие их плодородные земли, за ресурсы, на которые посягали многие желающие. В конечном итоге, наличие поводов для разногласий вело как к социальной напряженности внутри общества, так и, на уровне стран, к открытой войне. В ходе столкновений одни государства укреплялись и росли, а другие исчезали. Этот тренд практически не изменился и в историческое время.

### **13.2. НООСФЕРА – ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СФЕРА ЧЕЛОВЕЧЕСТВА**

Человек постепенно осваивал планету, последовательно постигая возможности использования «даров природы» для создания более комфортной жизни. Вначале это касалось охоты и возделывания земли для выращивания сельскохозяйственных продуктов. Для обработки земли необходимо было создание орудий труда с использованием различного вида сырья – сначала каменного, а затем и металлического. Это заставило людей добывать различные типы полезных ископаемых путем создания карьеров, шахт и т. п. Человек вмешался в жизнь Земли, и таким образом, по определению В.И. Вернадского, превратился в геологическую силу природы.

Борьба за ресурсы стала не только основным двигателем развития человечества, но и сформировала в нем ряд качеств, которые навряд ли можно отнести к позитивным. Это прежде всего агрессивность и потребительское отношение к приютившему его миру. Появление цивилизации негативным образом сказалось и на изменениях биосферы. Создание определенных типов промышленности (горнодобывающей, химической, металлургической и т. д.) оказало катастрофическое воздействие на среду обитания. Наша планета испытывает все большую антропогенную нагрузку, возрастающую в геометрической прогрессии от века к веку. Следствием ее становятся многие

изменения на поверхности Земли – меняется климат, уничтожаются леса, происходит опустынивание, исчезают многие виды животных, само человечество задыхается в продуктах отходов своей жизнедеятельности. Не случайно В.И. Вернадский говорил, что современное цивилизованное сообщество людей должно сделать все возможное для сохранения живого мира на Земле как можно дольше, передавая полученные результаты в этом направлении будущим поколениям.

В своих трудах В.И. Вернадский обосновал ряд конкретных условий, необходимых для становления и существования ноосферы. Согласно с Ф.Т. Яншиной [1996], выделим среди них те, которые, в первую очередь, свидетельствуют о ноосфере, как о геологической силе:

- 1) заселение человеком всей планеты;
- 2) начало преобладания геологической роли человека над другими геологическими процессами, протекающими в биосфере;
- 3) расширение границ биосферы и выход в космос;
- 4) открытие новых источников энергии;
- 5) разумное преобразование природы Земли с целью сделать ее способной удовлетворить материальные, эстетические и духовные потребности численно возрастающего населения.

Как отмечает [Режабек, 2008], значительная часть этих условий выполнена: на Земле не осталось мест, недоступных для человека; появилась общепланетная сеть независимых коммуникаций – интернет, новые средства переработки информации и усиления интеллектуальных возможностей человека – компьютеры; объем горных пород, извлекаемых из глубин Земли всеми шахтами и карьерами мира, почти в два раза превышает средний объем лав и пеплов, выносимых ежегодно всеми вулканами Земли; космос стал привычной ареной серьезных проектов; возникают мощные международные общественные и политические структуры, способствующие объединению человечества. Человеку стали доступны совершенно новые источники энергии. Атомная энергия – очевидный пример этого, являющийся в то же время грозным предупреждением человечеству в его современном состоянии. Осознав опасности атомной энергетики, ученые уже развернули фронт работ по овладению альтернативными источниками энергии: солнечной, водородной, геотермической, термоядерной.


Особого внимания заслуживает последняя позиция вышеприведенного перечня условий. Человек действительно стал активной геологической силой, оказывающей воздействие на среду обитания, однако эти воздействия в большинстве своем нельзя признать позитивными. Начиная с 60-х гг. прошлого века многие ученые и политические деятели стали активно говорить об угрозе целого ряда кризисов, нависших над нашей планетой. Это и рост населения, и ограниченность традиционных источников энергии (нефть, газ и уголь), ограниченность ресурсов пресной воды и полезных ископаемых, загрязнение почвы, воды и воздуха. К традиционным загрязнителям, таким как отходы хозяйственной деятельности, XX в. добавил те, которые до этого не существовали, например, пестициды и радиоактивные отходы. А еще до-

бавляются политическая нестабильность, многочисленные конфликты на национальной и религиозной почве, нерешенные территориальные претензии, порождающие геополитические кризисы. Эти кризисы становятся реальной угрозой существованию не только человечества, но и всей биосферы Земли.

В настоящее время предпринимаются шаги по сохранению, в первую очередь, природной среды на планете, как в глобальном масштабе (мероприятия по сохранению озонового слоя, сокращению антропогенного выброса CO<sub>2</sub>, другие природоохранные меры), так и в масштабе отдельных государств. Этими действиями ноосфера в лице человечества проявляет себя как сила, нацеленная на поддержку и сохранение биосферы. При этом научно-технический прогресс не только не противопоказан этим мероприятиям, но, наоборот, является совершенно необходимым условием для их успешной реализации, так как предоставляет более широкий арсенал средств для эффективной защиты природной среды в меняющихся условиях.

Итак, ноосфера есть стадия эволюции биосферы, связанная с воздействием на естественные природные процессы разумной человеческой деятельности. Ее становление – это неизбежный эволюционный процесс, проявляющийся стихийно, как все предшествующие различные этапы эволюции биосферы.

Завершая наш краткий экскурс в историю возникновения наиболее поздней оболочки Земли – ноосферы, хотелось бы напомнить замечательные слова В.И. Вернадского [1929], относящиеся к роли науки в создании материальных и духовных ценностей ноосферы, особенно в трудные периоды существования государства: *«Чем тяжелее и хуже экономическое положение страны, чем оно экономически грознее, тем решительнее надо становиться на путь направления больших материальных средств на создание народного богатства, неизбежной предпосылкой которого является сейчас научное знание»*. Было бы полезно руководству нашей страны прислушаться к мнению одного из величайших гениев человечества.



## Заключение

В настоящей работе были рассмотрены основные закономерности эволюции Земли от ее зарождения в планетарной туманности до сложно дифференцированной планеты, условия существования на которой стали благоприятными для появления богатой и мощной биосферы и ее венца – человеческого рода.

Земля возникла на достаточно продвинутой стадии развития Вселенной, спустя примерно 9,2 млрд лет после Большого взрыва (13,7 млрд лет назад), когда в ней уже сформировались крупные галактики, а межзвездное вещество содержало не только водород и гелий, но и другие элементы таблицы Менделеева. Земля появилась в пределах зародившейся Солнечной системы, которая, в свою очередь, возникла в одном из рукавов галактики Млечный путь. Образование Солнечной системы было инициировано взрывом сверхновой звезды, засеявшей межзвездное пространство короткоживущими изотопами, сыгравшими важную роль в расшифровке ранних стадий развития нашей планетной системы. Конденсация изначально рассеянного материала привела к образованию центральной звезды – нашего Солнца – и вращающихся вокруг него планет, в том числе Земли. Уже на самой ранней стадии развития Солнечной системы (первые 2 млн лет) она разделилась на внутреннюю и внешние части, содержащие, соответственно, каменные и газово-ледяные планеты. Этими особенностями она отличается от других звездно-планетных систем.

В начальный эон развития Солнечной системы, называемый хаотичным, на ее периферии, обогащенной водой и газами, сформировались крупные планеты Юпитер и Сатурн. Их миграция в пределах протопланетного облака способствовала перераспределению вещества и поступлению во внутренние участки системы «строительного» (метеориты) материала, послужившего основой для образования каменных планет – Меркурия, Венеры, Земли и Марса. В хаотичный эон полностью сформировалась Земля, в которой разделились жидкое железо-никелевое ядро и мантия, причем сразу же оформились переходная зона верхней мантии (410–460 км), переход-

ная зона (410–670 км) и нижняя мантия (глубины более 670 км). Около 4,51 млрд лет назад произошло одно из важнейших событий в истории Земли – столкновение с планетоидом Тейя, которое привело к образованию Луны и изменило наклон земной орбиты. Ядра планет слились, а их каменные оболочки были частично рассеяны и послужили основой для образования Луны и каменных астероидов, которые на протяжении гадейского периода бомбардировали планеты земной группы.

Геологическая история Земли началась с гадейского эона (4500–4000 млн лет назад), в течение которого планета подвергалась постоянным метеоритным бомбардировкам. Ее поверхность представляла сплошную корку, сформированную в ходе практически непрекращавшихся излияний ультраосновных–основных магм. Дифференциация этих магм в низах коры вела к появлению кислых расплавов, от которых к настоящему времени сохранились лишь цирконы возрастом 4,4–4,0 млрд лет. Первичная кора гадейского эона была практически полностью уничтожена непрекращавшимися метеоритными бомбардировками. Дошедшие до нас гадейские цирконы сохранились при рециклинге и полной переработке гадейской коры.

С прекращением бомбардировок закончился гадейский этап и началась эпоха раннего–среднего архея (4,0–3,1 млрд лет назад). Космический фактор перестал быть определяющим в формировании Земли. Она вступила на путь внутренней самоорганизации, которая была связана с потерей тепла, ведущей к дифференциации ее недр. К этому времени помимо ядра, нижней и верхней мантии относится образование мощной коры основного состава, которая наращивалась в результате крупнообъемных излияний основных и ультраосновных расплавов. Низы коры под влиянием восходящих горячих мантийных потоков плавилась, поставляя расплавы, которые при дифференциации производили породы ТТГ (тоналит-трондьемит-гранодиорит) серии, участвовавшие в образовании первой континентальной коры.

Тектоническая активность раннего архея определялась LID тектоникой (тектоникой покрывки), которая нарушалась плюмовым магматизмом. Основной перенос внутреннего тепла планеты осуществлялся посредством механизма мантийного переворота, предполагающего апвеллинг нижнемантийных масс и их перемешивание с верхней мантией. Располагавшиеся над зонами апвеллинга области выделялись наиболее активными вулканическими излияниями, быстрым ростом мощности коры, а также процессами плавления низов такой коры и наиболее масштабными проявлениями магматизма ТТГ серии. Так формировались гранит-зеленокаменные области – первые острова континентальной коры, из которых в дальнейшем образовались кратоны. Охлаждение Земли привело к тому, что примерно 3,45 млрд лет назад стало формироваться твердое внутреннее ядро Земли, образующееся при охлаждении жидкого ядра. С этого времени у нашей планеты появилось магнитное поле, защищающее ее поверхность от ионизирующего излучения Солнца. В этот период появились и первые месторождения, в основном месторождения железистых кварцитов, которые формировались в архейских океанах. Несколько позднее стали формироваться первые колчедано-барит-

полиметаллические, золоторудные и молибден-порфировые месторождения, создавая прообраз первого металлогенического цикла орогенного типа.

Интервал геологической истории между 3,1 и 2,0 млрд лет назад выделяется как переходный период в истории Земли. Он характеризовался изменениями целого ряда важнейших характеристик состояния Земли. В этот период начала действовать тектоника малых плит, в результате которой острова первичной континентальной коры стали сбиваться в первые кратоны, а затем и в суперкратоны. Действие субдукционных процессов привело к тому, что в середине переходного периода (2,7–2,5 млрд лет назад) резко усилились процессы корообразования, и в это время сформировалось до 27 % объема современной континентальной коры. Эти процессы сопровождались деплетированием верхней мантии, приведшим к образованию астеносферы и обогащению коры литофильными элементами. В это время произошла так называемая тепловая дивергенция в мантии, верхняя мантия стала постепенно охлаждаться, и к концу переходного периода ее температура опустилась до современных ее значений. Процессы корообразования сопровождались резким расширением спектра магматических пород. С этого момента в геологических процессах стали формироваться магматические породы известково-щелочной и щелочной серий, изменились условия их распространения – появились вулканические (магматические) пояса и цепи. Субдукционные процессы способствовали также усилению охлаждения нижней мантии. Субдуцированные слэбы погружались вниз к основанию нижней мантии, охлаждая ее. Между 2,7–2,0 млрд лет назад слой D'' на границе ядромантия стал достаточно мощным, чтобы влиять на геодинамические процессы. Этот слой возник с появлением постперовскитовой фазы  $MgSiO_3$ , образование которой требовало некоторого охлаждения мантии Земли. Поступление мантийных слэбов к основанию мантии также способствовало усилению общемантийной конвекции.

Вторая половина переходного периода (2,5–2,1 млрд лет назад) охарактеризовалась резким ослаблением геологических процессов, в это время прекратилось межплитное взаимодействие. В обрамлении ранее образованных кратонов и суперкратонов возникли обширные пассивные окраины. Такое затишье, возможно, стало причиной перегрева мантии, что привело в конце периода (~ 2,1–2,2 млрд лет назад) к взрывоподобному усилению эндогенной активности и смене глобального тектонического режима на режим тектоники литосферных плит и мантийных плюмов. С этого момента возросла амплитуда горизонтальных перемещений литосферы, активно стали проявляться аккреционные процессы, возникли протяженные островные дуги, крупные изверженные провинции, блоки континентальной коры стали сбиваться в более крупные агломерации, что завершилось образованием первого суперконтинента Колумбия–Нуна. Это бурное окончание переходного периода отвечает также переходу к позднему периоду геологической истории Земли.

Изменения режимов тектонических процессов в переходном периоде сопровождались также изменениями в верхних оболочках Земли – в атмосфере

и гидросфере. К середине переходного периода относится так называемая великая кислородная революция – в атмосфере Земли впервые появился свободный кислород. Этому способствовали разные факторы, прежде всего широкое развитие цианобактерий и активно действовавшие процессы фотолитиза. Окисление двухвалентного железа, растворенного в водах палеоокеана, привело к образованию месторождений осадочного железа – железистых кварцитов. В результате сокращения поступлений в воду Ni (из-за снижения продуктивности коматиитов) резко сократилось количество метаногенных бактерий. Это сократило поступление в атмосферу метана, активно перерабатывающего кислород. Уменьшение доли метана (главного парникового газа) в атмосфере очищало ее от парниковых газов при одновременном росте доли кислорода, что привело к сильному охлаждению поверхности Земли. Планета была вовлечена в глобальное Гуронское оледенение.

Смены механизмов взаимодействия земных оболочек сопровождались согласованными изменениями в характере металлогенической продуктивности геологических процессов. В это время сформировались месторождения преимущественно сидерофильных элементов Cu, Ni, Cr, V, Co, Mo, а также благородных металлов, в том числе такие гиганты, как Витватерсранд и Бушвельд. Кроме того, возник широкий спектр других месторождений: порфировые молибденовые, стратиформные полиметаллические, вулканогенные массивные сульфидные колчеданные (Cu, Zn, Pb), – которые в современных обстановках связаны с границами плит. В пределах пассивных окраин в это время формировались гигантские месторождения Mn и Cu.

Развитие Земли в поздний период ее геологической истории (<2 млрд лет) контролировалось процессами глобальной тектоники, включающей тектонику литосферных плит и тектонику мантийных плюмов. Большие литосферные перемещения сопровождались процессами спрединга и субдукции. Новообразование океанической коры происходило в зонах спрединга, ее поглощение и частичное преобразование в континентальную кору шло на конвергентных границах в зонах субдукции. Здесь же литосферные слэбы погружались в мантию в силу пониженной плавучести. Они опускались до границы нижней и верхней мантии и, в зависимости от угла наклона, либо проникали сквозь эту границу, опускаясь в нижнюю мантию, либо изгибались и следовали вдоль нее, образуя так называемые стагнированные слэбы. Судьба последних также завершалась погружением в нижнюю мантию, после того как они достигали критической массы.

В нижней мантии эти слэбы складировались на границе ядра и мантии, питая собой слой D". Последний, в свою очередь, служил источником мантийных плюмов, которые поднимались в верхнюю мантию и к основанию литосферы, где не только подпитывали тепловую конвекцию в астеносфере, но и поставляли мантийное вещество на поверхность Земли.

В пределах Земли зоны нисходящих и восходящих мантийных потоков пространственно разнесены, образуя, соответственно, нисходящие и восходящие ветви общемантийной циркуляции, определяющей основные механизмы теплообмена в пределах нашей планеты. Зоны нисходящих потоков –

это конвергентные границы на краях Тихого океана и вдоль Альпийско-Гималайского пояса. Зоны восходящих потоков соотносятся с двумя крупнейшими низкоскоростными мантийными аномалиями: Тихоокеанской, расположенной под южной частью Тихого океана, и Африканской, выделяемой в нижней мантии под Африканской литосферной плитой.

Наличие таких двух центров разнонаправленных движений литосферных и мантийных масс стало причиной того, что перемещение континентов периодически завершалось их объединением в суперконтиненты в той или иной части поверхности Земли. Как правило, эти суперконтиненты появлялись над одним из суперплюмов или вблизи него. Перегрев мантии под такой плотной крышей вызывал мантийный апвеллинг и раскол суперконтинентов, фрагменты которых разбежались в разные стороны и снова сталкивались в другой части поверхности Земли, образуя новые группировки. При этом распад одного суперконтинента обычно растягивался во времени и завершался на фоне роста другого. Подобная череда суперконтинентальных циклов стала характерной чертой позднего этапа земной истории. В частности, в настоящее время, по мнению ряда исследователей, происходит формирование очередного суперконтинента Амазия, который должен объединить Африкано-Евразийскую группировку континентов с континентами Северной и Южной Америки и Австралии. Тем не менее следует отметить, что проблема обоснования суперконтинентов остается не до конца разработанной.

Поздний период геологической истории Земли отличается наиболее высокой металлогенической продуктивностью. На активных границах литосферных плит (на континентальных окраинах и в островных дугах, зонах коллизии и на трансформных границах литосферных плит), которые выделяются разнообразным магматизмом, формировались и весьма разнообразные месторождения: VHMS, Cu-Mo-порфиновые, Au (орогенные, карлин, связанные с интрузивами), Au-Ag и Ag эпитеpmальные, Sn-W-Li и пр. Последовательность их образования отвечала смене типов оруденения от океанических колчеданных и вулканогенных колчеданных месторождений, в ассоциации с медно-молибден-порфировыми и эпитеpmальными к метаморфогенно-плутоногенным, собственно орогенным, золотым и олово-редкометалльным. Особо подчеркнем, что, в отличие от раннего и переходного периодов земной истории, металлогению которых в основном определяли мантийные источники и сидерофильный профиль, в поздний период источники рудного вещества на границах литосферных плит были существенно разнообразнее. Они включали не только деплетированную и субдукционно переработанную мантию, но и чрезвычайно разнообразную по составу континентальную кору. Этим объясняется исключительно широкий спектр рудных месторождений, различающихся как по составу рудного вещества, так и по условиям их формирования.

Месторождения внутренних участков литосферных плит в поздний период геологической истории характеризовались своей металлогенией, которой отвечали крупные стратиформные полиметаллические месторождения

(SEDEX, MVT), магматические рифтогенные медно-никелевые месторождения, IOCG месторождения, Fe-Mn конкреции океанического дна, осадочные месторождения Cu и U.

Характер металлогении позднего периода развития Земли в определенной степени определялся суперконтинентальными циклами. В рамках этих циклов усиление металлогенической продуктивности совпадало с периодами интенсивного наращивания континентальной коры за счет ювенильных источников в начале периода и с усилением активного рециклинга вещества зрелой коры в его конце.

Уникальность нашей планеты связана с наличием у нее биосферы, являющейся одной из ее внешних оболочек и сыгравшей важную роль в ее геологическом развитии. Как и когда зародилась жизнь на Земле, современная наука не дает ответа. Однако ясно, что уже около 4 млрд лет назад на ней существовали первые микробные сообщества. Вначале они имели очень ограниченную область распространения, определяемую обстановками мелководных бассейнов. К концу архея в этих сообществах появились ацидобактерии, которые продуцировали кислород и сыграли решающую роль в изменении кислотно-основной обстановки на планете. Их вмешательство в физико-химические процессы на поверхности Земли имело важные последствия. Так, с появлением кислорода Земля лишилась своего метанового покрывала и была ввергнута в период глобального Гуронского оледенения (2,4–2,2 млрд лет назад). Кислородная революция имела еще одно важное геологическое последствие – изменились условия минералообразования на Земле. Считается, что без нее было бы невозможно образование не менее двух третей известных видов минералов. Таким образом, именно жизнь, прямо или косвенно, стала причиной появления значительной части минералов Земли.

После Гуронского оледенения биологический мир обогатился эукариотами, но затем на протяжении около 1,5 млрд лет, когда на Земле существовали более или менее стационарные условия, разнообразие органического мира изменялось очень незначительно. Около 740 млн лет назад наша планета была ввергнута в жесточайшее оледенение вследствие того, что атмосфера потеряла практически весь углекислый газ, который пошел на образование карбонатных толщ, широко формировавшихся в это время. Ледниковый период растянулся более чем на 150 млн лет. Земля в это время была покрыта ледяной броней, где для жизни не оставалось места. Но она сохранилась в отдельных оазисах, особенно вблизи вулканов и около выходов глубинного тепла. После окончания оледенения из этих оазисов жизнь быстро распространилась по всей Земле. Экологические ниши были захвачены новыми популяциями организмов, среди которых важную роль стали играть многоклеточные. Наибольшее разнообразие органический мир получил в кембрии, когда заложились основные группы живых организмов. С этого времени эволюция жизни пошла более быстрыми темпами. На нее влияли меняющиеся условия, к которым организмам приходилось активно приспосабливаться.

Важную роль в эволюционных скачках биосферы сыграли геологические катастрофы. Наиболее сильное влияние на изменчивость органического мира оказали такие глобальные процессы, как образование крупных магматических провинций в конце ордовика, в позднем девоне, на границах перми и триаса и триаса и юры, а также удар гигантского астероида в конце мелового периода, произошедший одновременно с образованием Деканской крупной магматической провинции. Воздействие таких катастроф вызывало радикальные изменения во внешних оболочках Земли (уничтожение озонового слоя, кислотные дожди, резкие изменения температурных условий на планете, загрязнение экосистем ядовитыми элементами, в частности ртутью, закисление вод океанов и т. д.). Если атмосфера и гидросфера достаточно быстро восстанавливались после агрессивных атак на них, то в органическом мире эти катастрофы вели к глобальным вымираниям, которые завершались исчезновением больших групп организмов. Восстановление органического мира после таких катастроф растягивалось на десятки миллионов лет и сопровождалось сменой лидирующих групп организмов и появлением их представителей, более приспособленных к меняющимся условиям. После позднемеловой катастрофы исчезли динозавры, их место заняли млекопитающие, эволюция которых привела к появлению приматов и их венца – человека.

Особо следует сказать о человеке и его роли в земной истории. Как действующее лицо этой истории человек появился по геологическим меркам совсем недавно. Родиной рода *Ното* была Африка, откуда около 2 млн лет назад он распространился на территории Европы и Азии и освоил различные экологические ниши, что привело к его усилившемуся внутривидовому разнообразию. Человек современного типа сформировался около 30–40 тыс. лет назад. Человеческое общество быстро прогрессировало и к настоящему времени превратилось в реальную геологическую силу, воздействующую на природную среду и климат и на процессы, протекающие в земной коре. Человечество разрабатывает месторождения полезных ископаемых, проводит эксперименты по обузданию землетрясений, пытается приспособить природные силы для создания геофизического оружия. Фантазия человека в этом направлении не имеет границ.

Развитие современного общества ведет, с одной стороны, к техническому развитию комфортных условий существования людей, а с другой стороны, к появлению внутренних разногласий. Борьба за ресурсы не только стала основным двигателем развития человечества, но и побудила в нем формирование ряда качеств, которые навряд ли можно отнести к позитивным. Это прежде всего агрессивность и потребительское отношение к приютившему его миру, приводящие к войнам, которые при применении оружия массового поражения способны уничтожить все живое на Земле.

Появление цивилизации негативно отразилось на состоянии окружающего мира. Создание определенных типов промышленности (горнодобывающей, химической, металлургической и т. д.) оказало катастрофическое воздействие на среду обитания. Наша планета испытывает все большую антро-

погенную нагрузку, следствием которой становятся многие изменения на ее поверхности: меняется климат, уничтожаются леса, происходит опустынивание, исчезают многие виды животных, само человечество задыхается в созданных им условиях. Не случайно В.И. Вернадский говорил, что современное цивилизованное сообщество людей должно сделать все возможное для сохранения живого мира на Земле как можно дольше, передавая полученные результаты в этом направлении будущим поколениям.

Создание современного человеческого общества не обеспечило мира и согласия на Земле. Человек стал геологической силой, во многом стихийной, а не разумной, и вполне способной уничтожить все, что в своем развитии Вселенная создала для его появления, включая самое себя. Поэтому человечество как геологически активная сила (ноосфера, по В.И. Вернадскому), должно найти пути формирования такого общества, которое создало бы необходимые условия для сохранения всего живого на Земле. На человеке лежит ответственность за сохранение и поддержание среды обитания на нашей планете, включая поддержание мира и снижение уровня агрессивности в обществе, уменьшение негативного воздействия человеческого фактора на природу и климат, а также сохранение животного и растительного мира.

В монографии мы подняли вопросы геологического развития Земли и показали, что в настоящее время геологическая эволюция нашей планеты сделала все возможное, чтобы человечество могло решать вопросы естественного комфортного существования всего органического мира Земли. Решать эти вопросы должны специалисты гуманитарного профиля – социологи, политологи и другие специалисты, отвечающие за сохранение мира и согласия на Земле, а также за сохранение ее биосферы. Мы полагаем, что необходима общемировая программа, нацеленная на разработку предложений по сохранению человеческой цивилизации и биосферы нашей планеты и обеспечению их успешного существования в будущем.

### **Благодарности**

Авторы признательны, в первую очередь, Кузьминой Тамаре Михайловне и сотрудникам Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН Шангиной Наталье Николаевне и Котомановой Светлане Олеговне, а также Кисловой Ольге Андреевне и сотрудникам Академического издательства «Гео», которые оказали неоценимую помощь в подготовке и оформлении монографии.

Особую благодарность авторы выражают своим коллегам Н.Л. Добрецову, В.С. Шацкому, А.Б. Котову, с которыми на разных этапах подготовки рукописи обсуждались затронутые в ней вопросы.

А.Р. Оганов благодарит Министерство науки и высшего образования за грант НШ.2711.2020.2 (ведущие научные школы), Михаила Никитина за обсуждение Великой кислородной революции, а также своих учеников Ивана Круглова за расчет фазовой диаграммы  $MgSiO_3$  и Тао Фаня за расчет теплопроводности бриджманита.

С.А. Писаревский, Д.П. Гладкочуб и Т.В. Донская благодарят Правительство Российской Федерации за грант № 075-15-2019-1883 (мегагрант), в рамках которого были получены результаты, изложенные в гл. 7.

Работы по монографии выполнены при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект № 18-55-91049 Монг\_оми, так как ряд вопросов, относящихся к процессам корообразования и металлогении, решался с использованием данных по территории Монголии.



## Литература

*Алексеев А.С.* Массовые вымирания в фанерозое: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1998. 45 с.

*Алексеев В.П.* Избранное. М.: Наука, 2007. Т. 1. 707 с.

*Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Кирда Н.П.* Сравнительный анализ геодинамики пермотриасового магматизма Восточной и Западной Сибири // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 11. С. 1575–1587.

*Андреев С.И., Анিকেева Л.И., Петухов С.И.* Геодинамика и рудогенез мирового океана // Региональная геология и металлогения. 2000. № 11. С. 86–91.

*Анойкин А.А., Таймагамбетов Ж.К., Козликин М.Б., Ульянов В.А., Марковский Г.И., Гладышев С.А., Павленок Г.Д., Чеха А.М., Шалагина А.В., Шуньков М.В.* Исследование палеолитических объектов Шиликтинской котловины в 2018 году // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2018а. Т. 24. С. 13–15.

*Анойкин А.А., Таймагамбетов Ж.К., Павленок Г.Д., Шалагина А.В., Бочарова Е.Н., Марковский Г.И., Гладышев С.А., Ульянов В.А., Чеха А.М., Козликин М.Б., Исков Г.Т., Васильев С.К., Шуньков М.В.* Исследование индустрий начального верхнего палеолита на стоянке Ушбулак (Восточный Казахстан) в 2018 году // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2018б. Т. 24. С. 18–24.

*Балега Ю.Ю.* Дети вакуума: о загадках вселенского масштаба и о том, какое среди них место занимает человек: беседа с астрофизиком академиком Ю.Ю. Балегой / Беседовал В. Чумаков // В мире науки. 2018. № 5/6. С. 18–27.

*Батыгин К., Лафлин Г., Морбиделли А.* Рожденные из хаоса // В мире науки. 2016. № 7. С. 16–27.

*Бескин С.М.* Геология и индикаторная геохимия тантал-ниобиевых месторождений России (редкометалльные граниты). М.: Науч. мир, 2014. 112 с.

*Бибикина Е.В., Белов А.Н., Розен О.М.* Изотопное датирование метаморфических пород Анабарского щита // Архей Анабарского щита и проблемы ранней эволюции Земли / Отв. ред. М.С. Марков. М.: Наука, 1988. С. 122–133.

*Бибикина Е.В., Туркина О.М., Кирнозова Т.И., Фугзан М.М.* Древнейшие плагиогнейсы Онотского блока Шарыжалгайского выступа: изотопная геохронология // Геохимия. 2006. № 3. С. 347–352.

- Бибикова Е.В., Хильтова В.Я., Грачева Т.В., Макаров В.А. Возраст зеленокаменных поясов Присяня // Докл. АН СССР. 1982. Т. 267, № 5. С. 1171–1174.
- Бортников Н.С. Геохимия и происхождение рудообразующих флюидов в гидротермально-магматических системах в тектонически активных зонах // Геология рудных месторождений. 2006. Т. 48, № 1. С. 3–28.
- Боруцкая С.Б., Васильев С.В. Проблемы происхождения бипедии гоминид. М.: Экост, 2007. 128 с.
- Бялко А.В., Кузьмин М.И. Осколки образования Луны: геофизические следствия Гигантского столкновения // Журн. эксперим. и теорет. физики. 2019. № 4. С. 603–614.
- Варга П., Рогожин Е.А., Шулёв Б., Андреева Н.В. Оценка энергии, высвободившейся при сильнейших ( $M \geq 7$ ) глубокофокусных сейсмических событиях с учетом данных о землетрясении в Охотском море 24 мая 2013 г. ( $M_w = 8,3$ ) // Физика Земли. 2017. № 3. С. 62–87.
- Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Глебовицкий В.А., Ковач В.П., Загорная Н.Ю., Беляевский Н.А., Яковлева С.З., Федосеенко А.М. U-Pb возраст федоровской толщи Алданского гранулито-гнейсового мегакомплекса (Алданский щит) // Докл. РАН. 2003. Т. 393, № 1. С. 91–96.
- Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Глебовицкий В.А., Загорная Н.Ю., Яковлева С.З., Толмачева Е.В., Анисимова И.В., Федосеенко А.М. Первичная природа, возраст и геодинамическая обстановка формирования протолитов метаморфических пород федоровской толщи, Алданский щит // Петрология. 2006. Т. 14, № 1. С. 25–43.
- Вернадский В.И. О задачах и организации прикладной научной работы Академии наук СССР // Докл. АН СССР. Сер. А. 1929. № 2. С. 33–34.
- Вернадский В.И. Несколько слов о ноосфере // Успехи соврем. биологии. 1944. № 18. С. 117.
- Вернадский В.И. / Отв. ред. А.П. Виноградов. Т. 1: Очерки геохимии. М.: Изд-во АН СССР, 1954.
- Верниковская А.В., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В., Вингейт М.Т.Д. Лейкогранитный магматизм А-типа в эволюции континентальной коры западного обрамления Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 1. С. 5–21.
- Вибе Д. Как заполнялась таблица Менделеева // Природа. 2019. № 4. С. 3–11.
- Виола Б., Зайдлер Х., Нэдден Д. Изучение верхних краев пирамид височных костей OR-1 с помощью компьютерной томографии // Грот Оби-Рахмат. Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2004. С. 100–105.
- Владыкин Н.В., Сотникова И.А., Котов А.Б., Ярмолук В.В., Сальникова Е.Б., Яковлева С.З. Строение, возраст и рудоносность Бурпалинского редкометального щелочного массива (Северное Прибайкалье) // Геология рудных месторождений. 2014а. Т. 56, № 4. С. 272–290.
- Владыкин Н.В., Котов А.Б., Борисенко А.С., Ярмолук В.В., Похиленко Н.П., Сальникова Е.Б., Травин А.В., Яковлева С.З. Возрастные рубежи формирования щелочно-ультраосновного массива Томтор: результаты геохронологических U-Pb- и  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ -исследований // Докл. РАН. 2014б. Т. 454, № 2. С. 195–199.
- Воронцов А.А., Ярмолук В.В., Федосеев Г.С., Никифоров А.В., Сандиминова Г.П. Изотопно-геохимическая зональность магматизма девонской Алтае-Саянской рифтовой области: к оценке состава и геодинамической природы мантйных магматических источников // Петрология. 2010. № 6. С. 621–634.

- Бревский А.Б., Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Коваленко А.В., Арестова Н.А.* Геологические, петрологические и изотопно-геохимические ограничения геодинамических моделей образования архейских тоналит-трондьемит-гранодиоритовых ассоциаций древних кратонов // *Геотектоника*. 2010. № 4. С. 20–38.
- Врублевский В.В., Изох А.Э., Поляков Г.В., Гертнер И.Ф., Юдин Д.С., Крупчатников В.И.* Раннепалеозойский щелочной магматизм Горного Алтая:  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ -геохронологическое свидетельство комплекса Эдельвейс // *Докл. РАН*. 2009. Т. 427, № 1. С. 96–100.
- Габуда С.П., Козлова С.Г.* Неподделенные электронные пары и химическая связь в молекулярных и ионных кристаллах. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. 164 с.
- Геодинамика ранней Земли: эволюция и устойчивость геологических процессов* / Под ред. О.М. Розена, А.А. Щипанского, О.М. Туркиной. М.: Науч. мир, 2008. 184 с.
- Геологический словарь: в 2-х т.* / Под ред. К.Н. Паффенгольца и др. М.: Недра, 1978. 487 с.
- Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Сальникова Е.Б., Скляров Е.В., Яковлева С.З.* Возраст и геодинамическая интерпретация гранитоидов китойского комплекса (юг Сибирского кратона) // *Геология и геофизика*. 2005. Т. 46, № 11. С. 1139–1150.
- Гланц М., Виола Б., Чикишева Т.* Новые останки гоминидов из грота Оби-Рахмат // *Грот Оби-Рахмат*. Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2004. С. 77–99.
- Глебовицкий В.А., Левченков О.А., Левицкий В.И., Ризванова Н.Г., Левский Л.К., Богомолов Е.С., Левицкий И.В.* Возрастные рубежи проявления метаморфизма на Китойском силлиманитовом месторождении // *Докл. РАН*. 2011. Т. 436, № 3. С. 351–355.
- Глебовицкий В.А., Хильтова В.Я., Козаков И.К.* Тектоническое строение Сибирского кратона: интерпретация геолого-геофизических, геохронологических и изотопно-геохимических данных // *Геотектоника*. 2008. № 1. С. 12–26.
- Глуховский М.З., Баянова Т.Б., Моралев В.М., Левкович Н.В.* Новые данные об изотопном U-Pb-возрасте цирконов из пород Суннагинского эндербитового купола Алданского щита (к проблеме тектонической эволюции древней континентальной коры) // *Докл. РАН*. 2004. Т. 394, № 6. С. 782–786.
- Глуховский М.З., Кузьмин М.И., Баянова Т.Б., Серов П.А.* Очково-порфиробластические гранитоиды западной части Алданского щита: геохимия, возраст и механизм их образования // *Докл. РАН*. 2012. Т. 443, № 4. С. 473–481.
- Глуховский М.З., Моралев В.М., Кузьмин М.И.* Тектоника и петрогенезис катархейского комплекса Алданского щита в связи с проблемой протофиолитов // *Геотектоника*. 1977. № 6. С. 103–117.
- Горшков В.Л.* О методах прогнозирования в геодинамике // *Изв. ГАО РАН*. СПб., 2004. № 217. С. 365–378.
- Горячев Н.А.* Благороднометалльный рудогенез и мантийно-коровое взаимодействие // *Геология и геофизика*. 2014. Т. 55, № 2. С. 323–332.
- Грачев А.Ф.* Хамар-Дабан – горячая точка Байкальского рифта: данные химической геодинамики // *Физика Земли*. 1998. № 3. С. 3–28.
- Гречищев О.К., Жмодик С.М., Щербов Б.Л.* Редкометалльное месторождение Улуг-Танзек. Новосибирск: Академ. изд-во «Гео», 2010. 193 с.

- Гриббин Дж. Одни посреди Млечного Пути (об уникальности планеты Земля и появлении на ней разумной жизни) // В мире науки. 2018. № 11. С. 162–168.
- Грот Оби-Рахмат. Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2004. 207 с.
- Гусев Н.И., Руденко В.Е., Бережная Н.Г., Скублов С.Г., Морева Н.В., Ларионов А.Н., Лепехина Е.Н. Возраст гранулитов далдынской серии Анабарского щита // Региональная геология и металлогения. 2012. № 52. С. 29–38.
- Деревянко А.П. Переход от среднего к верхнему палеолиту на Алтае // Археология, этнография и антропология Евразии. 2001. № 3. С. 70–101. (на рус. и англ. яз.).
- Деревянко А.П. К вопросу о формировании пластинчатой индустрии и микроиндустрии на Востоке Азии // Археология, этнография и антропология Евразии. 2005а. № 4. С. 2–29. (на рус. и англ. яз.).
- Деревянко А.П. Переход от среднего к позднему палеолиту: взгляд из Северной Азии // Археология, этнография и антропология Евразии. 2005б. № 3. С. 101–108. (на рус. и англ. яз.).
- Деревянко А.П. Палеолит Китая: итоги и некоторые проблемы в изучении. Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2006а. 83 с. (на рус. и англ. яз.).
- Деревянко А.П. Переход от среднего к верхнему палеолиту в Восточной Азии (Китай, Корейский полуостров). Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2006б. 84 с. (на рус. и англ. яз.).
- Деревянко А.П. Верхний палеолит в Африке и Евразии и формирование человека современного анатомического типа. Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2011. 560 с. (на рус. и англ. яз.).
- Деревянко А.П. Новые археологические открытия на Алтае и проблема формирования *Homo sapiens*. Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2012. 131 с. (на рус. и англ. яз.).
- Деревянко А.П. Три глобальные миграции человека в Евразии. Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2019. Т. IV: Ашельская и бифасиальная индустрия в Китае, Корее, Монголии, Казахстане, Туркменистане, Узбекистане и на Кавказе. 948 с.
- Деревянко А.П., Гао Син, Олсен Д., Рыбин Е.П. Палеолит Джунгарии (Северо-Западный Китай): по материалам местонахождения Лотоши // Археология, этнография и антропология Евразии. 2012. № 4. С. 2–18. (на рус. и англ. яз.).
- Деревянко А.П., Дорж Д., Васильевский Р.С., Ларичев В.Е., Петрин В.Т., Девяткин В.Т., Малаева Е.М. Каменный век Монголии: Палеолит и неолит Монгольского Алтая. Новосибирск: Наука, 1990. 646 с.
- Деревянко А.П., Исламов У.И., Петрин В.Т., Сулейманов Р.Х., Алимов К., Крахмаль К.А., Феденева И.Н., Зенин А.Н., Кривошапкин А.И., Анойкин А.А. Исследования грота Оби-Рахмат (Республика Узбекистан) в 1998 г. // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, 1998. Т. 4. С. 37–45.
- Деревянко А.П., Исламов У.И., Петрин В.Т., Сулейманов Р.Х., Алимов К., Кривошапкин А.И., Анойкин А.А., Милютин К.И., Сайфуллаев Б.К. Исследования грота Оби-Рахмат (Республика Узбекистан) в 1999 г. // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, 1999. Т. 5. С. 60–66.
- Деревянко А.П., Кандыба А.В., Петрин В.Т. Палеолит Орхона. Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2010. 382 с. (с англ. резюме).

- Деревянко А.П., Рыбин Е.П., Гао Син, Олсен Д.* Ранняя пора верхнего палеолита в Северо-Западном Китае: местонахождение Лотоши // Тр. III (XIX) Всерос. археол. съезда (Новгород–Старая Русса, 24–29 окт. 2011 г.). СПб.; М.; Великий Новгород; 2011. Т. 1. С. 45–47.
- Деревянко А.П., Шуньков М.В., Агаджанян А.К., Барышников Г.Ф., Малаева Е.М., Ульянов В.А., Кулик Н.А., Постнов А.В., Анойкин А.А.* Природная среда и человек в палеолите Горного Алтая: Условия обитания в окрестностях Денисовой пещеры. Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2003. 448 с.
- Децеровский А.В., Журавлев В.И., Никольский А.Н., Сидорин А.Я.* Проблемы анализа временных рядов с пропусками и методы их решения в программе WINABD // Геофизические процессы и биосфера. 2016. Т. 15, № 3. С. 5–34.
- Диденко А.Н.* О возможной причине квазипериодических колебаний частоты геомагнитных инверсий и величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  вод в морских карбонатных породах в фанерозое // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 12. С. 1945–1956.
- Диденко А.Н., Кузьмин М.И.* Глубокофокусные землетрясения: пространственное распределение, возможные причины и геодинамические следствия // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9, № 3. С. 947–965. doi: 10.5800/GT-2018-9-3-0378.
- Добрецов Н.Л.* Пермотриасовый магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение мантийного суперплюма // Докл. РАН. 1997. Т. 354, № 4. С. 497–500.
- Добрецов Н.Л.* Глобальная геодинамическая эволюция Земли и глобальные геодинамические модели // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 6. С. 761–784.
- Добрецов Н.Л.* Раннепалеозойская тектоника и геодинамика Центральной Азии: роль раннепалеозойских мантийных плюмов // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 12. С. 1957–1973.
- Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А.* Глубинная геодинамика. Изд. 2-е. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001. 409 с.
- Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М.* Термохимическая модель 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. 1159–1187.
- Добрецов Н.Л., Туркина О.М.* Раннедокембрийская история Земли: роль плейт- и плюм-тектоники и космического фактора // Геология и геофизика. 2015. Т. 56, № 7. С. 1250–1274.
- Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Лепехина Е.Н.* Возраст и источники палеопротерозойских дометаморфических гранитоидов Голоустенского блока Сибирского кратона: геодинамические следствия // Петрология. 2016. Т. 24, № 6. С. 587–606.
- Зайков В.В., Мелекесцева И.Ю., Артемьев Д.А., Юминов А.М., Симонов В.А., Дунаев А.Ю.* Геология и колчеданное оруденение южного фланга Главного Уральского разлома. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009. 376 с.
- Зайцев А.И., Энтин А.Р., Ненашев Н.И., Лазебник К.А.* Геохронология и изотопная геохимия карбонатитов Якутии. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1992. 248 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И.* Внутриплитовый магматизм и его значение для понимания процессов в мантии Земли // Геотектоника. 1983. № 1. С. 28–45.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И.* Палеогеодинамика. М.: Наука, 1993. 196 с.

- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М.* Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 231 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Т. 1. 328 с.; Т. 2. 334 с.
- Зубов А.А.* Палеоантропологическая родословная человека. М.: ИЭА РАН, 2004. 551 с.
- Иващенко В.И., Голубев А.И.* Золото и платина Карелии: формационно-генетические типы оруденения и перспективы. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2011. 369 с.
- Изох А.Э., Вишневский А.В., Поляков Г.В., Шелепаев Р.А.* Возрастные рубежи пикритового и пикродолеритового магматизма Западной Монголии // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 1. С. 10–31.
- Ильин А.В.* Древние (эдиакарские) фосфориты. М.: ГЕОС, 2008. 158 с.
- Казанский В.И.* Эволюция рудоносных структур докембрия. М.: Недра, 1988. 286 с.
- Каныгин А.В.* Похвальное слово катастрофам // Наука из первых рук. 2004. Т. 2, № 1.
- Киселев А.И., Ярмолюк В.В., Томшин М.Д.* Девонские рои долеритовых даек на северо-востоке Сибирского кратона и их связь с Вилюйским плюмом // Докл. РАН. 2010. Т. 434, № 4. С. 502–508.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б., Будников С.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Пономарчук В.А., Козлов В.Д., Владыкин Н.В.* Источники магматических пород и происхождение раннемезозойского тектономагматического ареала Монголо-Забайкальской магматической области: 1. Геологическая характеристика и изотопная геохронология // Петрология. 2003а. Т. 11, № 2. С. 164–178.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б., Будников С.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Пономарчук В.А., Козлов В.Д., Владыкин Н.В., Ханчук А.И.* Источники магматических пород и происхождение раннемезозойского тектономагматического ареала Монголо-Забайкальской магматической области: 2. Петрология и геохимия // Петрология. 2003б. Т. 11, № 3. С. 227–254.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б., Козловский А.М., Котов А.Б., Ковач В.П., Саватенков В.М., Владыкин Н.В., Пономарчук В.А.* Геология, геохронология и геодинамика Хан-Богдинского массива щелочных гранитоидов в Южной Монголии // Геотектоника. 2006. № 6. С. 52–72.
- Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Рыцк Е.Ю., Ярмолюк В.В., Котов А.Б., Анисимова И.В., Яковлева С.З., Федосеенко А.М., Плоткина Ю.В.* Длительность формирования Ангаро-Витимского батолита: результаты U-Pb геохронологических исследований // Докл. РАН. 2012. Т. 444, № 2. С. 184–189.
- Когарко Л.Н., Хаин В.Е.* Щелочной магматизм в истории Земли – опыт геодинамической интерпретации // Докл. РАН. 2001. Т. 377, № 5. С. 677–679.
- Козловский А.М., Ярмолюк В.В., Саватенков В.М., Ковач В.П.* Состав и источники базальтоидов и андезитов позднепалеозойской Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны (хр. Ноён и Тост, Южная Монголия): изотопные (Sr, Nd, O) и геохимические данные // Петрология. 2006. Т. 14, № 4. С. 358–389.
- Козловский А.М., Ярмолюк В.В., Травин А.В., Сальникова Е.Б., Анисимова И.В., Плоткина Ю.В., Саватенков В.М., Федосеенко А.М., Яковлева С.З.* Этапы и зако-

- номерности проявления позднепалеозойского анорогенного магматизма в герцинидах Южной Монголии // Докл. РАН. 2012. Т. 445, № 3. С. 308–314.
- Комия Ц.* Континентальный рециклинг или истинный континентальный рост // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 12. С. 1927–1944.
- Константинов М.М.* Золоторудные провинции мира. М.: Науч. мир, 2006. 358 с.
- Коротеев В.А., Огородников В.Н., Сазонов В.Н., Поленов Ю.А.* Минерагения шовных зон Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2010. 416 с.
- Костицын Ю.А.* Возраст земного ядра по изотопным данным: согласование Hf–W и U–Pb систем // Геохимия. 2012. № 6. С. 531–554.
- Котов А.Б.* Граничные условия геодинамических моделей формирования континентальной коры Алданского щита: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2003. 78 с.
- Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Глебовицкий В.А., Яковлева С.З., Бережная Н.Г., Мыскова Т.А.* Этапы формирования континентальной коры центральной части Алданской гранулито-гнейсовой области: U–Pb и Sm–Nd изотопные данные по гранитоидам // Петрология. 1995. Т. 3, № 1. С. 99–110.
- Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Ковач В.П., Саватенков В.М., Яковлева С.З., Бережная Н.Г., Плоткина Ю.В.* Раннепротерозойские гранитоиды зоны сочленения Олекминской гранит-зеленокаменной и Алданской гранулито-гнейсовых областей, Алданский щит: возраст, источники и геодинамические обстановки формирования // Петрология. 2004. Т. 12, № 1. С. 46–67.
- Котов А.Б., Владыкин Н.В., Ларин А.М., Гладкочуб Д.П., Сальникова Е.Б., Скляров Е.В., Толмачева Е.В., Донская Т.В., Великославинский В.Д., Яковлева С.З.* Новые данные о возрасте оруденения уникального Катугинского редкометального месторождения (Алданский щит) // Докл. РАН. 2015. Т. 463, № 2. С. 187–191.
- Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Великославинский С.Д., Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Ларин А.М., Толмачева Е.В., Федосеенко А.М., Плоткина Ю.В.* Верхняя возрастная граница формирования протолитов метаосадочных пород нижней части разреза удоканской серии (Алданский щит) // Докл. РАН. 2018. Т. 479, № 4. С. 412–416.
- Кузнецова Л.Г., Шокальский С.П.* Месторождения лития в редкометалльных пегматитах Республики Тыва // Литий России. Новосибирск: ИГиМ СО РАН, 2011. С. 65–76.
- Кузьмин М.И.* Докембрийская история зарождения и эволюции Солнечной системы и Земли. Статья I // Geodynamics and Tectonophysics. 2014. Vol. 5, No. 3. P. 625–640.
- Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В.* Мантийные плюмы Северо-Восточной Азии и их роль в формировании эндогенных месторождений // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 2. С. 153–184.
- Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В.* Изменение стиля тектонических движений в процессе эволюции Земли // Докл. РАН. 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., Альмухамедов А.И., Ярмолюк В.В., Кравчинский В.А.* Рифтогенез и рифтогенный магматизм – особенности проявления в спрединговых зо-

- нах и в областях над «горячими» и «холодными» полями мантии // Проблемы глобальной геодинамики. М.: ОГГГН РАН, 2003а. С. 7.
- Кузьмин М.И., Альмухамедов А.И., Ярмолюк В.В., Кравчинский В.А. Рифтогенный и внутриплитовый магматизм, соотношение с «горячими» и «холодными» полями мантии // Геология и геофизика. 2003б. Т. 44, № 12. С. 1270–1279.
- Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Кравчинский В.А. Фанерозойский внутриплитный магматизм Северной Азии: абсолютные палеогеографические реконструкции Африканской низкоскоростной мантийной провинции // Геотектоника. 2011. Т. 45, № 6. С. 3–23.
- 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.
- 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., Котов А.Б. Ранняя эволюция Земли, начало ее геологической истории: как и когда появились гранитоидные магмы // Литосфера. 2018а. Т. 18, № 5. С. 653–671.
- Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Котов А.Б., Горячев Н.А. Магматизм и металлогения ранних этапов развития Земли как отражение ее геологической эволюции // Геология и геофизика. 2018б. Т. 59, № 12. С. 1924–1940.
- Кузьмин М.И., Хлебопрос Р.Г., Диденко А.Н., Козлова С.Г., Захватаев В.Е. О возможной связи глубинных землетрясений со структурным переходом субмолекулярных фрагментов SiO<sub>2</sub> в породах субдуцирующей океанической плиты // Геология и геофизика. 2019. Т. 60, № 3. С. 285–300.
- Кулаков И.Ю., Добрецов Н.Л., Бушенкова Н.А., Яковлев А.В. Форма слэбов в зонах субдукции под Курило-Камчатской и Алеутской дугами по данным региональной томографии // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 6. С. 830–851.
- Кулиш Е.А., Михайлов В.А. Генетические типы месторождений золота зеленокаменных структур Западной Африки // Докл. РАН. 2002. Т. 386, № 3. С. 372–375.
- Кун Т. Структура научных революций. М.: Прогресс, 1975. 288 с.
- Кунин Е. Логика случая. О природе и происхождении биологической эволюции. М.: Изд-во «Центрполиграф», 2014. С. 528.
- Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Коваленко В.И., Ковач В.П., Яковлева С.З., Бережная Н.Г., Иванов В.Э. О возрасте Катугинского Та-Nb-месторождения (Алдано-Становой щит): к проблеме выделения новой глобальной редкометалльной металлогенической эпохи // Докл. РАН. 2002. Т. 383, № 6. С. 807–811.
- Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Глебовицкий В.А., Ковач В.П., Бережная Н.Г., Яковлева С.З., Толкачев М.Д. Позднеархейские гранитоиды Дамбукинского блока Джугджуро-Становой складчатой области: формирование и преобразование континентальной коры в раннем докембрии // Петрология. 2004. Т. 12, № 3. С. 245–263.
- Ларичев В.Е. Палеолит Северной, Центральной и Восточной Азии. Новосибирск: Наука, 1969. Ч. 1: Азия и проблемы родины человека (история идей и исследования). 388 с.

- Левицкий В.И., Резницкий Л.З., Сальникова Е.Б., Левицкий И.В., Котов А.Б., Бараш И.Г., Яковлева С.З., Анисимова И.В., Плоткина Ю.В.* Возраст и происхождение Китайского месторождения силлиманитовых сланцев (Восточная Сибирь) // Докл. РАН. 2010. Т. 431, № 3. С. 386–391.
- Левченков О.А., Левицкий В.И., Ризванова Н.Г., Ковач В.П., Сергеева Н.А., Левский Л.К.* Возраст пород Иркутского блока Присяянского выступа фундамента Сибирской платформы: датирование минералов метаморфических пород // Петрология. 2012. Т. 20, № 1. С. 95–101.
- Лин Д.* Происхождение планет // В мире науки. 2008. № 8. С. 22–31.
- Литасов К.Д., Шацкий А.Ф.* Состав и строение ядра Земли. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2016. 299 с.
- Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Алакшин А.М., Подладчиков Ю.Ю.* Ангаро-Витимский батолит – крупнейший гранитоидный плутон. Новосибирск: Наука, 1992. 141 с.
- Лобач-Жученко С.Б.* Древние кратоны – возраст, строение, состав, геодинамика // Минерал. журн. 2014. Т. 36, № 2.
- Лыскова Е.Л.* Глубокофокусные землетрясения // Вопросы геофизики. Вып. 47 (Учен. зап. СПбГУ № 447). СПб.: Изд-во СПбГУ, 2014. С. 62–74.
- Лыхин Д.А., Ярмолюк В.В.* Западно-Забайкальская бериллиевая провинция: месторождения, рудоносный магматизм, источники вещества. М.: ГЕОС, 2015. 256 с.
- Магматические горные породы: Эволюция магматизма в истории Земли /* Ред. В.И. Коваленко. М.: Наука, 1987. 438 с.
- Мак-Леннан С.М., Тейлор С.Р.* Континентальная кора: ее состав и эволюция. Рассмотрение геохимической летописи, запечатленной в осадочных породах. М.: Мир, 1988. 384 с.
- Маслов А.В.* Доордовикские фосфориты и палеоокеанография: краткий геохимический экскурс в систематику редкоземельных элементов // Литосфера. 2017. № 1. С. 5–30.
- Мелекесцева И.Ю.* Гетерогенные кобальт-медноколчеданные месторождения в ультрамафитах палеоостроводужных структур. М.: Наука, 2007. 245 с.
- Митчелл А., Гарсон М.* Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. М.: Мир, 1984. 496 с.
- Михайлова И.А., Бондаренко О.Б.* Палеонтология. 2-е изд. М.: Изд-во МГУ, 2006. 592 с.
- Неймарк Л.А., Ларин А.М., Немчин А.А., Овчинникова Г.В., Рыцк Е.Ю.* Геохимические, геохронологические (U-Pb) и изотопные (Pb, Nd) свидетельства анорогенного характера магматизма Северо-Байкальского вулcano-плутонического пояса // Петрология. 1998. Т. 6, № 4. С. 139–164.
- Нечехин В.М.* Палеогеодинамические системы и плито-тектоническая металлогения Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 52–88.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Баянова Т.Б., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Постников А.А., Травин А.В., Эрнст Р.Е.* Неопротерозойский рифтогенный и внутриплитный магматизм Енисейского кряжа как индикатор процессов распада Родинии // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 7. С. 666–688.

- Окладников А.П.* Палеолит Центральной Азии. Мойлтын ам (Монголия). Новосибирск: Наука, 1981. 459 с.
- Панов Б.С.* Олимпик Дам – уникальное медно-уран-золото-серебряное месторождение (Австралия) // Изв. вузов. Геология и разведка. 2001. № 4. С. 58–68.
- Петровский М.Н., Петровская Л.С., Баянова Т.Б.* Раннедокембрийские щелочные породы Мурманского архейского домена Фенноскандинавского щита: первые минералого-петрохимические, U-Pb и Sm-Nd изотопные данные // Литосфера. 2008. № 2. С. 80–100.
- Печерский Д.М., Любушин А.А., Шаронова З.В.* О синхронности событий в ядре и на поверхности Земли: изменения в органическом мире и полярности геомагнитного поля в фанерозое // Физика Земли. 2010. № 7. С. 64–74.
- Птицын А.Б., Замана Л.В., Юргенсон Г.А., Абрамов Б.Н., Башурова Н.Ф., Вильмова Е.С., Еремин О.В., Железняк И.И., Мальчикова И.Ю., Петровский П.П., Сеница С.М., Трубачев А.И., Туранова Т.К., Усманов М.Т., Шестернев Д.М., Чечель А.П.* Удокан: геология, рудогенез, условия освоения. Новосибирск: Наука, 2003. 160 с.
- Редкометалльные гранитоиды Монголии* // Тр. совместной Советско-монгольской геологической экспедиции. Вып. 5. М.: Наука, 1971. 157 с.
- Режабек Б.Г.* Учение В.И. Вернадского о ноосфере и поиск пути выхода из глобальных кризисов // Век глобализации. 2008. № 1.
- Розен О.М.* Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции // Геотектоника. 2003. № 3. С. 3–21.
- Розен О.М., Бибикова Е.В., Журавлев Д.З.* Архейские гранулиты Анабарского щита (Северная Сибирь): геохимия и геохронология // Ранняя кора: ее состав и возраст. М.: Наука, 1991. С. 199–224.
- Рябчиков И.Д.* Главные компоненты геохимических резервуаров силикатной Земли // Геохимия. 2006. № 1. С. 14–32.
- Саватенков В.М., Ярмолук В.В., Козловский А.М., Смирнова З.Б., Свиридова О.Е.* Изотопный (Nd, Pb) состав гранитоидов Хангайского батолита как индикатор корообразующих процессов в истории геологического развития Центрально-Азиатского орогенного пояса // Петрология. 2018. Т. 26, № 4. С. 358–375.
- Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Беляцкий Б.В., Яковлева С.З., Морозова И.М., Бережная Н.Г., Загорная Н.Ю.* U-Pb возраст гранитоидов зоны сочленения Олекминской гранит-зеленокаменной и Алданской гранулитогнейсовой областей // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1997. Т. 5, № 2. С. 3–12.
- Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Левцкий В.И., Резницкий Л.З., Мельников В.И., Козаков И.К., Ковач В.П., Бараш И.Г., Яковлева С.З.* Возрастные рубежи проявления высокотемпературного метаморфизма в кристаллических комплексах Иркутского блока Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы: результаты U-Pb датирования единичных зерен циркона // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2007. Т. 15, № 4. С. 3–19.
- Синицын А.В.* Региональная тектоника и металлогения раннего докембрия. Л.: Недра, 1990. 491 с.
- Сулейманов Р.Х.* Статистическое изучение культуры грота Оби-Рахмат. Ташкент: Фан, 1972. 172 с.

- Тейлор С.Р., Мак-Леннон С.М.* Континентальная кора: ее состав и эволюция. Рассмотрение геохимической летописи, запечатленной в осадочных породах. М.: Мир, 1988. 384 с.
- Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Ред. Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин.* М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. 571 с.
- Ткачев А.В.* Глобальные металлогенические циклы в истории Земли: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2012. 46 с.
- Ткачев А.В., Рундквист Д.В.* Глобальные тенденции в эволюции металлогенических процессов как отражение суперконтинентальной цикличности // Геология рудных месторождений. 2016. Т. 58, № 4. С. 295–318.
- Томаселло М.* Истоки морали // В мире науки. 2018. № 11. С. 130–137.
- Туркина О.М., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Лепехина Е.Н., Пресняков С.Л., Салтыкова Т.Е.* Палеоархейский тоналит-трондьемитовый комплекс северо-западной части Шарыжалгайского выступа (юго-запад Сибирского кратона): результаты U-Pb и Sm-Nd исследования // Геология и геофизика. 2009а. Т. 50, № 1. С. 21–37.
- Туркина О.М., Бережная Н.Г., Урманцева Л.Н., Падерин И.П., Скублов С.Г.* U-Pb изотопный и редкоземельный состав циркона из пироксеновых кристаллосланцев Иркутского блока (Шарыжалгайский выступ): свидетельство неархейских магматических и метаморфических событий // Докл. РАН. 2009б. Т. 429, № 4. С. 527–533.
- Фор Г.* Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.
- Хаин В.Е.* Проблемы тектоники раннего докембрия // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 2000. № 4. С. 3–24.
- Хаин В.Е.* Основные проблемы современной геологии. М.: Науч. мир, 2003. 348 с.
- Хаин В.Е.* Об основных принципах построения подлинно глобальной модели динамики Земли // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 6. С. 753–760.
- Ханчук А.И.* Тектоника и магматизм палеотрансформных континентальных окраин калифорнийского типа на Востоке России // Общие вопросы тектоники. Тектоника России: Материалы XXXIII тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2000. С. 544–547.
- Ханчук А.И., Голозубов В.В.* Режим трансформных окраин и орогенез // Тихоокеанский рудный пояс. Материалы новых исследований. К 100-летию Е.А. Радкевич. Владивосток: Дальнаука, 2008. С. 340–345.
- Ханчук А.И. и др.* Геодинамика, магматизм и металлогения Дальнего Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. С. 1–572; Кн. 2. С. 573–981.
- Ханчук А.И., Гребенников А.В., Иванов В.В.* Альб-сеноманский окраинно-континентальный орогенный пояс и магматическая провинция Тихоокеанской Азии // Тихоокеан. геология. 2019. Т. 38, № 3. С. 4–29. DOI: 10.1134/S1819714019030035.
- Харари Ю.Н.* Краткая история человечества. М.: Синдбад, 2016. 570 с.
- Харин Г.С.* Импульсы магматизма Исландского плюма // Петрология. 2008. № 2. С. 115–130.
- Хейзен Р.* История Земли: от звездной пыли к живой планете. Первые 4 500 000 000 лет. М.: Династия, 2015. 345 с.

- Хлебоброс Р.Г., Захватаев В.Е., Слешков В.П., Кузьмин М.И.* О возможности фазовых переходов с образованием пероксидных форм  $\text{SiO}_2$  в мантии Земли и их влиянии на мантийную конвекцию // Журн. структурной химии. 2016. Т. 57, № 2. С. 430–434.
- Хлебоброс Р.Г., Захватаев В.Е., Габуда С.П., Козлова С.Г., Слешков В.А.* О возможности мантийных фазовых переходов с образованием пероксидных форм  $\text{SiO}_2$  и их влиянии на мантийную конвекцию // Докл. РАН. 2017. Т. 473, № 6. С. 696–698.
- Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Посохов В.Ф., Цыренов Б.Ц., Хромов А.А., Сергеев С.А.* Источники магм и этапы становления позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 1. С. 156–180.
- Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М., Рейков М., Лю Д.И., Ларионов А.Н., Пресняков С.Л., Лепехина Е.Н., Сергеев С.А.* Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 9. С. 1249–1276.
- Чан Чонг Хоа.* Внутриплитный магматизм Северного Вьетнама и его металлогения: Автореф. дис. ... д-ра геол.- мин. наук. Новосибирск, 2007. 32 с.
- Чан Чонг Хоа, Изох А.Э., Поляков Г.В., Борисенко А.С., Ань Чан Туань, Балыкин П.А., Фьюнг Нго Тхи, Руднев С.Н., Ван Ву Ван, Ньен Буй Ан.* Пермотриасовый магматизм и металлогения Северного Вьетнама в связи с Эмейшанским плюмом // Геология и геофизика. 2008. Т. 48, № 7. С. 637–651.
- Чебров В.Н., Кузаенко Ю.А., Викулина С.А., Дрознина С.Я., Иванова Е.И., Кравченко Н.М., Матвеев М.А., Матюшкина С.В., Раевская А.А., Салтыков В.А., Чебров Д.В.* Глубокое Охотоморское землетрясение 24.05.2013 с магнитудой  $M_w = 8,3$  – сильнейшее сейсмическое событие у берегов Камчатки за период детальных сейсмологических наблюдений // Вестн. КРАУНЦ. 2013. Вып. 21, № 1. С. 17–24.
- Чекулаев В.П.* Геология и состав архейских TTG и плагиигранитов фанерозойских геодинамических обстановок: сходство и отличие // Гранит-зеленокаменные системы архея и их поздние аналоги: Материалы науч. конф. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2009. С. 176–179.
- Шуныхов М.В., Таймагамбетов Ж.К., Анойкин А.А., Павленок К.К., Харевич В.М., Козликин М.Б., Павленок Г.Д.* Комплексы экспонированных артефактов со стоянок Ушбулак-1 и Ушбулак-2 (по результатам работ в 2016 г.) // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2016а. Т. 22. С. 203–207.
- Шуныхов М.В., Таймагамбетов Ж.К., Анойкин А.А., Павленок К.К., Харевич В.М., Козликин М.Б., Павленок Г.Д.* Новая многослойная верхнепалеолитическая стоянка Ушбулак-1 в Восточном Казахстане // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2016б. Т. 22. С. 208–213.
- Щеглов А.Д.* Синхронный рифтогенез и оруденение // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 39, № 2. С. 115–126.
- Щипанский А.А.* Субдукционные и мантийно-плюмовые процессы в геодинамике формирования архейских зеленокаменных поясов. М.: ЛКИ, 2008. 560 с.

- Яншина Ф.Т. Эволюция взглядов В.И. Вернадского на биосферу и развитие учения о ноосфере. М.: Наука, 1996. С. 73–75.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Глубинная геодинамика и мантийные плюмы: их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология. 2003а. Т. 11, № 6. С. 504–531.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Геодинамические обстановки образования батолитов в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика. 2003б. Т. 44, № 12. С. 1305–1320.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Рыцк Е.Ю., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Ранние стадии формирования Палеоазиатского океана: результаты геохронологических, изотопных и геохимических исследований позднерифейских и венд-кембрийских комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. РАН. 2006. Т. 410, № 5. С. 657–662.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Ангаро-Витимский батолит: к проблеме геодинамики батолитообразования в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геотектоника. 1997. № 5. С. 359–373.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Будников С.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Пономарчук В.А. Тектоно-магматическая зональность, источники магматических пород и геодинамика раннемезозойской Монголо-Забайкальской области // Геотектоника. 2002. № 4. С. 42–63.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Наумов В.Б. Геодинамика, потоки и рециклинг летучих компонентов между мантией и верхними оболочками Земли // Геотектоника. 2005а. № 1. С. 45–63.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Никифоров А.В., Котов А.Б., Владыкин Н.В. Позднерифейский рифтогенез и распад Лавразии: данные геохронологических исследований щелочно-ультраосновных комплексов южного обрамления Сибирской платформы // Докл. РАН. 2005б. Т. 404, № 3. С. 400–406.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Козловский А.М., Котов А.Б., Лебедев В.И. Геохронология магматических пород и специфика формирования позднепалеозойской Южно-Монгольской активной континентальной окраины Сибирского континента // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2008. Т. 16, № 2. С. 59–80.
- Ярмолюк В.В., Лыхин Д.А., Шурига Т.Н., Воронцов А.А., Сугоракова А.М. Возраст, состав пород, руд и геологическое положение бериллиевого месторождения Снежное: к обоснованию позднепалеозойской Восточно-Саянской редкометалльной зоны (Россия) // Геология рудных месторождений. 2011. Т. 53, № 5. С. 438–450.
- Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И. Позднепалеозойский и раннемезозойский редкометалльный магматизм Центральной Азии: этапы, области и обстановки формирования // Геология рудных месторождений. 2012. Т. 54, № 5. С. 375–399.
- Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И., Козловский А.М. Позднепалеозойский–раннемезозойский внутриплитный магматизм Северной Азии: траппы, рифты, батолиты-гиганты и геодинамика их формирования // Петрология. 2013. Т. 21, № 2. С. 115–142.
- Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Саватенков В.М., Ковач В.П., Козаков И.К., Котов А.Б., Лебедев В.И., Ээнжин Г. Состав, источники и геодинамическая при-

- рода гигантских батолитов Центральной Азии: по данным геохимических и изотопных Nd исследований гранитоидов Хангайского зонального магматического ареала // *Петрология*. 2016а. Т. 24, № 5. С. 468–498.
- Ярмолюк В.В., Лыхин Д.А., Козловский А.М., Никифоров А.В., Травин А.В.* Состав, источники и механизмы формирования редкометалльных гранитоидов позднепалеозойской Восточно-Саянской зоны щелочного магматизма (на примере массива Улан-Тологой) // *Петрология*. 2016б. Т. 24, № 5. С. 515–536.
- Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Котов А.Б.* Переходный период в геологической истории Земли между 3 до 2 млрд лет // *Геология и геофизика*. 2021. Т. 62, № 1. С. 31–57.
- Abbott D., Burgess L., Longhi J., Smith W.H.F.* An empirical thermal history of the Earth's upper mantle // *J. Geophys. Res.* 1994. Vol. 99. P. 13835–13850.
- Aftalion M., Bibikova E.V., Bowes D.R., Hopgood A.M., Perchuk L.L.* Timing of Early Proterozoic collisional and extensional events in the granulite-gneiss-charnokite-granite complex, Lake Baikal, USSR: Au-Pb, Rb-Sr and Sm-Nd isotopic study // *J. Geol.* 1991. Vol. 99. P. 851–861.
- Albarede F.* How deep do common basaltic magmas form and differentiate? // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 1992. Vol. 97, Iss. B7. P. 10997–11009.
- Allegre C.J.* Limitation on the mass exchange between the upper and lower mantle: the evolving convection regime of the Earth // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1997. Vol. 150. P. 1–6.
- Allen M.B., Anderson L., Searle R.C., Buslov M.* Oblique rift geometry of the West Siberian Basin: tectonic setting for the Siberian flood basalts // *J. Geol.* 2006. Vol. 163, No. 6. P. 901–904.
- Allwood A.C., Walter M.R., Kamber B.S., Marshall C.P., Burch I.W.* Stromatolite reef from the Early Archaean era of Australia // *Nature*. 2006. Vol. 441, No. 7094. P. 714–718.
- Ames D.E., Farow C.E.G.* Metallogeny of the Sudbery Mining Camp, Ontario // W.-D. Goodfellow (Ed.). *Mineral Deposits of Canada. A Synthesis of Major Deposit-types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods*. Geol. Assoc. of Canada, Mineral Deposits Division Spec. Publ. 2007. No. 5. P. 329–350.
- Anbar A.D., Duan Y., Lyons T.W., Arnold G.L., Kendall B., Creaser R.A., Kaufman A.J., Gordon G.W., Scott C., Garvin J., Buick R.A.* Whiff of oxygen before the Great Oxidation Event? // *Science*. 2007. Vol. 317, No. 5846. P. 1903–1906.
- Anderson D.L.* Hotspots, polar wander. Mesozoic convection and the geoid // *Nature*. 1982. Vol. 297. P. 391–393.
- Andrews P.* Palaeoecology and hominoid palaeoenvironments // *Biol. Rev.* 1996. Vol. 71. P. 257–300.
- Andrews R.Ch., Osborn H.F.* *On the Trail of Ancient Man: A Narrative of the Field Work of the Central Asiatic Expeditions*. N.Y.; L.: Garden City Publ. Co., 1926. 370 p.
- Aoki S., Kabashima C., Kato Y., Hirata T., Komiya T.* Influence of contamination on banded iron formations in Isua supracrustal belt, West Greenland: Revaluation of the Eoarchean seawater compositions // *Geosci. Frontiers*. 2017. P. 1–24.
- Argus D.F., Gordon R.G., Heflin M.B., Ma C., Eanes R.J., Willis P., Peltier W.R., Owen S.T.* The angular velocities of the plates and the velocity of Earth's centre from space geodesy // *Geophys. J. Inter.* 2010. Vol. 180, No. 3. P. 913–960.

- Argus D.F., Gordon R.G., DeMets C.* Geologically current motion of 56 plates relative to the no-net-rotation reference frame // *Geochem., Geophys., Geosyst.* 2011. Vol. 12, No. 11. P. 1–13.
- Argus D.F., Heflin M.B.* Plate motion and crustal deformation estimated with geodetic data from the Global Positioning System // *Geophys. Res. Lett.* 1995. Vol. 22, No. 15. P. 1973–1976.
- Armstrong K., Frost D.J., McCammon C.A., Rubie D.C., Boffa Ballaran T.* Deep magma ocean formation set the oxidation state of Earth's mantle // *Science.* 2019. Vol. 365. P. 903–906.
- Arndt N.* Komatiites, kimberlites, and boninites // *J. Geophys. Res. Solid Earth.* 2003. Vol. 108, No. B6. P. 2293.
- Arndt N.T., Davaille A.* Episodic Earth evolution // *Tectonophysics.* 2013. Vol. 609. P. 661–674.
- Artemieva N., Morgan J.* Quantifying the release of climate-active gases by large meteorite impacts with a case study of Chicxulub // *Geophys. Res. Lett.* 2017. Vol. 44, No. 20. P. 10184–10187.
- Asfaw B., White T.D., Lovejoy C.O., Lartimer B., Simpson S., Suwa G.* Australopithecus garhi: a new species of early hominid from Ethiopia // *Science.* 1999. Vol. 284. P. 629–635.
- Austermann J., Kave B.T., Mitrovica J.X., Huvbers P.* A statistical analysis of the correlation between large igneous provinces and lower mantle seismic structure // *Geophys. J. Inter.* 2014. Vol. 197, No. 1. P. 1–9.
- Ayer J., Amelin Y., Corfu F., Kamo S., Ketchum J., Kwok K., Trowell N.* Evolution of the southern Abitibi greenstone belt based on U-Pb geochronology: autochthonous volcanic construction followed by plutonism, regional deformation and sedimentation // *Precamb. Res.* 2002. Vol. 115. P. 63–95.
- Bailey Sh., Glantz M., Weaver T.D., Viola B.* The affinity of the dental remains from Obi-Rakhmat Grotto, Uzbekistan // *J. Human Evol.* 2008. Vol. 55. P. 238–248.
- Baker D.E.L., Seccombe P.K., Collins W.J.* Structural history and timing of gold mineralization in the Northern East Strelley Belt, Pilbara Craton, Western Australia // *Econ. Geol.* 2002. Vol. 97, No. 4. P. 775–785.
- Ballmer M.D., Houser C., Hernlund J.W., Wentzcovitch R.M., Hirose K.* Persistence of strong silica-enriched domains in the Earth's lower mantle // *Nat. Geosci.* 2017. Vol. 10. P. 236–240.
- Bambach R.K., Bush A.M., Erwin D.H.* Autecology and the filling of Ecospace: Key metazoan radiations (англ.) // *Palaeontology.* 2007. Vol. 50, No. 1. P. 1–22.
- Bar-Yosef O.* The known and the unknown about the Acheulian // N. Goren-Inbar, G. Sharon (Eds.). *Axe Age Acheulian Tool-making from Quarry to Discard.* L.: Oakville, 2006. P. 479–494.
- 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. Vol. 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. Vol. 79. P. 1188–1214.
- Bédard J.H.* How many arcs can dance on the head of a plume? A 'Comment' on: A critical assessment of Neoproterozoic 'plume only' geodynamics: Evidence from the Superior province, by Derek Wyman, *Precambrian Research*, 2012 // *Precamb. Res.* 2013. Vol. 229. P. 189–197.

- Bédard J.H.* Stagnant lids and mantle overturns: Implications for Archaean tectonics, magmagenesis, crustal growth, mantle evolution, and the start of plate tectonics // *Geosci. Frontiers*. 2018. Vol. 9. P. 19–49.
- Begg G.C., Griffin W.L., Natapov L.M., O'Reilly S.Y., Grand S.P., O'Neill C.J., Hronsky J.M.A., Poudjom Djomani Y., Swain C.J., Deen T., Bowden P.* The lithospheric architecture of Africa: Seismic tomography, mantle petrology and tectonic evolution // *Geosphere*. 2009. Vol. 5. P. 23–50.
- Begg G.C., Hronsky J.A.M., Arndt N.T., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Hayward N.* Lithospheric, cratonic, and geodynamic setting of Ni-Cu-PGE sulfide deposits // *Econ. Geol.* 2010. Vol. 105. P. 1057–1070.
- Bekker A., Holland H.D.* Oxygen overshoot and recovery during the early Paleoproterozoic // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2012. Vol. 317–318. P. 295–304.
- Bekker A., Slack J.F., Planavsky N., Krapež B., Hofmann A., Konhauser K.O., Rouxel O.J.* Iron formation: the sedimentary product of a complex interplay among mantle, tectonic oceanic and biospheric processes // *Econ. Geol.* 2010. Vol. 105. P. 467–508.
- Bell E.A., Harrison T.M., Kohl I.E., Young E.D.* Eoarchean crustal evolution of the Jack Hills zircon source and loss of Hadean crust // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2014. Vol. 146. P. 27–42.
- Bell E.A., Vi Boehnke P., Harrison T.M., Mao W.L.* Potentially biogenic carbon preserved in a 4.1 billion-year-old zircon // *Proc. Natl. Acad. Sci.* 2015. Vol. 47. P. 14518–14521.
- Belousova E.A., Kostitsyn Y.A., Griffin W.L., Begg G.C., O'Reilly S.Y., Pearson N.J.* The growth of the continental crust: constraints from zircon Hf-isotope data // *Lithos*. 2010. Vol. 119. P. 457–466.
- Bennett V.C.* Compositional evolution of the mantle // D. Holland, K.K. Turekian (Eds.). *Treatise on Geochemistry*. Vol. 2. The mantle and core. Elsevier, 2003. P. 493–519.
- Benton M.J.* *Vertebrate Paleontology*. Blackwell Publishers, 2004. 452 p.
- Benton M.J.* *When Life Nearly Died: The Greatest Mass Extinction of All Time*. Thames & Hudson, 2005.
- Berkenbosh H.A., de Ronde C.E.J., Gemmill J.B., McNeill A.W., Goemann K.* Mineralogy and formation of black smoker Chimneys from Brothers Submarine Volcano, Kermadec Arc // *Econ. Geol.* 2012. Vol. 107, No. 8. P. 1613–1634.
- Bickle M.J., Bettenay L.F., Chapman H.J., Groves D.I., McNaughton N.J., Campbell I.H., de Laeter J.R.* Origin of the 3500–3300 Ma calc-alkaline rocks in the Pilbara Archaean: isotopic and geochemical constraints from the Shaw Batholith // *Precamb. Res.* 1993. Vol. 60. P. 117–149.
- Bickle M.J., Nisbet E.G., Martin A.* Archean greenstone belts are not oceanic crust // *J. Geol.* 1994. Vol. 102. P. 121–138.
- Bindeman I., Bekker A., Zakharov D.* Oxygen isotope perspective on crustal evolution on early Earth: A record of Precambrian shales with emphasis on Paleoproterozoic glaciations and Great Oxygenation Event // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2016. Vol. 437, No. 1. P. 101–113.
- Birdsell J.B.* Some predictions for the Pleistocene based on equilibrium systems among recent hunter-gatherers // *Man the Hunter*. Chicago: Aldine Publ. Company, 1968. P. 229–240.

- Bizzarro M., Simonetti A., Stevenson R.K., David J.* Hf isotope evidence for a hidden mantle reservoir // *Geology*. 2002. Vol. 30, No. 9. P. 771–774.
- Bleeker W.* The late Archean record: a puzzle in ca. 35 pieces // *Lithos*. 2003. Vol. 71. P. 99–134.
- Bleeker W., Ernst R.* Short-lived mantle generated magmatic events and their dyke swarms: The key unlocking Earth's paleogeographic record back to 2.6 Ga // E. Hanski, S. Mertanen, T. Räm, J., A.A. Vuollo (Eds.). *Dyke Swarms – Time Markers of Crustal Evolution*. Balkema Publishers, Rotterdam, 2006. P. 1–24.
- Bleeker W., Ketchum J.W.F., Davis W.J.* The Central Slave Basement complex: Part II. Age and tectonic significance of high-strain zones along the basement–cover contact // *Can. J. Earth Sci.* 1999. Vol. 36, No. 7. P. 1111–1130.
- Blewett R.S., Huston D.L., Mernadh T.P., Kamprad J.* The diverse structure of Arhean Lode gold deposits of the southwest Mosquito Creek Belt, East Pilbara Craton, Western Australia // *Econ. Geol.* 2002. Vol. 97, No. 4. P. 787–800.
- Blicher-Toft J., Albarede F.* Hafnium isotopes in Jack Hills zircons and the formation of the Hadean crust // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2008. Vol. 265. P. 686–702.
- Blicher-Toft J., Albarede F., Rosing M., Frei R., Bridgwater D.* The Nd and Hf isotope evolution of the mantle through the Archean; results from the Isua supracrustals, West Greenland, and from the Birimian terranes of West Africa // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1999. Vol. 63. P. 3901–3914.
- Bogdanova S.V., Bingen B., Gorbatshev R., Kheraskova T.N., Kozlov V.I., Puchkov V.N., Volozh Yu.A.* The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia // *Precamb. Res.* 2008. Vol. 160. P. 23–45.
- Bolhar R., Hofmann A., Kemp A.I.S., Whitehouse M.J., Wind S., Kamber B.S.* Juvenile crust formation in the Zimbabwe Craton deduced from O-Hf isotopic record of 3.8–3.1 Ga detrital zircons // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2017. Vol. 215. P. 432–446.
- Bond D.P.G., Grasby S.E.* Late Ordovician mass extinction caused by volcanism, warming, and anoxia, not cooling and glaciation // *Geol. Soc. Am. Geol.* 2020. Vol. 48, No. 8. P. 777–781.
- Bond D.P.G., Wignall P.B.* Large igneous provinces and mass extinctions // G. Keller, A.C. Kerr (Eds.). *Volcanism, Impacts, and Mass Extinctions: Causes and effects*. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 2014. Vol. 505. P. 29–55.
- Bonis L., de Koufos G.D.* Our ancestor's ancestor: Ouranopithecus is a Greek link in human ancestry // *Evol. Anthropol.* 1994. Vol. 3, No. 3. P. 75–83.
- Bonner J.T.* The origins of multicellularity // *Integrative Biology: Issues, News, and Reviews*. 1998. Vol. 1, No. 1. P. 27–36.
- Borg G., Piestrzynski A., Bachmann G.H., Püttmann W., Walther S., Fiedler M.* An overview of the European Kupferschiefer deposits // J.W. Hedenquist, M. Harris, F. Camus (Eds.). *Geology and Genesis of Major Copper Deposits and Districts of the World: A Tribute to Richard Sillitoe*. *SEG Spec. Publ.* 2012. No. 16. P. 455–486.
- Bowring S.A., Williams I.S.* Priscoan (4.00–4.03 Ga) orthogneisses from NW Canada // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1999. Vol. 134. P. 3–16.
- Boyet M., Carlson R.W.* <sup>142</sup>Nd evidence for early (>4.53 Ga) global differentiation of the silicate Earth // *Science*. 2005. Vol. 309. P. 576–581.
- Brace C.L.* *The Stages of Human Evolution*. Englewood Cliffs: Prentice-Hall, 1967. 116 p.

- Bradley D.C.* Secular trends in the geologic record and the supercontinent cycle // *Earth-Sci. Rev.* 2011. Vol. 108. P. 16–33.
- Bradley D.C.* Passive margins through earth history // *Earth-Sci. Rev.* 2008. Vol. 91. P. 1–26.
- Bräuer G.* The KNM-ER 3884 Hominid and the Emergence of Modern Anatomy in Africa // P.V. Tobias, M.A. Raath, J. Moggi-Cecchi, G.A. Doyle (Eds.). *Humanity from African Naissance to Coming Millennia*. Firenze: Univ. Press, 2001. P. 191–199.
- Bräuer G.* Origin of Modern Humans // W. Henke, I. Tattersall (Eds.). *Handbook of Paleoanthropology*. Berlin: Springer, 2007. Vol. III: Phylogeny of Hominids. P. 1749–1779.
- Bräuer G.* Middle Pleistocene Diversity in Africa and the Origin of Modern Humans // J.-J. Hublin, Sh.P. McPherron (Eds.). *Modern Origins: A North African Perspective*. Dordrecht; N.Y.: Springer, 2012. P. 221–240. (Vertebrate Paleobiol. and Paleoanthropol.)
- Brocks J.J., Buick R., Summons R.E., Logan G.A.* A reconstruction of Archean biological diversity based on molecular fossils from the 2.78–2.45 billion year old Mount Bruce Supergroup, Hamersley Basin, Western Australia // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2003. Vol. 67, No. 22. P. 4321–4335.
- Brocks J.J., Logan G.A., Buick R., Summons R.E.* Archean molecular fossils and the early rise of eukaryotes // *Science*. 1999. Vol. 285. P. 1033–1036.
- Brunet M., Beauvilain A., Coppens Y., Heintz E., Moutaye A.H.E., Pilbeam D.* Australopithecus bahrelghazali, une nouvelle espece d’Hominide ancien de la region de Koro Togo (Chad) // *Comptes rendus de l’Academie des Sciences Paris. Ser. IIA*. 1996. Vol. 322. P. 907–913.
- Brunet M., Guy F., Pilbeam D., Mackaye H.T., Likius A., Ahounda D., Beauvilain A., Blondel C., Bocherens H., Boisserie J.-R., de Bonis L., Coppens Y., Dejax J., Denys Ch., Düringer P., Eisenmann V., Fanone G., Fronty P., Geraads D., Lehmann Th., Lihoreau F., Louchart A., Mahamat A., Merceron G., Mouchelin G., Otero O., Campomanes P.P., Ponce de L.M., Rage J.C., Sapanet M., Schuster M., Sudre J., Tassy P., Valentin X., Vignaud P., Viriot L., Zazzo A., Zollikofer Ch.* A new hominid from the Upper Miocene of Chad, Central Africa // *Nature*. 2002. Vol. 418. P. 145–151.
- Bryan S., Ernst R.E.* Revised definition of Large Igneous Provinces (LIPs) // *Earth-Sci. Rev.* 2008. Vol. 86. P. 175–202.
- Buchholz P., Herzog P., Friedrich G., Frei R.* Granite-hosted gold mineralization in the Midlands greenstone belt: a new type of low-grade gold deposit in Zimbabwe // *Miner. Deposita*. 1998. Vol. 33. P. 437–460.
- Bull A.L., McNamara A.K., Ritsema J.* Synthetic tomography of plume clusters and thermochemical piles // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2009. Vol. 278. P. 152–162.
- Burgess S.D., Muirhead J.D., Bowring S.A.* Initial pulse of Siberian Traps sills as the trigger of the end-Permian mass extinction // *Nat. Commun.* 2017. Vol. 8. 164.
- Burgoa O.R.A.* Metalliferous Ore Deposits of Bolivia. La Paz, SPC Impresores S.A., 2009. 233 p.
- Burke K., Torsvik T.H.* Derivation of large igneous provinces of the past 200 million years from long-term heterogeneities in the deep mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2004. Vol. 227, Iss. 3–4. P. 531–538.
- Burke K., Steinberger B., Torsvik T.H., Smethurst M.A.* Plume generation zones at the margins of Large Low Shear Velocity Provinces on the core-mantle boundary // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2008. Vol. 265, Iss. 1–2. P. 49–60.

- Burke K. Plate tectonics the Wilson Cycle and mantle plumes: geodynamics from the top // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 2011. Vol. 39. P. 1–29.
- Burke W.H., Denison R.E., Hetherington E.A., Koepnick R.B., Nelson H.F., Otto J.B. Variation of seawater  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  throughout Phanerozoic time // *Geology*. 1982. Vol. 10, No. 10. P. 516–519.
- Butler D. The battle of Tugen Hills // *Nature*. 2001. Vol. 410. P. 508–509.
- Butterfield N.J. Hooking some stem-group worms: fossil lophotrochozoans in the Burgess Shale // *Bioessays*. 2006. Vol. 28, No. 12. P. 1161–1166. doi: 10.1002/bies.20507.
- Callaway B.E. Oldest stone tools raise questions about their creators // *Nature*. 2015. Vol. 520. P. 421.
- Cameron A.G.W. The impact theory for origin of the Moon // W.K. Hartmann, R.J. Phillips, G.J. Taylor (Eds.). *Origin of the Moon*. Houston, TX: Lunar & Planetary Institute, 1986. P. 609–616.
- Campbell I.A., Griffiths R.W. Did the formation of D'cause the Archean-Proterozoic transition? // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2014. Vol. 388. P. 1–8.
- Campbell I.H. Constraints on continental growth models from Nd/U ratios in the 3.5 Ga Barberton and other Archean basalt+komatiite suites // *Am. J. Sci.* 2003. Vol. 303. P. 319–351.
- Cann R.L., Stoneking M., Wilson A.C. Mitochondrial DNA and human evolution // *Nature*. 1987. Vol. 325. P. 31–36.
- Capriolo M., Marzoli A., Aradi L.E., Callegaro S., Dal Corso J., Newton R.J., Mills B.J.W., Wignall P.B., Bartoli O., Baker D.R., Youbi N., Remusat L., Spiess R., Szabó C. Deep  $\text{CO}_2$  in the end-Triassic Central Atlantic Magmatic Province // *Nat. Commun.* 2020. Vol. 11. P. 1670.
- Card K.D., Poulsen K.H., Robert F. The Archean Superior Province of the Canadian Shield and Its Lode Gold Deposits // R.R. Keays, W.R.H. Ramsay, D.I. Groves (Eds.). *The Geology of Gold Deposits: the Perspective in 1988*, SEG Monograph 6. 1988. P. 19–36.
- Caro G., Bourdon B., Birck J.L., Moorbath S. High-precision  $^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  measurements in terrestrial rocks: Constraints on the early differentiation of the Earth's mantle // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2006. Vol. 70. P. 164–191.
- Carter T.R. Metallogeny of the Grenville Province, Southeastern Ontario. Ontario Geol. Survey Open File Rep. 5515. 1984. 422 p.
- Carter T.R., Colvine A.C. Metallic mineral deposits of the Grenville Province, southeastern Ontario // *CIM Bulletin*. 1985. Vol. 78, No. 875.
- Cawood P.A., Hawkesworth Ch.J. Temporal relations between mineral deposits and global tectonic cycles // G.R.T. Jenkin, P.A.J. Lusty, I. McDonald, M.P. Smith, A.J. Boyce, J.J. Wilkinson (Eds.). *Ore Deposits in Evolving Earth*. Geol. Soc. London, Spec. Publ., 2015. Vol. 393. P. 9–21.
- Cawood P.A., Hawkesworth C.J., Pisarevsky S.A., Dhuime B., Capitanio F.A., Nebel O. Geological archive of the onset of plate tectonics // *Phil. Trans. R. Soc. A*. 2018. 376. P. 321–378.
- Cawood P.A., Kröner A., Pisarevsky S.A. Precambrian plate tectonics: Criteria and evidence // *GSA Today* 6. 2006. Vol. 16. No. 7. P. 4–11.
- Cela-Conde C.J., Ayala F.J. Genera of the human lineage // *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*. 2003. Vol. 100. P. 7684–7689.

- Cela-Conde C.J., Ayala F.J.* Human Evolution. Trails from the Past. Oxford: Univ. Press, 2007. 437 p.
- Chavaillon J.* Découverte d'un niveau oldowayen dans la basse vallée de l'Omo (Ethiopia) // Bull. de la Société Préhistorique Française. 1970. No. 67 (1). P. 7–11.
- Chavaillon J.* Evidence for the technical practices of Early Pleistocene hominids, Shungura Formation Lower Omo Valley, Ethiopia // Earliest Man and Environments in the Lake Rudolf Basin. Chicago: Univ. Press, 1976. P. 565–573.
- Chen F., Welker F., Shen Ch.-Ch., Bailey Sh.E., Bergmann I., Davis S., Xia H., Wang H., Fischer R., Freidline S.E., Yu T.-L., Skinner M.M., Stelzer S., Dong G., Fu Q., Dong G., Wang J., Zhang D., Hublin J.-J.* A Late Middle Pleistocene Denisovan Mandible from the Tibetan Plateau // Nature. 2019. Vol. 569. P. 409–412.
- Chen Yu., Wen L.* Global large deep-focus earthquakes: Source process and cascading failure of shear instability as a unified physical mechanism // Earth Planet. Sci. Lett. 2015. Vol. 423. P. 134–144.
- Ciobanu C.L., Wade B.P., Cooke N.J., Schmidt Mumm A., Giles D.* Uranium-bearing hematite from Olympik Dam Cu-U-Au deposit, South Australia: A geochemical tracer and reconnaissance Pb-Pb geochronometer // Precamb. Res. 2013. Vol. 238. P. 200–216.
- Collerson K.D., Kamber B.S.* Evolution of the continents and the atmosphere inferred from Th-U-Nb systematics of the depleted mantle // Science. 1999. Vol. 283. P. 1519–1522.
- Collins W.J.J.* Slab pull, mantle convection, and Pangaeian assembly and dispersal // Earth Planet. Sci. Lett. 2003. Vol. 205. P. 225–237.
- Coltice N., Bertrand H., Rey P., Jourdan F., Phillips B.R., Ricard Y.* Global warming of the mantle beneath continents back to the Archaean // Gondwana Res. 2009. Vol. 15. P. 254–266.
- Coltice N., Phillips B.R., Bertrand H., Ricard Y., Rey P.* Global warming of the mantle at the origin of flood basalts over supercontinents // Geology. 2007. Vol. 35, No. 5. P. 391–394.
- Compston W., Pidgeon R.T.* Jack Hills, evidence of more very old detrital zircons in Western Australia // Nature. 1986. Vol. 321. P. 766–769.
- Condie K.C.* Origin and early growth rate of continents // Precamb. Res. 1986. Vol. 32. P. 261–278.
- Condie K.C.* The supercontinent cycle: are there two patterns of cyclicity? // J. Afr. Earth Sci. 2002. Vol. 35, No. 2. P. 179–183.
- Condie K.C.* TTGs and adakites: are they both slab melts? // Lithos. 2005. Vol. 80. P. 33–44.
- Condie K.C.* Earth as an Evolving Planetary System. 2nd Edition. Amsterdam: Elsevier, 2011. 574 p.
- Condie K.C.* Changing tectonic settings through time: indiscriminate use of geochemical discriminant diagrams // Precamb. Res. 2015. Vol. 266. P. 587–591.
- Condie K.C.* A planet in transition: The onset of plate tectonics on Earth between 3 and 2 Ga? // Geosci. Frontiers. 2018. Vol. 9. P. 51–60.
- Condie K.C., Aster R.C., van Hunen J.* A great thermal divergence in the mantle beginning 2.5 Ga: Geochemical constraints from greenstone basalts and komatiites // Geosci. Frontiers. 2016a. Vol. 7. P. 543–553.
- Condie K.C., Arndt N., Davaille A., Puetz S.J.* Zircon age peaks: production or preservation of continental crust? // Geosphere. 2016b. Vol. 13, No. 2. P. 123–135.

- Condie K.C., Aster R.C.* Episodic zircon age spectra of orogenic granitoids: The supercontinent connection and continental growth // *Precambr. Res.* 2010. Vol. 180. P. 227–236.
- Condie K.C., Aster R.C.* Refinement of the supercontinent cycle with Hf, Nd and Sr isotopes // *Geosci. Frontiers.* 2013. Vol. 4. P. 667–680.
- Condie K.C., Belousova E., Griffin W.L., Sircombe K.N.* Granitoid events in space and time: constraints from igneous and detrital zircon age spectra // *Gondwana Res.* 2009. Vol. 15. P. 228–242.
- Condie K.C., Davaille A., Aster R.C., Arndt N.* Upstairs-downstairs: supercontinents and large igneous provinces, are they related? // *Int. Geol. Rev.* 2015. Vol. 57. P. 1341–1348.
- Condie K.C., Kröner A.* When did plate tectonics begin? Evidence from the geologic record // *The Geological Society of America. Spec. Paper* 440. 2008. P. 281–294.
- Condie K.C., O'Neill C.* The Archean-Proterozoic boundary: 500 My of tectonic transition in Earth history // *Am. J. Sci.* 2010. Vol. 310. P. 775–790.
- Condie K.C., Rosen O.M.* Laurentia – Siberia connection revisited // *Geology.* 1994. Vol. 22. P. 168–170.
- Cooke D.R., Hollings P.* Giant porphyry deposits: Characteristics, distribution, and tectonic controls // *Econ. Geol.* 2005. Vol. 100, No. 5. P. 801–818.
- Corfu F., Krogh T.E., Kwok Y.Y., Jensen L.S.* U-Pb zircon geochronology in the south-western Abitibi greenstone belt, Superior province // *Can. J. Earth Sci.* 1989. Vol. 26. P. 1747–1763.
- Courtillot V., Davaille A., Besse J., Stock J.* Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2003. Vol. 205, Iss. 3–4. P. 295–308.
- Courtillot V., Olson P.* Mantle plumes link magnetic superchrons to Phanerozoic mass depletion events // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2007. Vol. 260, No. 3–4. P. 495–504.
- Cox G.M., Lyons T.W., Mitchell R.N., Hasterok D., Gard M.* Linking the rise of atmospheric oxygen to growth in the continental phosphorus inventory // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2018. Vol. 489. P. 28–36.
- Cuney M.* Evolution of uranium fractionation processes through time: Driving the secular variation of uranium deposit types // *Econ. Geol.* 2010, Vol. 105, No. 3. P. 553–569.
- Dalziel I.W.D.* Pacific margins of Laurentia and East Antarctica–Australia as a conjugate rift pair: evidence and implications for an Eocambrian supercontinent // *Geology.* 1991. Vol. 19. P. 598–601.
- Dalziel I.W.D.* Overview: Neoproterozoic–Paleozoic geography and tectonics: review, hypotheses and environmental speculations // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1997. Vol. 109. P. 16–42.
- Dart R.A.* *Australopithecus africanus*: the man-ape of South Africa // *Nature.* 1925. Vol. 115. P. 195–199.
- Dasgupta R., Hirschmann M.* The deep carbon cycle and melting in Earth's interior // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2010. Vol. 298. P. 1–13.
- Davies G.F., Goes S., Sambridge M.* On the relationship between volcanic hotspot locations, the reconstructed eruption sites of large igneous provinces and deep mantle seismic structure // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2015. Vol. 411. P. 121–130.
- Davies G.F.* Ocean bathymetry and mantle convection: 1. Large-scale flow and hotspots // *J. Geophys. Res. Solid Earth.* 1988a. Vol. 93, Iss. B9. P. 10467–10480.

- Davies G.F.* Ocean bathymetry and mantle convection: 2. Small-scale flow // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 1988b. Vol. 93, Iss. B9. P. 10481–10488.
- Davies G.F.* *Dynamic Earth: Plates, Plumes and Mantle Convection*. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1999. 458 p.
- Davies G.F., Pribac F.* Mesozoic seafloor subsidence and the Darwin rise, past and present // *S. Pingle et al. (Eds.). The Mesozoic Pacific: Geology, Tectonics, and Volcanism. Geophys. Monogr. Ser. Vol. 77. AGU, Washington, DC, 1993. P. 39–52.*
- Davies J.H., Davies D.R.* Earth's surface heat flux // *Solid Earth*. 2010. Vol. 1. P. 5–24.
- Dawkins R.* *The Ancestor's Tale: A Pilgrimage to the Dawn of Life*. Boston: Houghton Mifflin Company, 2004.
- Deb M.* Precambrian geodynamics and metallogeny of the Indian shield // *Ore Geol. Rev.* 2014. Vol. 57. P. 1–28.
- Debashish B., Medlin L.* Algal phylogeny and the origin of land plants // *Plant Physiol. Am. Soc. Plant Biol.* 1998. Vol. 116, No. 1. P. 9–15.
- de Kock M.O., Evans D.A.D., Beukes N.J.* Validating the existence of Vaalbara in the Neoproterozoic // *Precamb. Res.* 2009. Vol. 174, No. 1–2. P. 145–154.
- de la Torre I.* Omo Revisited. Evaluating the Technological Skills of Pliocene Hominids // *Curr. Anthropol.* 2004. Vol. 45, No. 4. P. 439–465.
- de Lumley H., Barsky D., Cauche D.* Les premières étapes de la colonisation de l'Europe et l'arrivée de l'Homme sur les rives de la Méditerranée // *L'Anthropologie*. 2009. Vol. 113. P. 1–46.
- de Lumley M.-A.* Les restes humains anténéanderthaliens Apidima 1 et Apidima 2, Aréopolis, Laconie, Péninsule du Mani, Péloponnèse, Grèce. P.: CNRS, 2019. 78 p.
- Dekura H., Tsuchiya T., Tsuchiya J.* *Ab initio* lattice thermal conductivity of MgSiO<sub>3</sub> perovskite as found in Earth's lower mantle // *Phys. Rev. Lett.* 2013. Vol. 110. 025904.
- DcMets C., Gordon R.G., Argus D.F.* Geologically current plate motion // *Geophys. J. Inter.* 2010. Vol. 181, No. 1. P. 1–80.
- Deng J., Wang Q.* Gold mineralization in China: Metallogenic provinces, deposit types and tectonic framework // *Gondwana Res.* 2016. Vol. 36. P. 219–274.
- Dennell R.W.* Hominid Dispersals and Asian Biogeography during the Lower and Early Middle Pleistocene, c. 2.0–0.5 Mya // *Asian Perspective*. 2004. Vol. 43, No. 2. P. 205–226.
- Dewey J.F., Horsfield B.* Plate tectonics, orogeny and continental growth // *Nature*. 1970. Vol. 225. P. 521–525.
- Dhuime B., Hawkesworth C.J., Cawood P.A., Storey C.D.* A change in the geodynamics of continental growth 3 billion years ago // *Science*. 2012. Vol. 335. P. 1334–1336.
- Dhuime B., Wuestefeld A., Hawkesworth C.J.* Emergence of modern continental crust about 3 billion years ago // *Nat. Geosci.* 2015. Vol. 8. P. 552–555.
- Didenko A.N., Vodovozov V.Yu., Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Mazukabzov A.M., Stanevich A.M., Bibikova E.V., Kirnozova T.I.* Palaeomagnetism and U–Pb dates of the Palaeoproterozoic Akitkan Group (South Siberia) and implications for pre-Neoproterozoic tectonics // *S.M. Reddy, R. Mazumder, D.A.D. Evans, A.S. Collins (Eds.). Palaeoproterozoic Supercontinents and Global Evolution. Geol. Soc. London, Spec. Publ., 2009. Vol. 323. P. 145–163.*
- Dietz R.S.* Continental and ocean basin evolution by spreading of the sea floor // *Nature*. 1961. Vol. 190. P. 854–857.
- Domeier M.* A plate tectonic scenario for the Iapetus and Rheic Oceans // *Gondwana Res.* 2016. Vol. 36. P. 275–295.

- Domeier M.* Early Paleozoic tectonics of Asia towards a full-plate model // *Geosci. Frontiers*. 2018. Vol. 9, No. 3. P. 789–862.
- Domeier M., Torsvik T.H.* Plate tectonics in the late Paleozoic // *Geosci. Frontiers*. 2014. Vol. 5, No. 3. P. 303–350.
- Donskaya T.V.* Assembly of the Siberian craton: Constraints from Paleoproterozoic granitoids // *Precamb. Res.* 2020. Vol. 348. 105869.
- Dobrovine P.V., Steinberger B., Torsvik T.H.* Absolute plate motions in a reference frame defined by moving hot spots in the Pacific, Atlantic, and Indian oceans // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 2012. Vol. 117, Iss. B9.
- Drabon N., Lowe D.R., Byerly G.R., Harrington J.A.* Detrital zircon geochronology of sandstones of the 3.6–3.2 Ga Barberton greenstone belt: no evidence for older continental crust // *Geology*. 2017. Vol. 45. P. 803–806.
- Drummond M.S., Defant M.J.A.* Model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archaean to modern comparisons // *J. Geophys. Res.* 1990. Vol. 95. P. 21503–21521.
- Duarte J.C., Schellart W.P.* Introduction to Plate Boundaries and Natural Hazards // J. C. Duarte, P. Wouter, P. Schellart (Eds.). *Plate Boundaries and Natural Hazards*. New Jersey: Wiley-Blackwell Publ., 2016. P. 1–10.
- Duncan R.A., Richards M.A.* Hotspots, mantle plumes, flood basalts, and true polar wander // *Rev. of Geophys.* 1991. Vol. 29, No. 1. P. 31–50.
- Dziewonski A.M.* Mapping the lower mantle: Determination of lateral heterogeneity in *P* velocity up to degree and order 6 // *J. Geophys. Res.* 1984. Vol. 89, Iss. B7. P. 5929–5952.
- Dziewonski A.M., Anderson D.L.* Preliminary reference Earth model // *Phys. Earth Planet. Int.* 1981. Vol. 25, No. 4. P. 297–356. doi: 10.17611/DP/9991844.
- Dziewonski A.M., Lekio V., Romanovicz B.A.* Mantle anchor structure: An argument for bottom up tectonics // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2010. Vol. 299, Nos. 1–2. P. 69–79.
- Dziggel A., Otto A., Kisters A.F.M., Meyer F.M.* Tectono-metamorphic controls on Archaean gold mineralization in the Barberton greenstone belt, South Africa: An example from the new consort gold mine // M.J. van Kranendonk, R.H. Smithies, V.C. Bennett (Eds.). *Earth's Oldest Rocks, Developments in Precambrian Geology*. Vol. 15. Amsterdam: Elsevier, 2007. P. 699–728. [https://doi.org/10.1016/S0166-2635\(07\)15058-1](https://doi.org/10.1016/S0166-2635(07)15058-1).
- Dziggel A., Poujol M., Otto A., Kisters A.F.M., Trieloff M., Schwarz W.H., Meyer F.M.* New U-Pb and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar ages from the northern margin of the Barberton Greenstone Belt, South Africa: implications for the formation of Mesoarchaean gold deposits // *Precamb. Res.* 2010. Vol. 179. P. 206–220. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2010.03.006>.
- Eggins S.M.* Petrogenesis of Hawaiian tholeiites: 2, aspects of dynamic melt segregation // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1992. Vol. 110. P. 398–410.
- Eguchi J., Seales J., Dasgupta R.* Great oxidation and Lomagundi events linked by deep cycling and enhanced degassing of carbon // *Nat. Geosci.* 2020. Vol. 13. P. 71–76.
- Eilu P., Sorjonen-Ward P., Nurmi P., Niiranen T.* A review of gold mineralization styles in Finland // *Econ. Geol.* 2003. Vol. 98, No. 7. P. 1329–1353.
- Elming S.-Å., Shumlyanskyy L., Kravchenko S., Layer P., Söderlund U.* Proterozoic basic dykes in the Ukrainian Shield: a palaeomagnetic, geochronologic and geochem-

- ical study – the accretion of the Ukrainian Shield to Fennoscandia // *Precamb. Res.* 2010. Vol. 178. P. 119–135.
- Ernst R.E.* Large Igneous Provinces. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2014. 653 p.
- Ernst R.E., Bleeker W.* Large igneous provinces (LIPs), giant dyke swarms, and mantle plumes: significance for breakup events within Canada and adjacent regions from 2.5 Ga to the Present // *Can. J. Earth Sci.* 2010. Vol. 47, No. 5. P. 95–739.
- Ernst R.E., Hamilton M.A., Soderlund U., Hanes J.A., Gladkochub D.P., Okrugin A.V., Kolotilina T., Mekhonoshin A.S., Bleeker W., LeCheminant A.N., Buchan K.L., Chamberlain K.R., Didenko A.N.* Long-lived connection between southern Siberia and northern Laurentia in the Proterozoic // *Nat. Geosci.* 2016. Vol. 9. P. 464–469.
- Evans D.A.D.* True polar wander and supercontinents // *Tectonophysics.* 2003. Vol. 362, Nos. 1–4. P. 303–320.
- Evans D.A.D., Beukes N.J., Kirschvink J.L.* Low-latitude glaciation in the Paleoproterozoic // *Nature.* 1997. Vol. 386. P. 262–266.
- Evans D.A.D., Mitchell R.N.* Assembly and breakup of the core of Paleoproterozoic–Mesoproterozoic supercontinent Nuna // *Geology.* 2011. Vol. 39. P. 443–446.
- Falk D.* Hominid paleoneurology // *Annu. Rev. Anthropol.* 1987. Vol. 16. P. 13–28.
- Fan T., Oganov A.R.* AICON: A program for calculating thermal conductivity quickly and accurately // *Comp. Phys. Commun.* 2020. Vol. 251. 107074.
- Farley K.A., Mukhopadhyay S., Isozaki Y., Becker L., Poreda R.J.* An extraterrestrial impact at the Permian–Triassic boundary? // *Science.* 2001. Vol. 293, No. 5539. P. 2343.
- Fiorentini M., Beresford S., Barley M., Duuring P., Becker A., Rosengren N., Cas R., Hronsky J.* District to Camp controls on the genesis of komatiite-hosted nickel sulfide deposits, Agnew-Wiluna Greenshale Belt, Western Australia: Insights from the Multiple Sulfur Isotopes // *Econ. Geol.* 2012. Vol. 107, No. 5. P. 781–796.
- Flamen N., Williams S., Müller R.D., Gurnis M., Bower D.I.* Origin and evolution of the deep thermochemical structure beneath Eurasia // *Nat. Commun.* 2012. Vol. 8, No. 1. P. 1–9.
- Fortey R.A., Briggs D.E.G., Wills M.A.* The Cambrian evolutionary «explosion»: decoupling cladogenesis from morphological disparity // *Biol. J. Linn. Soc.* 1996. Vol. 57. P. 13–33.
- Francois C., Philippot P., Rey P., Rubatto D.* Burial and exhumation during Archean sagduction in the East Pilbara Granite-Greenstone Terrane // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2014. Vol. 396. P. 235–251.
- Friend C.R., Nutman A.P.* New pieces to the Archean terrane jigsaw puzzle in the Nuuk region, southern West Greenland: steps in transforming a simple insight into a complex regional tectonothermal model // *J. Geol. Soc. London.* 2005. Vol. 162. P. 147–162.
- Frimmel H.E.* A giant Mesoarchean crustal gold-enrichment episode: possible causes and consequences for exploration // *Soc. Econ. Geol. Inc. Spec. Publ.* 2014. Vol. 18. P. 209–234.
- Frimmel H.E., Groves D.I., Kirk J., Ruiz J., Chesley J., Minter W.E.L.* The formation and preservation of the Witwatersrand Goldfields, the world's largest gold province // *Econ. Geol. 100th Anniv. Vol.* 2005. P. 769–797.
- Frost B.R., Avchenko O.V., Chamberlain K.R., Frost C.D.* Evidence for extensive Proterozoic remobilization of the Aldan shield and implications for Proterozoic plate

- tectonic reconstructions of Siberia and Laurentia // *Precambr. Res.* 1998. Vol. 89. P. 1–23.
- Frost D.J., Liebske C., Langenhorst F., McCammon C.A., Tronnes R.G., Rubie D.C.* Experimental evidence for the existence of iron-rich metal in the Earth's lower mantle // *Nature*. 2004. Vol. 428. P. 409–412.
- Fu Q., Hajdinjak M., Moldovan O.T., Constantin S., Mallick S., Skoglund P., Patterson N., Rohland N., Lazaridis I., Nickel B., Viola B., Prüfer K., Meyer M., Kelso J., Reich D., Pääbo S.* An early modern human from Romania with a recent Neanderthal ancestor // *Nature*. 2015. Vol. 524, No. 7564. P. 216–219.
- Furnes H., De Wit M.J., Staudigel H., Rosing M., Muehlenbachs K.* A vestige of Earth's oldest ophiolite // *Science*. 2007. Vol. 315. P. 1704–1707.
- Furnes H., Dilek Y., De Wit M.* Precambrian greenstone sequences represented different ophiolite types // *Gondwana Res.* 2015. Vol. 27. P. 649–685.
- Gaillard F., Scaillet B.* The sulfur content of volcanic gases on Mars // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2009. Vol. 279. P. 34–43.
- Gaillard F., Scaillet B., Arndt N.T.* Atmospheric oxygenation caused by a change in volcanic degassing pressure // *Nature*. 2011. Vol. 478. P. 229–232.
- Galimov E.M.* Redox evolution of the Earth caused by a multi-stage formation of its core // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2005. Vol. 233. P. 263–276.
- Garland E., Turner S., Hawkesworth C.* Shift in the source of Parana basalts through time // *Lithos*. 1996. Vol. 37. P. 223–243.
- Garnero E.J., McNamara A.K.* Structure and dynamics of Earth's lower mantle // *Science*. 2008. Vol. 320, No. 5876. P. 626–628.
- Garnero E.J., Thorne M.S., McNamara A.K., Rost S.* Fine-scale ultra-low velocity zone layering at the core-mantle boundary and superplumes // D.A. Yuen, S. Maruyama, S. Karato, D.F. Windley (Eds.). *Superplumes: Beyond Plate Tectonics*. Dordrecht: Springer, 2007. P. 139–157.
- Garwin S., Hall R., Watanabe Y.* Tectonic Setting, Geology, and Gold and Copper Mineralization in Cenozoic Magmatic Arcs of Southeast Asia and West Pacific // J.H. Hedenquist, J.F.H. Thompson, R.J. Goldfarb, J.P. Richards (Eds.). *Econ. Geol.* 100th Anniv. Vol. 2005. P. 891–930.
- Geology and Earth Resources of Vietnam*. Hanoi: Publ. House for Science and Technology, 2011. 646 p.
- Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Stanevich A.M., Pisarevsky S.A., Zhang S., Motova Z.L., Mazukabzov A.M., Li H.* U-Pb detrital zircon geochronology and provenance of Neoproterozoic sedimentary rocks in southern Siberia: New insights into breakup of Rodinia and opening of Paleo-Asian Ocean // *Gondwana Res.* 2019. Vol. 65. P. 1–16.
- Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Wingate M.T.D., Mazukabzov A.M., Pisarevsky S.A., Sklyarov E.V., Stanevich A.M.* A one-billion-year gap in the Precambrian history of the southern Siberian Craton and the problem of the Transproterozoic supercontinent // *Am. J. Sci.* 2010. Vol. 310. P. 812–825.
- Gladkochub D., Pisarevsky S.A., Donskaya T., Natapov L.M., Mazukabzov A., Stanevich A.M., Sklyarov E.* Siberian Craton and its evolution in terms of Rodinia hypothesis // *Episodes*. 2006. Vol. 29, No. 3. P. 169–174.
- Glantz M., Viola B., Wrinn P., Chikisheva T., Derevianko A., Krivoshapkin A., Islamov U., Suleimanov I., Ritzman T.* New Hominin remains from Uzbekistan // *J. Human Evol.* 2008. Vol. 55, Iss. 2. P. 223–237.

- Glatzmaier G.A., Coe R.S., Hongre L., Roberts P.H.* The role of the Earth's mantle in controlling the frequency of geomagnetic reversals // *Nature*. 1999. Vol. 401, No. 6756. P. 885–890.
- Goldblatt C., Zahnle K.J., Sleep N.H., Nisbet E.G.* The eons of chaos and hades // *Solid Earth*. 2010. Vol. 1. P. 1–3.
- Goldfarb R.J., Groves D.I., Gardoll S.* Orogenic gold and geologic time: a synthesis // *Ore Geol. Rev.* 2001. Vol. 18. P. 1–75.
- Goldfarb R.J., Craig J.R., Marsh E.E.* Orogenic gold and evolution of the Cordillera orogeny // J.E. Spencer, S.R. Titley (Eds.). *Ores and Orogenesis: Circum-Pacific Tectonics, Geologic Evolution, and Ore Deposits*. Arizona Geol. Soci. Digest 22. 2008. P. 311–324.
- Goldfarb R.J., Bradley D., Leach D.* Secular variation in economic geology // *Econ. Geol.* 2010. Vol. 105, No. 3. P. 459–465.
- Goldfarb R.J., Taylor R., Collins G., Goryachev N.A., Orlandini O.F.* Phanerozoic continental growth and gold metallogeny of Asia // *Gondwana Res.* 2014. Vol. 25, No. 1. P. 49–102.
- Goldfarb R.J., Andre-Mayer A.-S., Jowitt S.M., Mudd G.M.* West Africa: The World's Premier Paleoproterozoic Gold Province // *Econ. Geol.* 2017. Vol. 112, No. 1. P. 123–143.
- Golonka J.* Late Triassic and Early Jurassic palaeogeography of the world // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2007. Vol. 244. Nos. 1–4. P. 297–307.
- Gong Q., Wang X., Zhao L., Grasby S.E., Chen Z.-Q., Zhang L., Li Y., Cao L., Li Z.* Mercury spikes suggest volcanic driver of the Ordovician-Silurian mass extinction // *Sci. Rep.* 2017. Vol. 7. 5304. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-05524-5>.
- Goodman M., Czelusniak I., Page S.L., Meireles M.* Where DNK sequences place *Homo sapiens* in a phylogenetic classification of primates // *Humanity from African Naissance to Coming Millennia*. Johannesburg: Witwatersrang Univ. Press; Firenze: Firenze Univ. Press, 2001. P. 279–291.
- Goryachev N.A., Borisenko A.S., Vakh A.S., Dril S.I., Gvozdev V.I., Efremov S.V., Spiridonov A.M., Grebennikova A.S., Drobyshevsky K.N.* Gold Mineralization of Large Suture Zones (on the Example of the Mongolo-Okhotsk and Sikhote-Alin Orogenic Belts, South-East Russia) // 15th Regional Congress on Geology, Minerals and Energy Resources of Southeast Asia. Theme ASEAN Geosciences and Earth Resources for Sustainable Development. Abstracts. Hanoi, Vietnam, 2018. P. 367–368.
- Goryachev N.A., Pirajno F.* Gold deposits and gold metallogeny of Far East Russia // *Ore Geol. Rev.* 2014. Vol. 59. P. 123–151.
- Goryachev N.A., Tran Trong Hoa, Mai Trong Ty.* Geology and Metallogeny of Vietnam // *Proceedings of Intern. Symp. on the 35th anniversary of collaboration between the Institute of Geological Sciences, VAST and the Institute of Geology and Mineralogy SB-RAS*, 28 March 2019. Hanoi, Vietnam. Hanoi: Publ. House for Science and Technology, 2019. P. 15–35.
- Gough D.O.* Solar interior structure and luminosity variations // *Solar Physics*. 1981. Vol. 74. P. 21–34.
- Grange M.L., Pidgeon R.T., Nemchin A.A., Timms N.E., Meyer C.* Interpreting the U-Pb data from primary and secondary features in lunar zircon // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2013. Vol. 101. P. 112–132.
- Green R.E., Krause J., Briggs A.W., Maricic T., Stenzel U., Kircher M., Patterson N., Li Heng, Zhai Weiwei, Fritz M.H.-Y., Hansen N.F., Durand E.Y., Malaspinas A.-S., Jen-*

- sen J.D., Marques-Bonet T., Alkan Can, Prüfer K., Meyer M., Burbano H.A., Good J.M., Schultz R., Aximu-Petri A., Butthof A., Höber B., Höffner B., Siegemund M., Weihmann A., Nusbaum C., Lander E.S., Russ C., Novod N., Affourtit J., Egholm M., Verna C., Rudan P., Brajkovic D., Kucan Ž., Gušić I., Doronichev V.B., Golovanova L.V., Laluzza-Fox C., de la Rasilla M., Fortea J., Rosas A., Schmitz R.W., Johanson P.L.F., Eichler E.E., Falush D., Birney E., Mullikin J.C., Slatkin M., Nielsen R., Kelso J., Lachmann M., Reich D., Pääbo S. A draft sequence Neanderthal genome // *Science*. 2010. Vol. 328. P. 710–722.
- Griffin W.L., Begg G.C., Dunn D., O'Reilly S.Y., Natapov L.M., Karlstrom K. Archean lithospheric mantle beneath Arkansas: continental growth by microcontinent accretion // *Bull. Geol. Soc. Am.* 2011. Vol. 123. P. 1763–1775.
- Griffin W.L., Belousova E.A., O'Neill C., O'Reilly S.Y., Malkovets V., Pearson N.J., Spetius S., Wilde S.A. The world turns over: Hadean–Archean crust–mantle evolution // *Lithos*. 2014. Vol. 189. P. 2–15.
- Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Afonso J.C., Begg G. The composition and evolution of lithospheric mantle: A reevaluation and its tectonic implications // *J. Petrol.* 2009. Vol. 50. P. 1185–1204.
- Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Ryan C.G., Gaul O., Ionov D. Secular variation in the composition of subcontinental lithospheric mantle // J. Braun, J.C. Dooley, B.R. Goleby, van der R.D. Hilst, C.T. Klootwijk (Eds.). *Structure and Evolution of the Australian Continent*. American Geophysical Union. Geodynamics. 1998. 1998. Vol. 26. P. 1–26.
- Griffiths R.W., Campbell I.H. Stirring and structure in mantle starting plumes // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1990. Vol. 99. P. 66–78.
- Grove T.L., Parman S.W. Thermal evolution of the Earth as recorded by komatiites // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2004. Vol. 219. P. 173–187.
- Groves C.P. *A theory of human and primate evolution*. Oxford: Clarendon Press, 1989. 375 p.
- Groves D.I., Vielreicher R.M., Goldfarb R.J., Condie K.C. Controls on the heterogeneous distribution of mineral deposits through time // I. McDonald, A.J. Boyce, I.B. Butler, R.J. Herrington, D.A. Polya (Eds.). *Mineral Deposits and Earth Evolution*. Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2005. Vol. 248. P. 71–101.
- Groves D.I., Bierlein F.P., Meinert L.D., Hitzman M.W. Iron Oxide Copper-Gold (IOCG) deposits through Earth History: Implications for origin, lithospheric setting, and distinction from other epigenetic iron oxide deposits // *Econ. Geol.* 2010. Vol. 105, No. 3. P. 641–654.
- Gurnis M. Large-scale mantle convection and the aggregation and dispersal of supercontinents // *Nature*. 1988. Vol. 332, No. 6166. P. 695–699.
- Hafkensheid E., Wortel M.J.R., Spakman W. Subduction history of the Tethyan region derived from seismic tomography and tectonic reconstructions // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 2006. Vol. 111, Iss. B8.
- Hagemann S.G., Cassidy K.F. Archean Orogenic Gold Deposits // Hageman, Brown (Eds.). *Gold in 2000. Review in Economic Geology*, SEG Rev. 2000. Vol. 13. P. 9–68.
- Hager B., Clayton R., Richards M., Comer R.P., Dziewonski A.M. Lower mantle heterogeneity, dynamic topography and the geoid // *Nature*. 1985. Vol. 313. P. 541–545.
- Haile-Selassie Y. Late Miocene hominids from the Middle Awash, Ethiopia // *Nature*. 2001. Vol. 412. P. 178–181.

- Halder G., Callaerts P., Gehring W.J.* Induction of ectopic eyes by targeted expression of the *eyeless* gene in *Drosophila* // *Science*. 1995. Vol. 267, No. 5205. P. 1788–1792.
- Halla J., Whitehouse M.J., Ahmad T., Bagai Z.* Archaean granitoids: an overview and significance from a tectonic perspective. Geological Soc. London. Spec. Publ. 2017. Vol. 449. P. 1–18.
- Hallam A.* Changing patterns of provinciality and diversity of fossil animals in relation to plate tectonics // *J. Biogeography*. 1974. Vol. 1. P. 213–225.
- Han B.F., Wang S.G., Jahn B.M., Da-Wei Hong, Hiroo Kagami, Yuan-Rin Sun.* Depleted-mantle source for the Ulungur River A-type granites from North Xinjiang, China: Geochemistry and Nd-Sr isotopic evidence, and implications for Phanerozoic crustal growth // *Chem. Geol.* 1997. Vol. 138. P. 135–159.
- Han B.F., Ji J.Q., Song B., Lihui Chen, Zonghuai Li.* SHRIMP zircon U-Pb ages of Kalatongke and Huangshandong Cu-Ni-bearing mafic-ultramafic complexes, North Xinjiang, and geological implications // *China Sci. Bull.* 2004. Vol. 49, No. 22. P. 2424–2429.
- Hand M., Reid A., Jagodzinski L.* Tectonic framework and evolution of the Gawler Craton, Southern Australia // *Econ. Geol.* 2007. Vol. 102, No. 8. P. 1377–1395.
- Hant J.P.* Geological Characteristics of Iron Oxide-Copper-Gold (IOCG) Type Mineralization in the Western Bushveld Complex: Msc Geology Thesis. Johannesburg Univ. of the Witwatersrand, 2005. 267 p.
- Hargraves R.B.* Faster spreading or greater ridge length in the Archean? // *Geology*. 1986. Vol. 14. P. 750–752.
- Harmand S., Lewis J.E., Feibel C.S., Lepre C., Prat S., Lenoble A., Boes X., Quinn R.L., Brener M., Arroyo A., Taylor N., Clément S., Daver G., Brugal J.-Ph., Leakey L., Mortloek R.A., Wright J.D., Lokorodi S., Kriwa Ch., Kent D., Roche H.* 3.3 million-year old stone tools from Lomekwi 3, West Turkana, Kenya // *Nature*. 2015. Vol. 521. P. 310–315.
- Harrison T.M., Schmitt A.K., McCulloch M.T., Lovera O.M.* Early (N = 4.5 Ga) formation of terrestrial crust: Lu-Hf,  $\delta^{18}\text{O}$  and Ti thermometry results for Hadean zircons // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2008. Vol. 268, Nos. 3–4. P. 476–486.
- Hartmann W.K.* Moon origin: the impact-trigger hypothesis. Origin of the Moon // W.K. Hartmann, R.J. Phillips, G.J. Taylor (Eds.). Houston: Lunar Planetary Institute, 1986. P. 579–608.
- Harvard CMT Catalog.* 2019. Available from: <http://www.globalcmt.org/CMT-search.html>
- Haslam M., Hernandez-Aguilar A., Ling V., Carvalho S., de la Torre I. et al.* Primate archaeology // *Nature*. 2009. Vol. 460. P. 339–344.
- Häusler M., McHenry H.M.* Body proportions of *Homo habilis* reviewed // *J. Human Evol.* 2004. Vol. 46. P. 433–465.
- Häusler M., Schmid P.* Comparison of the pelvis of Sts 14 and AL288-1: Implications for birth and sexual dimorphism in australopithecus // *J. Human Evol.* 1995. Vol. 29. P. 363–383.
- Hawkesworth C.J., Cawood P.A., Dhuime B., Kemp T.I.S.* Earth's continental lithosphere through time // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 2017. Vol. 45. P. 169–198.
- Hawkesworth C.J., Gallagher K., Kelley S., Mantovani M., Peate D.W., Regelous M., Rogers N.W.* Paraná magmatism and the opening of the South Atlantic // *B.C. Sto-*

- rey, T. Alabaster, R.J. Pankhurst (Eds.). *Magmatism and the Causes of Continental Break-up*. Spec. Publ. Geol. Soc. London. 1992. Iss. 68. P. 221–240.
- Hawkesworth C.J., Gallahger K., Hergt J.M., McDermott F.* Destructive plate margin magmatism: geochemistry and melt generation // *Lithos*. 1994. Vol. 33. P. 169–188.
- Hawkesworth C., Cawood P., Kemp T., Storey C., Dhuime B.* Geochemistry: a matter of preservation // *Science*. 2009. Vol. 323. P. 49–50.
- Hazen R.M.* The evolution of minerals // *Sci. Am*. 2010. Vol. 303, No. 3. P. 58–65.
- Hazen R.M., Ewing R.J., Sverjensky D.A.* Evolution of uranium and thorium minerals // *Am. Mineral*. 2009. Vol. 94. P. 1293–1311.
- Heaman L.M., Kjarsgaard B.A., Creaser R.A.* The timing of kimberlite magmatism in North America: implications for global kimberlite genesis and diamond exploration // *Lithos*. 2003. Vol. 71, Nos. 2–4. P. 153–184.
- Heaman L.M., Kjarsgaard B.A., Creaser R.A.* The temporal evolution of North American kimberlites // *Lithos*. 2004. Vol. 76, Nos. 1–4. P. 377–397.
- Heck P.R., Huberty J.M., Kita N.T., Ushikubo T., Kozdon R., Valley J.W.* SIMS analysis of silicon and oxygen isotope ratios for quartz from Archean and Paleoproterozoic banded iron formations // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2022. Vol. 75. P. 5879–5891.
- Heim J.-L., Boe L.-J., Abry C.* La parole à la portée du conduit vocal de l'Homme de Neandertal. Nouvelles recherches, nouvelles perspectives // *Comptes Rendus Palevol*. 2002. Vol. 1. P. 129–134.
- Hein J.R., de Ronde C.E.J., Koski R.A., Ditchburn R.J., Mizell K., Tamura Y., Stern R.J., Conrad T.A., Ishizuka O., Leyborne M.I.* Layered hydrothermal barite-sulfide mound field, East. Diamante Caldera, Mariana volcanic arc // *Econ. Geol.* 2014. Vol. 109, No. 8. P. 2179–2206.
- Heinzelin I.D., de Clark J.D., White T., Hart W., Renne P., WoldeGabriel G., Beyene Y, Vrba E.* Environment and behavior of 2.5-million-year-old Bouri Hominids // *Science*. 1999. Vol. 284. P. 625–629.
- Henneberg M.* Two interpretations of human evolution: Essentialism and Darwinism // *Anthropol. Rev*. 2009. Vol. 72. P. 66–80.
- Hernlund J.W., Thomas C., Tackley P.J.* A doubling of the post-perovskite phase boundary and structure of the Earth's lowermost mantle // *Nature*. 2005. Vol. 434. P. 882–886.
- Herrington R.J., Zaykov V.V., Maslennikov V.V., Brown D., Puchkov V.* Mineral Deposits of the Ural and Links to Geodynamic Evolution // J.H. Hedenquist, J.F.H. Thompson, R.J. Goldfarb, J.P. Richards (Eds.). *Econ. Geol. 100th Anniver*. Vol. 2005. P. 1069–1095.
- Herzberg C., Condie K., Korenaga J.* Thermal history of the Earth and its petrological expression // *Earth Planet. Sci. Lett*. 2010. Vol. 292. P. 79–88.
- Herzberg C., Rudnick R.* Formation of cratonic lithosphere: An integrated thermal and petrological model // *Lithos*. 2012. Vol. 149. P. 4–15.
- Hess H.H.* History of ocean basins // *Petrologic studies, Baddington Memorial*. N. Y.: Geol. Soc. Am., 1962. P. 599–620.
- Hewitt D.F.* *Pegmatite Mineral Resources of Ontario*. Toronto, 1967. 99 p. (Industrial Mineral Report 21).
- Hickman A.H.* Pilbara Supergroup of the East Pilbara Terrane, Pilbara Craton: updated lithostratigraphy and comments on the influence of vertical tectonics // *Geological Survey of Western Australia, Annual Review 2009–2010*. 2011. P. 50–59.

- Hickman A.H., van Kranendonk M.J.* Early Earth evolution: evidence from the 3.5–1.8 Ga geological history of the Pilbara region of Western Australia // *Episodes*. 2012. Vol. 35. P. 284–297.
- Hitzman M.W., Selley D., Bull S.* Formation of sedimentary rock-hosted stratiform copper deposits through Earth History // *Econ. Geol.* 2010. Vol. 105, No. 3. P. 627–639.
- Hoatson D.M., Sun S.-S.* Archean layered mafic-ultramafic intrusions in the West Pilbara Craton, Western Australia: A synthesis of some of the oldest orthomagmatic mineralizing systems in the world // *Econ. Geol.* 2002. Vol. 97, No. 4. P. 847–872.
- Hoffman P.F.* United Plates of America, the birth of a craton: early Proterozoic growth and assembly of Laurentia // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 1988. Vol. 16. P. 543–603.
- Hoffman P.F.* Did the breakout of Laurentia turn Gondwana inside out? // *Science*. 1991. Vol. 252. P. 1409–1412.
- Hoffman P.F.* The break-up of Rodinia, birth of Gondwana, true polar wander and the snowball Earth // *J. Afr. Earth Sci.* 1999. Vol. 28. P. 17–33.
- Hoffman P.F.* Snowball Earth: status and new developments // *GEO (IGC Spec. Climate Iss.)*. 2008. Vol. 11. P. 44–46.
- Hoffman P.F., Kaufman A.J., Halverson G.P., Schrag D.P.* A Neoproterozoic Snowball Earth // *Science*. 1998. Vol. 281, No. 5381. P. 1342–1346.
- Hoffman P.F., Maloof A.C.* Glaciation: the snowball theory still holds water // *Nature*. 1999. Vol. 397. P. 384.
- 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 Spectrometry*. 2009. Vol. 286, Nos. 2–3. P. 53–63. <http://dx.doi.org/10.1016/j.ijms.2009.06.007>.
- Holland H.D.* Volcanic gases, black smokers, and the Great Oxidation Event // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2002. Vol. 66. P. 3811–3826.
- Holland H.D.* The oxygenation of the atmosphere and oceans // *Philos. Trans. R. Soc. B. Biol. Sci.* 2006. Vol. 361. P. 903–915.
- Holland H.D.* Why the atmosphere became oxygenated: a proposal // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2009. Vol. 73. P. 5241–5255.
- Holmes A.* The sequence of Precambrian orogenic belts in south and central Africa // 18th Int. Geol. Congress. London, 1948. Pt. 14. P. 254–269.
- Horscroft F.D.M., Mossman D.J., Reimer T.O., Hennigh Q.* Witwatersrand metallogenesis: the case for (modified) syngeneses // *Microbial Mats in Siliciclastic Depositional Systems Through Time*. SEPM (Society for Sedimentary Geology) Spec. Publ. 2012. No. 101. P. 75–95.
- Horstwood M.S.A., Nesbitt R.W., Noble S.R., Wilson J.F.* U-Pb zircon evidence for an extensive early Archean craton in Zimbabwe: a reassessment of the timing of craton formation, stabilization, and growth // *Geology*. 1999. Vol. 27. P. 707–710.
- Hou Z., Cook N.J.* Metallogenesis of the Tibetan collisional orogen: A review and introduction to the special issue // *Ore Geol. Rev.* 2009. Vol. 36. P. 2–24.
- Hou Z., Zhang H.* Geodynamics and metallogeny of the eastern Tethyan metallogenic domain // *Ore Geol. Rev.* 2015. Vol. 70. P. 346–384.

- Hou G., Santosh M., Qian X., Lister G.S., Li J. Configuration of the Late Paleoproterozoic supercontinent Columbia: insights from radiating mafic dyke swarms // *Gondwana Res.* 2008. Vol. 14. P. 395–509.
- Hu Q., Kim D.Y., Yang W., Yang L., Meng Y., Zhang L., Mao H.K. FeO<sub>2</sub> and FeOOH under deep lower-mantle conditions and Earth's oxygen-hydrogen cycles // *Nature.* 2016. Vol. 534. P. 241–244.
- Hublin J.-J. Northwestern African Middle Pleistocene Hominids and Their Bearing on the Emergence of Homo sapiens // *Human Roots. Africa and Asia in the Middle Pleistocene.* Bristol: West. Acad. and Spec. Press. 2001. P. 99–121.
- Hublin J.-J. Out of Africa: Modern Human Origins Special Feature: The Origin of Neanderthals // *Proc. Nat. Acad. Sci. USA.* 2009. Vol. 106. P. 16022–16027.
- Huerta-Sánchez E., Jin X., Asan, Bianba Z., Peter B.M., Vinckenbosch N., Liang Y., Yi X., He M., Somel M., Ni P., Wang B., Ou X., Huasang, Luosang J., Cuo Z.X.P., Li K., Gao G., Yin Y., Wang W., Zhang X., Xu X., Yang H., Li Y., Wang Jian, Wang Jun, Nielsen R. Altitude adaptation in Tibetans caused by introgression of Denisovan-like DNA // *Nature.* 2014. Vol. 512. P. 194–197.
- Hull P.M., Bornemann A., Penman D.E. et al. On impact and volcanism across the Cretaceous–Paleogene boundary // *Science.* 2020. Vol. 367. P. 266–272.
- Huston D.L., Blewett R.S., Champion D.C. Australia through time: A summary of its tectonic and metallogenic evolution // *Episodes.* 2012. Vol. 35, No. 1. P. 23–43.
- Huston D.L., Sun S.-S., Blewett R., Hicklor A.H., Kranendonk M.V., Phillips D., Baker D., Brauhart C. The timing of mineralization in the Archean North Pilbara Terrain, Western Australia // *Econ. Geol.* 2002a. Vol. 97, No. 4. P. 733–756.
- Huston D.L., Blewett R.S., Keillor B., Standing J., Smithies R.H., Marshall A., Mernagh T.P., Kamprad J. Lode gold and epithermal deposits of the Mallina Basin, North Pilbara Complex, Western Australia // *Econ. Geol.* 2002b. Vol. 97. P. 801–818.
- Huston D.L., Morant P., Pirajno F., Cummins B., Baker D., Mernagh T.P. Paleoproterozoic mineral deposits of the Pilbara Craton: genesis, tectonic environment and comparison with younger deposits // van M.J. Kranendonk, R.H. Smithies, V.C. Bennett (Eds.). *Earth's Oldest Rocks. Developments in Precambrian Geology.* Elsevier, 2007. Vol. 19. P. 411–450.
- Huston D.L., Pirajno F., Morant P., Cummins B., Baker D., Mernagh T.P. Paleoproterozoic Mineral Deposits of the Pilbara Craton: Genesis, Tectonic Environment, and Comparisons With Younger Deposits // *Earth's Oldest Rocks. Developments in Precambrian Geology.* Elsevier, 2019. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-63901-1.00022-8-9>.
- Iizuka T., Campbell I.H., Allen C.M., Gill J.B., Maruyama S., Makoka F. Evolution of the African continental crust as recorded by U–Pb, Lu–Hf and O isotopes in detrital zircons from modern rivers // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2013. Vol. 107. P. 96–120.
- Iizuka T., Komiya T., Ueno Y., Katayama I., Uehara Y., Maruyama S., Hirata T., Johnson S.P., Dunkley D. Geology and zircon geochronology of the Acasta Gneiss Complex, northwestern Canada: New constraints on its tectonothermal history // *Precambrian Res.* 2007a. Vol. 153. P. 179–208.
- Iizuka T., Komiya T., Maruyama S. The Early Archean Acasta gneiss complex: geological, geochronological and isotopic studies and implications for early crustal evolution // van M.J. Kranendonk, R.H. Smithies, V.C. Bennett (Eds.). *Earth's*

- Oldest Rocks. Developments in Precambr. Geology. Elsevier, 2007b. Vol. 15. P. 127–148.
- Iizuka T., Komiya T., Rino S., Maruyama S., Hirata T.* Detrital zircon evidence for Hf isotopic evolution of granitic crust and continental growth // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2010. Vol. 74. P. 2450–2472.
- Isacks B., Oliver J., Sykes L.R.* Seismology and the new global tectonics // *J. Geophys. Res.* 1968. Vol. 73, Iss. 18. P. 5855–5899.
- Ishida H., Pickford M., Nakaya H., Nakano Y.* Fossil Anthropoids from Nachola and Samburu Hills, Samburu District, Kenya // *African Study Monograph.* 1984. Vol. 2. P. 73–85.
- Izokh A.E., Polyakov G.V., Shelepaev R.A., Vrublevskii V.V., Egorova V.V., Rudnev S.N., Lavrenchuk A.V., Borodina E.V., Oyunchimeg T.* Early Paleozoic Large Igneous Province of the Central Asia Mobile Belt // *Large Igneous Provinces of Asia, Mantle Plumes and Metallogeny: Int. Symp. Novosibirsk, 2007.*
- Jacobs Z., Li B., Shunkov M.V., Kozlikin M.B., Bolikhovskaya N.S., Agadjanian A.K., Ulyanov V.A., Vasiliev S.K., O’Gorman K., Derevianko A.P., Roberts R.G.* Timing of Archaic Hominin Occupation of Denisova Cave in Southern Siberia // *Nature.* 2019. Vol. 565, No. 7741. P. 594–599.
- Jago J.B., Haines P.W.* Recent radiometric dating of some Cambrian rocks in southern Australia: Relevance to the Cambrian time scale // *Revista Española de Paleontología.* 1998. P. 115–122.
- Jellinek A.M., Manga M.* Links between long-lived hot spots, mantle plumes, D’, and plate tectonics // *Rev. Geophys.* 2004. Vol. 42. RG3002.
- Jin Y.G., Wang Y., Wang W., Shang Q.H., Cao C.Q., Erwin D.H.* Pattern of marine mass extinction near the Permian–Triassic boundary in South China // *Science.* 2000. Vol. 289, No. 5478. P. 432–436. doi: 10.1126/science.289.5478.432.
- Johanson D.C., Coppens Y.* A preliminary anatomical diagnosis of the first Plio-Pleistocene hominid discoveries in the Central Afar, Ethiopia // *Am. J. Phys. Anthropol.* 1976. Vol. 45. P. 217–234.
- Johanson D.C., Edey M.A.* *Lucy: The Beginnings of Humankind.* N.Y.: Simon and Schuster, 1981. 222 p.
- Johanson D.C., Taieb M.* Plio-Pleistocene hominid discoveries in Hadar, Ethiopia // *Nature.* 1976. Vol. 260. P. 293–297.
- Johanson D.C., Taieb M., Coppens Y.* Pliocene hominids from the Hadar Formation, Ethiopia (1973–1977): Stratigraphic, chronologic, and paleoenvironmental contexts, with notes on hominid morphology and systematics // *Am. J. Phys. Anthropol.* 1982. Vol. 57. P. 373–402.
- Johanson D.C., White T.D.* A systematic assessment of Early African hominids // *Science.* 1979. Vol. 203. P. 321–330.
- Jones D.S., Martini A.M., Fike D.A., Kaiho K.* A volcanic trigger for the Late Ordovician mass extinction? Mercury data from south China and Laurentia // *Geology.* 2017. Vol. 45. P. 631–634.
- Kamber B.S.* The evolving nature of terrestrial crust from the Hadean, through the Archaean, into the Proterozoic // *Precambr. Res.* 2015. Vol. 258. P. 48–82.
- Kaminsky F.V.* *The Earth’s Lower Mantle: Composition and Structure.* Springer. 2017. 331 p.
- Kanamori H., Anderson D.L., Heaton T.H.* Frictional melting during the rupture of the 1994 Bolivian Earthquake // *Science.* 1998. Vol. 279, No. 5352. P. 839–842.

- Karato S., Riedel M.R., Yuen D.A.* Rheological structure and deformation of subducted slabs in the mantle transition zone: Implications for mantle circulation and deep earthquakes // *Phys. Earth Planet. In.* 2001. Vol. 127, Iss. 1–4. P. 83–108.
- Kasting J.F., Ono S.* Palaeoclimates: The first two billion years // *Philos. Trans. R. Soc. Lond. B. Biol. Sci.* 2006. Vol. 361. P. 917–919.
- Keays R.R., Skinner B.J.* Introduction // R.R. Keays, W.R.H. Ramsay, D.I. Groves (Eds.). *The Geology of Gold Deposits: the Perspective in 1988*, SEG Monograph 6. 1988. P. 1–8.
- Keller C.B., Schoene B.* Statistical geochemistry reveals disruption in secular lithospheric evolution about 2.5 Gyr ago // *Nature.* 2012. Vol. 485. P. 490–493.
- Keller C.B., Schoene B.* Plate tectonics and continental basaltic geochemistry throughout Earth history // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2018. Vol. 481, No. 1. P. 290–304. doi: 10.1016/j.epsl.2017.10.031.
- Kemp A.I.S., Hickman A.H., Kirkland C.L., Vervoort J.D.* Hf isotopes in detrital and inherited zircons of the Pilbara Craton provide no evidence for Hadean continents // *Precamb. Res.* 2015a. Vol. 261. P. 112–126.
- Kemp A.I.S., Hickman A.H., Kirkland C.L.* Early Evolution of the Pilbara Craton, Western Australia, From Hafnium Isotopes in Detrital and Inherited Zircons. Geological Survey of Western Australia, 2015b. 26 p.
- Kerrick R.* Early Earth metallogeny: Lithosphere-boundary layer-mantle interactions // I.M. Tyler, C.M. Knox-Robinson (Eds.). *Fifth Int. Archean Symposium Abstracts: Geol. Surv. of Western Australia, Record 2010/18.* 2010. P. 256–258.
- Kerrick R., Goldfarb R.J., Richards J.P.* Metallogenic Provinces in an Evolving Geodynamic Framework // *Economic Geology. One Hundredth Anniv.* Vol. 1905–2005. Soc. Econom. Geol. 2005. P. 1097–1136.
- Khudoley A.K., Rainbird R.H., Stern R.A., Kropachev A.P., Heaman L.M., Zanin A.M., Podkovyrov V.N., Belova V.N., Sukhorukov V.I.* Sedimentary evolution of the Riphean–Vendian basin of southeastern Siberia // *Precamb. Res.* 2001. Vol. 111. P. 129–163.
- Kibunjia M.* Pliocene archaeological occurrences in the Lake Turkana basin, Kenya // *J. Human Evol.* 1994. Vol. 27. P. 157–171.
- Kimbel W.H., Johanson D.C., Coppens Y.* Pliocene hominid cranial remains from the Hadar Formation, Ethiopia // *Am. J. Phys. Anthropol.* 1982. Vol. 57. P. 453–499.
- Kimbel W.H., Johanson D.C., Rak Y.* The first skull and other new discoveries of *Australopithecus afarensis* at Hadar, Ethiopia // *Nature.* 1994. Vol. 368. P. 449–451.
- Kimbel W.H., Walter R.C., Johanson D.C., Reed K.E., Aronson J.L., Assefa Z., Marean C., Eck G.G., Bobe R., Hovers E., Rak Y.* Late Pliocene Homo and Oldowan tools from the Hadar formation (Kada Hadar member), Ethiopia // *J. Human Evol.* 1996. Vol. 31. P. 549–561.
- Kirby S.H., Durham W.B., Stein L.A.* Mantle phase changes and deep earthquake faulting in subducting lithosphere // *Science.* 1991. Vol. 252, No. 5003. P. 216–225.
- Kirby S.H., Stein S., Okal E.A., Rubie D.C.* Metastable mantle phase transformations and deep earthquakes in subducting oceanic lithosphere // *Rev. Geophys.* 1996. Vol. 34, Iss. 2. P. 261–306.
- Kirschvink J.L., Raub T.D.* A methane fuse for the Cambrian explosion: Carbon cycles and true polar wander // *Comptes Rendus Geosci.* 2003. Vol. 335, No. 1. P. 65–78.
- Kiselev A.I., Ernst R.E., Yarmolyuk V.V., Egorov K.N.* Radiating rifts and dyke swarms of the middle Paleozoic Yakutsk plume of eastern Siberian craton // *J. Asian Earth Sci.* 2012. Vol. 45. P. 1–16.

- Knoll A.H., Carroll S.B.* Early animal evolution: Emerging views from comparative biology and geology // *Science*. 1999. Vol. 284, No. 5423. P. 2129.
- Knoll A.H., Javaux E.J., Hewitt D., Cohen P.* Eukaryotic organisms in Proterozoic oceans // *Philos. Trans. R. Soc. B*. 2006. Vol. 361, No. 1470. P. 1023–1038.
- 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. Vol. 107. P. 515–554.
- 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. Vol. 458. P. 750–753.
- Korenaga J.* Archean geodynamics and the thermal evolution of Earth // K. Benn, J.-C. Mareschal, K. Condie (Eds.). *Archean Geodynamics and Environments*. Washington: American Geophysical Union, D.C., 2006. P. 7–32.
- Korenaga J.* Urey ratio and the structure and evolution of Earth's mantle // *Rev. Geophys.* 2008. Vol. 46. P. 1–32. doi: 10.1029/2007RG000241.
- Korenaga J.* Plate tectonics and planetary habitability: Current status and future challenges // *Ann. N.Y. Acad. Sci.* 2012. Vol. 1260, No. 1. P. 87–94.
- Korenaga J.* Initiation and evolution of plate tectonics on Earth: theories and observations // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 2013. Vol. 41. P. 117–151.
- Kramers J.D.* An open-system fractional crystallization model for very early continental crust formation // *Precamb. Res.* 1988. Vol. 38. P. 281–295.
- Krause J., Fu Q., Good J.M., Viola B., Shunkov M.V., Derevianko A.P., Pääbo S.* The complete mitochondrial DNA genome of an unknown hominin from Southern Siberia // *Nature*. 2010. Vol. 464. P. 894–897.
- Kravchinsky V.A.* Paleozoic large igneous provinces of Northern Eurasia: Correlation with mass extinction events // *Global and Planetary Change*. 2012. Vol. 86–87. P. 31–36.
- Kröner A., Hegner E., Wendt J.I., Byerly G.R.* The oldest part of the Barberton granite+greenstone terrain, South Africa: evidence for crustal formation between 3.5 and 3.7 Ga // *Precamb. Res.* 1996. Vol. 78, Nos. 1–3. P. 105–124.
- Kröner A., Hofmann A.* (Eds). *The Archaeological Geology of the Kaapvaal Craton, Southern Africa*. Springer, 2019. 301 p.
- Kröner A., Kovach V., Alexeiev D., Wang K.-L., Wong J., Degtyarev K., Kozakov I.* No excessive crustal growth in the Central Asian Orogenic Belt: Further evidence from field relationships and isotopic data // *Gondwana Res.* 2017. Vol. 50. P. 135–166.
- Kruglov I.A., Yanikin A.V., Propod Y., Oganov A.R.* Crystal structure prediction at fomite temperatures. 2021. Submitted. Available at: <https://arxiv.org/abs/2101.10153>.
- Kurten B.* *Pleistocene Mammals of Europe*. Chicago: Aldine Publ. Co., 1968. 317 p.
- Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V., Kravchinsky V.A.* Phanerozoic hot spot traces and paleogeographic reconstructions of the Siberian continent based on interaction with the African large low shear velocity province // *Earth-Sci. Rev.* 2010. Vol. 102, Nos. 1–2. P. 29–59.
- Lana C., Tohver E., Cawood P.* Quantifying rates of dome-and-keel formation in the Barberton granitoid-greenstone belt, South Africa // *Precamb. Res.* 2010. Vol. 177. P. 199–211.

- Lancaster P.J., Dey S., Storey C.D., Mitra A., Bhunia R.K. Contrasting crustal evolution processes in the Dharwar craton: Insights from detrital zircon U-Pb and Hf isotopes // *Gondwana Res.* 2015. Vol. 28. P. 1361–1372.
- Larson R.L. Geological consequences of superplumes // *Geology.* 1991. Vol. 19, No. 10. P. 963–966.
- Larson R.L., Olson P. Mantle plumes control magnetic reversal frequency // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1991. Vol. 107, No. 3/4. P. 437–447.
- Lauretta D. A cosmochemical view of the Solar System // *Elements.* 2011. Vol. 7, No. 1. P. 11–16. <http://dx.doi.org/10.2113/gselements.7.1.11>.
- Lay T., Hernlund J., Buffett B. Core-mantle boundary heat flow // *Nat. Geosci.* 2008. Vol. 1. P. 28–32.
- Le Fort P. Metamorphism and magmatism during the Himalayan collision // M.P. Coward, A.C. Ries (Eds.). *Collision Tectonics*, Geological Society Special Publication. 1986. No. 19. P. 159–172.
- Le Pichon X. Sea-floor spreading and continental drift // *J. Geophys. Res.* 1968. Vol. 73. P. 3661–3697.
- Leach D.L., Bradley D.C., Huston D., Pisarevsky S.A., Taylor R.D., Gardoll S.J. Sediment-hosted lead-zinc deposits in Earth history // *Econ. Geol.* 2010. Vol. 105, No. 3. P. 593–625.
- Leakey M.D., Curtis G.H., Drake R.E., Jackes M.K., White T.D. Fossil hominids from the Laetoli Beds // *Nature.* 1976. Vol. 262. P. 460–466.
- Leakey M.G., Feibel C.S., McDougall I., Walker A. New four-million-year-old Hominid species from Kanapoi and Allia Bay, Kenya // *Nature.* 1995. Vol. 376. P. 565–572.
- Leakey M.G., Feibel C.S., McDougall I., Ward C., Walker A. New specimens and confirmation of an early age for *Australopithecus anamensis* // *Nature.* 1998. Vol. 393. P. 62–66.
- Leakey M.G., Spoor F., Brown F.H., Gathogo P.N., Kiarie Ch., Leakey L.N., McDougall I. New hominin genus from eastern Africa shows diverse Middle Pliocene lineages // *Nature.* 2001. Vol. 410. P. 433–440.
- Leclerc F., Bédard J.H., Harris L.B., McNicoll V.J., Goulet N., Roy P., Houle P. Tholeiitic to calc-alkaline cyclic volcanism in the Roy Group, Chibougamau area, Abitibi greenstone belt – revised stratigraphy and implications for VHMS exploration // *Can. J. Earth Sci.* 2011. Vol. 48. P. 661–694.
- Leclerc F., Harris L.B., Bédard J.H., van Breemen O., Goulet N. Structural and stratigraphic controls on magmatic, volcanogenic, and shear zone-hosted mineralization in the Chapais-Chibougamau Mining Camp, Northeastern Abitibi, Canada // *Econ. Geol.* 2012. Vol. 107, No. 5. P. 963–989.
- Lee C.-T., Luffi P., Plank T., Dalton H., Leeman W.P. Constraints on the depths and temperatures of basaltic magma generation on Earth and other terrestrial planets using new thermobarometers for mafic magmas // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2009. Vol. 279. P. 20–33.
- Leyborne M.I., de Ronde C.E.J., Wysoczanski R.J., Walker S.L., Timm C., Gibson H.L., Layton-Matthews D., Baker E.T., Clark M.R., Tontini F.C., Faure K., Lupton J.E., Fornari D.J., Soule S.A., Massoth G.J. Geology, hydrothermal activity, and sea floor massive sulfide mineralization at the Rumble II West mafic caldera // *Econ. Geol.* 2012. Vol. 107, No. 8. P. 1649–1668.

- Li C., van der Hilst R.D., Engdahl E.R., Burdick S. A new global model for P wave speed variations in Earth's mantle // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2008. Vol. 9, No. 5. doi: 10.1029/2007GC001806.
- Li Z.L., Yang S.F., Chen H.L., Langmuir C.H., Yu X., Lin X.B., Li Y.Q. Chronology and geochemistry of Taxinan basalts from the Tarim basin: evidence for Permian plume magmatism // *Acta Petrol. Sinica.* 2008a. Vol. 24, No. 5. P. 959–970.
- Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S., Davidson A., De Waele B., Ernst R.E., Fitzsimons I.C.W., Fuck R.A., Gladkochub D.P., Jacobs J., Karlstrom K.E., Lu S., Natapov L.M., Pease V., Pisarevsky S.A., Thrane K., Vernikovsky V. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis // *Precamb. Res.* 2008b. Vol. 160. P. 179–210.
- Li Z.X., Evans D.A.D., Zhang S. A 90° Spin on Rodinia: Possible causal links between the Neoproterozoic supercontinent, superplume, true polar wander and low-latitude glaciations // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2004. Vol. 220, Iss. 3–4. P. 409–421.
- Li Z.X., Zhong S. Supercontinent-superplume coupling, true polar wander and plume mobility: Plate dominance in whole-mantle tectonics // *Phys. Earth Planet. Int.* 2009. Vol. 176, No. 3. P. 143–156.
- Lieberman D.E. Comment to: Species Concepts, Reticulation, and Human Evolution by T.W. Holliday // *Current Anthropol.* 2003. Vol. 44. P. 662–663.
- Lieberman D.E., Wood B.A., Pilbeam D.R. Homoplasmy and early *Homo*: An analysis of the evolutionary relationships of *H. habilis sensu stricto* and *H. rudolfensis* // *J. Human Evol.* 1996. Vol. 30. P. 97–120.
- Lithgow-Bertelloni C., Richards M.A. The dynamics of Cenozoic and Mesozoic plate motions // *Rev. Geophys.* 1998. Vol. 36, Iss. 1. P. 27–78.
- Litvinovsky B.A., Tsygankov A.A., Jahn B.M., Katzin Y., Be'eri-Shlevin Y. Origin and evolution of overlapping calc-alkaline and alkaline magmas: The Late Palaeozoic post-collisional igneous province of Transbaikalia (Russia) // *Lithos.* 2011. Vol. 125. P. 845–874.
- Lobach-Zhuchenko S.B., Kovalenko A.V., Krylov I.N., Levskii L., Bogomolov E.S. Geochemistry and petrology of the ancient Vygozero Granitoids, Southern Karelia // *Geochem. Int.* 2000. Vol. 38, No. 1. P. 584–599.
- Loper D.E., Stacey F.D. The dynamical and thermal structure of deep mantle plumes // *Phys. Earth Planet. Int.* 1983. Vol. 33, Iss. 4. P. 304–317.
- Lowe D.R., Byerly G.R. (Eds.). *Geologic Evolution of the Barberton Greenstone Belt, South Africa.* The Geological Society of America. Boulder, Colorado. 1999. Sp. Pap. 329. 319 p.
- Lowe D.R., Byerly G.R. An overview of the geology of the Barberton Greenstone Belt and vicinity: Implications for early crustal development // van M. Kranendonk, H. Smithies, V. Bennett (Eds.). *Earth's Oldest Rocks. Developments in Precambrian Geology.* Elsevier, Amsterdam, 2007. Vol. 15. P. 481–526.
- Lugowski A., Ogg J., Gradstein F.M. *Time Scale Creator 4.2.5.* 2010.
- Lydon J.W. An Overview of the Economic and Geological Contexts of Canada's Major Mineral Deposit Types // *Mineral Deposits of Canada. A Synthesis of Major Deposit Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces and Exploration Methods.* Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Spec. Publ. 2007. No. 5. P. 3–48.
- Lyons T.W., Gill B.C. Ancient sulfur cycling and oxygenation of the early biosphere // *Elements.* 2010. Vol. 6. P. 93–99.

- Lyons T.W., Reinhard C.T., Planavsky N.J. The rise of oxygen in Earth's early ocean and atmosphere // *Nature*. 2014. Vol. 506. P. 307–315.
- 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. Vol. 56, No. 3. P. 1281–1300.
- Macho G.A., Shimizu D. Kinematic parameters inferred from enamel microstructure: New insights into diet *Australopithecus anamensis* // *J. Human Evol.* 2010. Vol. 58. P. 23–32.
- Mackenzie F.T., Pigott J.D. Tectonic controls of Phanerozoic sedimentary rock cycling // *J. Geol. Soc. London*. 1981. Vol. 138. P. 183–196.
- Magni V. Crustal recycling evolution // *Nat. Geosci.* 2017. Vol. 10. P. 623–624.
- Manthilake G.M., de Koker N., Frost D.J., McCammon C.A. Lattice thermal conductivity of lower mantle minerals and heat flux from Earth's core // *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*. 2011. Vol. 108. P. 17901–17904.
- Mao Q.G., Xiao W.J., Han C.M. Zircon U-Pb age and the geochemistry of the Baishiquan mafic-ultramafic complex in the Eastern Tianshan, Xinjiang province: Constraints on the closure of the Paleo-Asian Ocean // *Acta Petrol. Sinica*. 2006. Vol. 22, No. 1. P. 153–162.
- Marshall J.E.A., Lakin J., Troth I., Wallace-Johnson S.M. UV-B radiation was the Devonian-Carboniferous boundary terrestrial extinction kill mechanism // *Sci. Advances*. 2020. Vol. 6, No. 22. eabao0768.
- Martin H., Smith R.H., 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. Vol. 79. P. 1–24.
- Maruyama S. Plume tectonics // *J. Geol. Soc. Japan*. 1994. Vol. 100, No. 1. P. 24–49.
- Maruyama S., Yuen D.A., Windley B.F. Dynamics of plumes and superplumes through time // A.D. Yuen, S. Maruyama, S. Karato, D.F. Windley (Eds.). *Superplumes: Beyond Plate Tectonics*, Springer, 2007. P. 441–502.
- Masset F., Snellgrove M. Reversing type II migration: Resonance trapping of a lighter giant protoplanet // *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*. 2001. Vol. 320, No. 4. P. L55–L59.
- Masters G., Laske G., Bolton H., Dziewonski A.M. The relative behavior of shear velocity, bulk sound speed, and compressional velocity in the mantle: Implications for chemical and thermal structure // S. Karato et al. (Eds.). *Earth's Deep Interior: Mineral Physics and Tomography From the Atomic to the Global Scale*. Washington, DC, 2000. P. 63–87.
- Matthews K.J., Maloney K.T., Zahirovic S., Williams S.E., Seton M., Müller R.D. Global plate boundary evolution and kinematics since the late Paleozoic // *Glob. Planet. Chang.* 2016. Vol. 146. P. 226–250.
- McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // *Chem. Geol.* 1995. Vol. 120. P. 223–253.
- McElhinny M.W., Powell C.McA., Pisarevsky S.A. Paleozoic terranes of Eastern Australia and the drift history of Gondwana // *Tectonophysics*. 2003. Vol. 362. P. 41–65.
- McHenry H.M. Now big were the hominids? // *Evol. Anthropol.* 1992. Vol. 1. P. 19–20.

- McLelland J.M., Selleck B.W., Bickford M.E.* Review of the Proterozoic evolution of the Grenville Province, its Adirondack outlier, and the Mesoproterozoic inliers of the Appalachians // *Geol. Soc. Am. Memoir*. 2010. Vol. 206. P. 1–29.
- McMenamin M.A.S., McMenamin D.L.S.* The Emergence of Animals: The Cambrian Breakthrough. New York: Columbia Univ. Press, 1990. 217 p.
- McNamara A.K., Zhong S.* Thermochemical structures beneath Africa and the Pacific Ocean // *Nature*. 2005. Vol. 437, No. 7062. P. 1136–1139.
- McNicoll V., Goutier J., Dube B., Mercier-Langevin P., Ross P.-S., Dion C., Monecke T., Legault M., Percival J., Gibson H.* U-Pb geochronology of the Blake River Group, Abitibi greenstone belt, Quebec, and implications for base metal exploration // *Econ. Geol.* 2014. Vol. 109, No. 1. P. 27–59.
- McNutt M.K., Judge A.V.* The superswell and mantle dynamics beneath the South Pacific // *Science*. 1990. Vol. 248, No. 4958. P. 969–975.
- McPherron S.P., Alemseged Z., Marean C.W., Wynn J.G., Reed D., Geraads D., Bobe R., Bearat H.* Evidence for stone-tool-assisted consumption of animal tissues before 3.39 million years ago at Dikika, Ethiopia // *Nature*. 2010. Vol. 466. P. 857–860.
- Meert J.G.* Paleomagnetic evidence for a Paleo-Mesoproterozoic supercontinent, Columbia // *Gondwana Res.* 2002. Vol. 5. P. 207–215.
- Meert J.G.* What's in a name? The Columbia (Paleopangaea/Nuna) supercontinent // *Gondwana Res.* 2012. Vol. 21. P. 987–993.
- Meert J.G., Torsvik T.H.* The making and unmaking of a supercontinent: Rodinia revisited // *Tectonophysics*. 2003. Vol. 375. P. 261–288.
- Mercadar J., Panger M., Boesch C.* Excavation of a chimpanzee stone tools site in the African rainforest // *Science*. 2002. Vol. 296. P. 1452–1455.
- Merdith A.S., Collins A.S., Williams S.E., Pisarevsky S., Foden J.D., Archibald D.B., Blades M.L., Alessio B.L., Armistead S., Plavsa D., Clark C., Müller R.D.* A full-plate global reconstruction of the Neoproterozoic // *Gondwana Res.* 2017. Vol. 50. P. 84–134.
- Merdith A.S., Williams S.E., Brune S., Collins A.S., Müller R.D.* Rift and plate boundary evolution across two supercontinent cycles // *Global Planet. Change*. 2019. Vol. 173. P. 1–14.
- Meyer C.* Ore deposits as guides to geologic history of the Earth // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 1988. Vol. 16. P. 147–171.
- Meyer M., Kircher M., Gansauge M.-T., Li H., Racimo F., Mallick S., Schraiber J.G., Jay F., Prüfer K., Filippo C., de Sudmant P.H., Alkan C., Fu Q., Do R., Rohland N., Tandon A., Siebauer M., Green R.E., Bryc K., Briggs A.W., Stenzel U., Dabney J., Shendure J., Kitzman J., Hammer M.F., Shunkov M.V., Derevianko A.P., Patterson N., Andrés A.M., Eichler E.E., Slatkin M., Reich D., Kelso J., Pääbo S.* A high-coverage genome sequence from an archaic Denisovan individual // *Science*. 2012. Vol. 338, No. 6104. P. 222–226.
- Mitchell R.N., Kilian T.M., Evans D.A.* Supercontinent cycles and the calculation of absolute palaeolongitude in deep time // *Nature*. 2012. Vol. 482. P. 208–211.
- Mole D.R., Fiorentini M.L., Cassidy K.F., Kirkland C.L., Thebaud N., McCuaig T.C., Doublier M.P., Duuring P., Romano S.S., Maas R., Belousova E.A., Barnes S.J., Miller J.* Crustal evolution, intra-cratonic architecture and the metallogeny of an Archaean craton // G.R.T. Jenkin, P.A.J. Lusty, I. McDonald, M.P. Smith, A.J. Boyce, J.J. Wilkinson (Eds.). *Ore Deposits in an Evolving Earth*. Geol. Soc., London, Spec. Publ. 2015. Vol. 393. P. 23–80.

- Monecke T., Petersen S., Hanningtom M.D.* Constraints on water depth of massive sulfide formation: Evidence from modern seafloor hydrothermal systems in arc-related settings // *Econ. Geol.* 2014. Vol. 109, No. 8. P. 2079–2102.
- Moore E.M.* Southwest U.S.–East Antarctic (SWEAT) connection: A hypothesis // *Geology.* 1991. Vol. 19. P. 425–428.
- Morgan J.P., Shearer P.M.* Seismic constraints on mantle flow and topography of the 660-km discontinuity: Evidence for whole-mantle convection // *Nature.* 1993. Vol. 365, Iss. 6446. P. 506–511.
- Morgan W.J.* Rises, trenches, great faults, and crustal blocks // *J. Geophys. Res.* 1968. Vol. 73, Iss. 6. P. 1959–1982.
- Morgan W.J.* Convection plumes in the lower mantle // *Nature.* 1971. Vol. 230, Iss. 5288. P. 42–43.
- Moritz R., Baker T.* Metallogeny of the Tethyan orogenic belt: From Mesozoic magmatic arcs to Cenozoic back-arc and postcollisional settings in Southeast Europe, Anatolia, and the Lesser Caucasus: An introduction // *Econ. Geol.* 2019. Vol. 114, No. 7. P. 1227–1235.
- Mota-e-Silva J.M., Filho C.F.F., Buhn B., Dantas E.L.* Geology and geochemistry of the “Americano do Brasil” layered intrusion, central Brazil, and its Ni-Cu sulfide deposits // *Mineralium Deposita.* 2011. Vol. 46, No. 1. P. 57–90.
- Mota-e-Silva J., Prichard H.M., Filho C.F.F., Fisher P.C., McDonald I.* Platinum group minerals in the Limoeiro Ni-Cu-(PGE) sulfide deposit, Brazil: The effect of magmatic and upper amphibolite to granulite metamorphic processes on PGM formation // *Mineralium Deposita.* 2015. Vol. 50, No. 8. P. 1007–1029.
- Moyen J.-F., Stevens G.* Experimental constraints on TTG petrogenesis: Implications for Archean geodynamics // *Archean Geodynamics and Environment. Geophys. Monogr. Ser.* 2006. Vol. 164. P. 147–175.
- Moyen J.-F., Stevens G., Kisters A.F.M., Belcher R.W.* TTG Plutons of the Barberton Granitoid-Greenstone Terrain, South Africa // van M. Kranendonk, H. Smithies, V. Bennett (Eds.). *Earth’s Oldest Rocks. Developments in Precambrian Geology.* Elsevier, Amsterdam. 2007. Vol. 15. P. 607–667.
- Müller R.D., Sdrolias M., Gaina C., Roest W.R.* Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world’s ocean crust // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2008. Vol. 9, No. 4.
- Murakami M., Hirose K., Kawamura K., Sata N., Ohishi Y.* Post-perovskite phase transition in MgSiO<sub>3</sub> // *Science.* 2004. Vol. 304. P. 855–858.
- Murphy J.B., Nance R.D.* Do supercontinents introvert or extrovert?: Sm-Nd isotope evidence // *Geology.* 2003. Vol. 31. P. 873–876.
- Murphy J.B., Nance R.D., Cawood P.A., Collins W.J., Dan W., Doucet L.S., Geron P.J., Li Z.X., Mitchell R.N., Pisarevsky S., Pufahl P.K., Quesada C., Spencer C.J., Strachan R.A., Wu L.* Pannotia: In deference of its existence and geodynamic significance // J.B. Murphy, R.A. Strachan, C. Quesada (Eds.). *Pannotia to Pangaea: Neoproterozoic and Paleozoic Orogenic Cycle in the Circum-Atlantic Region.* Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2021. Vol. 503. P. 13–39.
- Myers J.S.* Early Archean Narryer gneiss complex, Yilgarn Craton, Western-Australia // *Precamb. Res.* 1988. Vol. 38, No. 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).

- Naeraa T., Schersten A., Rosing M.T., Kemp A.I.S., Hofmann J.E.* Hafnium isotope evidence for a transition in the dynamics of continental growth 3.2 Gyr ago // *Nature*. 2012. Vol. 485. P. 627–631.
- Nagel T.J., Hoffmann J.E., Münker C.* Generation of Eoarchean tonalite-trondhjemite-granodiorite series from thickened mafic arc crust // *Geology*. 2012. Vol. 40, No. 4. P. 375–378.
- Naldrett A.J.* Secular variation of magmatic sulfide deposits and their source magmas // *Econ. Geol.* 2010. Vol. 105, No. 3. P. 669–688.
- Nance R.D., Murphy J.B., Santosh M.* The supercontinent cycle: A retrospective essay // *Gondwana Res.* 2014. Vol. 25. P. 4–29.
- Nance R.D., Worsley T.R., Moody J.B.* Post-Archean biogeochemical cycles and long-term episodicity in tectonic processes // *Geology*. 1986. Vol. 14. P. 514–518.
- Nebel O., Rapp R.P., Yaxley G.M.* The role of detrital zircons in Hadean crustal research // *Lithos*. 2014. Vol. 190–191. P. 313–327.
- Nelson J.L., Colpron M., Israel S.* The Cordillera of British Columbia, Yukon and Alaska: Tectonics and metallogeny // M. Colpron, T. issing, B.G. Rusk, J.F.H. Thompson (Eds.). *Tectonics, Metallogeny, and Discovery: The North American Cordillera and Similar Accretionary Settings*. SEG Spec. Publ. 2013. No. 17. P. 53–110.
- Newsom H.E., Taylor S.R.* Geochemical implications of the formation of the Moon by a single giant impact // *Nature*. 1989. Vol. 338. P. 29–34.
- Ni S., Tan E., Gurnis M., Helmberger D.* Sharp sides to the African Superplume // *Science*. 2002. Vol. 296, No. 5574. P. 1850–1852.
- Nimmo F.* Energetics of the core // G. Schubert (Ed.). *Treatise on Geophysics*, 2007. Vol. 8. P. 31–65.
- Nimmo F., Price G.D., Brodholt J., Gubbins D.* The influence of potassium on core and geodynamo evolution // *Geoph. J. Int.* 2004. Vol. 156. P. 363–376.
- Nishi M., Kuwayama Y., Tsuchiya J., Tsuchiya T.* The pyrite-type high-pressure form of FeOOH // *Nature*. 2017. Vol. 547. P. 205–208.
- Noble D.C., Vidal C.E., Perello J., Rodrigues P.O.* Space Time Relationships of Some Porphyry Cu-Au, Epithermal Au, and Other Magmatic-Related Mineral Deposits in Northern Peru // R.H. Sillitoe, J. Perello, C.E. Vidal (Eds.). *Andean Metallogeny: New Discoveries, Concepts, and Updates*. Geol. Soc. London. 2004. No. 11. P. 313–318.
- Nutman A.P., Bennett V.C., Friend C.R.L., Rosing M.T.* ~3710 and ≥3790 Ma volcanic sequences in the Isua (Greenland) supracrustal belt; structural and Nd isotope implications // *Chem. Geol.* 1997. Vol. 141. P. 271–287.
- Nutman A.P., Cherneshev I.V., Baadsgaard H., Smelov A.P.* The Aldan Shield of Siberia, USSR: The age of its Archaean components and evidence for widespread reworking in the mid-Proterozoic // *Precamb. Res.* 1992. Vol. 54. P. 195–210.
- Nutman A.P., Friend C.R.L., Barker S.S., McGregor V.R.* Inventory and assessment of Palaeoarchaeon gneiss terrains and detrital zircons in southern West Greenland // *Precamb. Res.* 2004. Vol. 135. P. 281–314.
- Nutman A.P., Friend C.R.L., Bennett V.C.* Evidence for 3650–3600 Ma assembly of the northern end of the Itsak Gneiss Complex, Greenland: Implication for early Archaean tectonics // *Tectonics*. 2002. Vol. 21, No. 1. P. 5-1–5-28.
- Nyblade A.A., Robinson S.W.* The African superswell // *Geophys. Res. Lett.* 1994. Vol. 21, No. 9. P. 765–768.

- Oganov A.R., Brodholt J.P., Price G.D.* The elastic constants of  $\text{MgSiO}_3$  perovskite at pressures and temperatures of the Earth's mantle // *Nature*. 2001. Vol. 411. P. 934–937.
- Oganov A.R., Brodholt J.P., Price G.D.* Ab initio theory of thermoelasticity and phase transitions in minerals. EMU Notes in Mineralogy Vol. 4. // C.M. Gramaccioli (Ed.). 'Energy Modelling in Minerals'. 2002. P. 83–170.
- Oganov A.R., Glass C.W.* Crystal structure prediction using *ab initio* evolutionary techniques: Principles and applications // *J. Chem. Phys.* 2006. Vol. 124. Art. 244704.
- Oganov A.R., Ono Sh.* Theoretical and experimental evidence for a post-perovskite phase of  $\text{MgSiO}_3$  in Earth's D" layer // *Nature*. 2004. Vol. 430. P. 445–448.
- Ohmoto Y., Kakegawa T., Ishida A., Rosing M.T.* Evidence for biogenic graphite in early Archean Isua metasedimentary rocks // *Nat. Geosci. Lett. Publ.*, online 8 Dec. 2013. P. 1–4. doi: 10.1038/NGEO2025.
- Ohta K., Yagi T., Taketoshi N., Hirose K., Komabayashi T., Baba T., Ohishi Y., Hernlund J.* Lattice thermal conductivity of  $\text{MgSiO}_3$  perovskite and post-perovskite at the core-mantle boundary // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2012. Vol. 349. P. 109–115.
- O'Neil J., Carlson R.W., Francis D., Stevenson R.K.* Neodymium-142 evidence for Hadean mafic crust // *Science*. 2008. Vol. 321. P. 1828–1839.
- O'Neil J., Carlson R.W., Paquette J.L., Francis D.* Formation age and metamorphic history of the Nuvvuagittuq Greenstone Belt // *Precamb. Res.* 2012. Vol. 220–221. P. 23–44.
- O'Neill C., Müller D., Steinberger B.* On the uncertainties in hot spot reconstructions and the significance of moving hot spot reference frames // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2005. Vol. 6.
- Ono S., Oganov A.R.* In situ observations of phase transition between perovskite and  $\text{CaIrO}_3$ -type phase in  $\text{MgSiO}_3$  and pyrolitic mantle composition // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2005. Vol. 236. P. 914–932.
- Ono Sh., Beukes N.J., Rumble D., Fogel M.L.* Early evolution of atmospheric oxygen from multiple-sulfur and carbon isotope records of the 2.9 Ga Mozaan Group of the Pongola Supergroup, Southern Africa // *South Afr. J. Geol.* 2006. Vol. 109. P. 97–108.
- Papineau D.* Global biogeochemical changes at both ends of the Proterozoic: insights from phosphorites // *Astrobiology*. 2010. Vol. 10, No. 2. P. 165–181.
- Parman S.* An Archaean mushy mantle // *Nat. Geosci.* 2018. No. 11 (2). P. 85–86.
- Partington G.A., Williams P.J.* Proterozoic Lode Gold and (Iron)-Copper-Gold Deposits: A Comparison of Australian and Global Examples // Marshall et al. (Eds.). *Australian & Global Proterozoic Lode Au & (Fe)-Cu-Au Deposits*. 2000. Ch. 2. P. 1–34.
- Pastor-Galán D., Gutiérrez-Alonso G., Murphy J.B., Fernández-Suárez J., Hofmann M., Linnemann U.* Provenance analysis of the Paleozoic sequences of the northern Gondwana margin in NW Iberia: Passive margin to Variscan collision and orocline development // *Gondwana Res.* 2013. Vol. 23. P. 1089–1103.
- Pastor-Galán D., Nance R.D., Murphy J.B., Spencer C.J.* Supercontinents: Myths, mysteries and milestones // R.W. Wilson, G.A. Houseman, K.J.W. McCaffrey, A.G. Doré, S.J.H. Buiter (Eds.). *Fifty Years of the Wilson Cycle Concept in Plate Tectonics*. Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2019. Vol. 470. P. 39–64.

- Pearce J.A., Peate D.W.* Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 1995. Vol. 23, No. 1. P. 251–285.
- Pearson D.G., Parman S.W., Nowell G.M.* A link between large mantle melting events and continent growth seen in osmium isotopes // *Nature*. 2007. Vol. 449. P. 202–205. doi: 10.1038/nature06122.
- Pearton T., Viljoen M.* Gold on the Kaapvaal craton, outside the Witwatersrand basin, South Africa // *S. Afr. J. Geol.* 2017. Vol. 120, No. 1. P. 101–132.
- Pease V., Percival J., Smithies H., Stevens G., van Kranendonk M.* When did plate tectonics begin? Evidence from the orogenic record // K.C. Condie, V. Pease (Eds.). *When Did Plate Tectonics Begin on Planet Earth?* Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 2008. Vol. 440. P. 281–294. doi: 10.1130/2008.2440 (10).
- Pease V., Scarrow J.H., Silva I.N., Cambreses A.* Devonian magmatism in the Timan Range, Arctic Russia – subduction, post-orogenic extension, or rifting? // *Tectonophysics*. 2016. Vol. 691. P. 185–197.
- Pehrsson S.J., Eglington B.M., Evans D.A.D., Huston D., Reddy S.M.* Metallogeny and its link to orogenic style during the Nuna supercontinent cycle // *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 2016. Vol. 424, No. 1. P. 83–94.
- Percival J.A.* Geology and Metallogeny of Superior Province, Canada // *Mineral Deposits of Canada. A Synthesis of Major Deposit Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces and Exploration Methods.* Geol. Assoc. of Canada Mineral Deposits Division. Spec. Publ. 2007. No. 5. P. 903–928.
- Pesonen L.J., Elming S.-Å., Mertanen S., Pisarevsky S.A., D'Agrella-Filho M.S., Meert J.G., Schmidt P.W., Abrahamsen N., Bylund G.* Palaeomagnetic configuration of continents during the Proterozoic // *Tectonophysics*. 2003. Vol. 375. P. 289–324.
- Philippot P., van Zuilen M., Rollion-Bard C.* Variations in atmospheric sulphur chemistry on early Earth linked to volcanic activity // *Nat. Geosci.* 2012. Vol. 5. P. 668–674.
- Phillips G.N., Powell R.* Origin of the Witwatersrand gold: Devolatilisation-hydrothermal replacement model // *Applied Earth Sci. (Trans. Inst. Min. Metall. B)*. 2011. Vol. 120, No. 3. P. 112–129.
- Pike G., Cas R., Smithies R.H.* Geologic constraints on base metal mineralization of the Whim Creek Greenstone Belt, Pilbara Craton, Western Australia // *Econ. Geol.* 2002. Vol. 97, No. 4. P. 827–845.
- Pilbeam D.R.* Rethinking human origins // *Discovery*. 1978. Vol. 13. P. 2–9.
- Piper J.D.A.* Palaeomagnetic evidence for a Proterozoic supercontinent // *Philos. Trans. R. Soc. London. Ser. A*. 1976. Vol. 280. P. 469–490.
- Pirajno F.* *Ore Deposits and Mantle Plumes.* Netherlands, Kluwer Acad. Publ., 2000. 550 p.
- Pirajno F., Huston D.L.* Paleoproterozoic (3.6–3.2 Ga) mineral systems in the context of continental crust building and the role of mantle plumes // *Earth's Oldest Rocks.* Elsevier. 2019. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-63901-1.00022-89>.
- Pirajno F., Jingwen M., Zhaochong Z., Zuoheng Zhang, Fengmei Chai.* The association of mafic-ultramafic intrusions and A-type magmatism in the Tian Shan and Altay orogens, NW China: Implications for geodynamic evolution and potential for the discovery of new ore deposits // *J. Asian Earth Sci.* 2008. Vol. 32. P. 1165–1183.
- Pisarevsky S.A., de Waele B., Jones S., Söderlund U., Ernst R.E.* Paleomagnetism and U–Pb age of the 2.4 Ga Erayinia mafic dykes in the south-western Yilgarn, Western

- Australia: Paleogeographic and geodynamic implications // *Precambr. Res.* 2015. Vol. 259. P. 222–231.
- Pisarevsky S.A., Elming S.-Å., Pesonen L.J., Li Z.X.* Mesoproterozoic paleogeography: Supercontinent and beyond // *Precambr. Res.* 2014. Vol. 244. P. 207–225.
- Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., Donskaya T.V.* Chapter 8: Precambrian paleogeography of Siberia // L.J. Pesonen, J. Salminen, D.A.D. Evans, S.-Å. Elming, T. Veikkolainen (Eds.). *Ancient Supercontinents and the Paleogeography of the Earth.* Elsevier, 2021.
- Pisarevsky S.A., Murphy J.B., Cawood P.A., Collins A.S.* Late Neoproterozoic and Early Cambrian palaeogeography: models and problems // R.J. Pankhurst, R.A.J. Trouw, B.B. Brito Neves, de M.J. Wit (Eds.). *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region.* Geol. Soc. London, Spec. Publ., 2008. Vol. 294. P. 9–31.
- Pisarevsky S.A., Natapov L.M.* Siberia and Rodinia // *Tectonophysics.* 2003. Vol. 375. P. 221–245.
- Pisarevsky S.A., Natapov L.M., Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Vernikovskiy V.A.* Proterozoic Siberia: A promontory of Rodinia // *Precambr. Res.* 2008. Vol. 160. P. 66–76.
- Pisarevsky S.A., Wingate M.T.D., Powell C.McA., Johnson S., Evans D.A.D.* Models of Rodinia assembly and fragmentation // M. Yoshida, B.F. Windley, S. Dasgupta (Eds.). *Proterozoic East Gondwana.* Geol. Soc. London. Spec. Publ., 2003. Vol. 206. P. 35–55.
- Planck* intermediate results. XXXVI. Optical identification and redshifts of Planck SZ sources with telescopes at the Canary Islands observatories // *Astronomy & Astrophysics.* 2018. No. 23. P. 1–17.
- Plank T.* Constraints from thorium/lanthanum on sediment recycling at subduction zones and the evolution of the continents // *J. Petrol.* 2005. Vol. 46, No. 5. P. 921–944.
- Polat A., Frei R.* The origin of Early Archean banded iron formations and of continental crust, Isua, southern West Greenland // *Precambr. Res.* 2005. Vol. 138. P. 151–175.
- 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, Greenland // K.C. Condie, V. Pease (Eds.). *When did plate tectonics begin on Planet Earth?* Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 440. 2008. P. 51–76.
- Polat A., Hofman A.W.* Alteration and geochemical patterns in the 3.7–3.8 Ga Isua greenstone belt, West Greenland // *Precambr. Res.* 2003. Vol. 126. P. 197–218.
- Pollack H.N., Hurter S.J., Johnston J.R.* Heat loss from the earth's interior: Analysis of the global data set // *Rev. Geophys.* 1993. Vol. 31. P. 267–280.
- Poller U., Gladkochub D., Donskaya T., Mazukabzov A., Sklyarov E., Todt W.* Multi-stage magmatic and metamorphic evolution in the Southern Siberian Craton: Archean and Palaeoproterozoic zircon ages revealed by SHRIMP and TIMS // *Precambr. Res.* 2005. Vol. 136. P. 353–368.
- Potts R.* Environmental hypotheses of hominid evolution // *Am. J. Phys. Anthropol.* 1998. Vol. 41. P. 93–136.
- Poujol M., Respaut J.P., Robb L.J., Amhaeusser C.R.* New U-Pb and Pb-Pb data of the Murchison Greenstone Belt, Southern Africa and their implications for the origin

- of the Witwatersrand Basin // University of Witwatersrand Johannesburg Economic Geology Research Unit. Information Circular. 1997. Vol. 319. 22 p.
- Pourteau A., Smit M.A., Li Z.X., Collins W.J., Nordsvan A.R., Volante S., Li J.* 1.6 Ga crustal thickening along the final Nuna suture // *Geology*. 2018. Vol. 46. P. 959–962.
- Prokoph A., Ernst R.E., Buchan K.L.* Time-series analysis of large igneous provinces: 3500 Ma to present // *J. Geol.* 2004. Vol. 112. P. 1–22.
- Prokoph A., Shields G.A., Veizer J.* Compilation and time-series analysis of a marine carbonate  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  and  $\delta^{34}\text{S}$  database through Earth history // *Earth Sci. Rev.* 2008. Vol. 87, Iss. 3–4. P. 113–133.
- Prüfer K., Racimo F., Patterson N., Jay F., Sankararaman S., Sawyer S., Heinze A., Renaud G., Sudmant P.H., Filippo C., de Heng Li, Mallick S., Dannemann M., Qiaomei Fu, Kircher M., Kuhlwilm M., Lachmann M., Meyer M., Ongyerth M., Siebauer M., Theunert Ch., Tandon A., Moorjani P., Pickrell J., Mullikin J.C., Vohr S.H., Green R.E., Hellmann I., Johnson Ph.L.F., Blanche H., Cann H., Kitzman J.O., Shendure J., Eichler E.E., Lein E.S., Bakken T.E., Golovanova L.V., Doronichev V.B., Shunkov M.V., Derevianko A.P., Viola B., Slatkin M., Reich D., Kelso J., Pääbo S.* The complete genome sequence of a Neanderthal from the Altai Mountains // *Nature*. 2014. Vol. 505, Iss. 7481. P. 43–49.
- Puetz S.J., Condie K.C., Pisarevsky S.A., Davaille A., Schwarz C.J., Ganade C.E.* Quantifying the evolution of the continental and oceanic crust // *Earth Sci. Rev.* 2017. Vol. 164. P. 63–83.
- Racki G.* A volcanic scenario for the Frasnian–Famennian major biotic crisis and other Late Devonian global changes: More answers than question? // *Glob. Planet. Change*. 2020. Vol. 189. P. 1–29.
- Rainbird R.H., Stern R.A., Khudoley A.K., Kropachev A.P., Heaman L.M., Sukhorukov V.I.* U–Pb geochronology of Riphean sandstone and gabbro from southeast Siberia and its bearing on the Laurentia–Siberia connection // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. Vol. 164. P. 409–420.
- Rapp R.P., Shimizu N., Norman M.D.* Growth of early continental crust by partial melting of eclogite // *Nature*. 2003. Vol. 425. P. 605–609.
- Reading A.M., Kennett B.L.N., Goleby B.* New constraints on the seismic structure of West Australia: Evidence from terrane stabilization prior to the assembly of an ancient continent? // *Geology*. 2007. Vol. 35. P. 379–382.
- Reddy S.M., Evans D.A.D.* Palaeoproterozoic supercontinents and global evolution: correlations from core to atmosphere // S.M. Reddy (Ed.). *Palaeoproterozoic supercontinents and global evolution*. Geol. Soc. Am. Spec. Publ. 2009. Vol. 323. P. 1–26.
- Regier M.E., Miškovi A., Ickert R.B., Pearson D.G., Stachel T., Stern R.A., Kopylova M.* An oxygen isotope test for the origin of Archean mantle roots // *Geochem. Persp. Lett.* 2018. Vol. 9. P. 6–10.
- Reich D., Patterson N., Kircher M., Delfi N.F., Nandineni M.R., Pugach I., Ko A.M.-Sh., Ko Y.-Ch., Jinam T.A., Phipps M.E., Saitou N., Wollstein A., Kayser M., Pääbo S., Stoneking M.* Denisova Admixture and the First Modern Human Dispersals into Southeast Asia and Oceania // *Am. J. Hum. Genet.* 2011. Vol. 89, No. 4. P. 516–528.
- Reichow M.K., Pringle M.S., Al'Mukhamedov A.I., Allen M.B., Andreichev V.L., Buslov M.M., Davies C.E., Fedoseev G.S., Fitton J.G., Inger S., Medvedev A.Ya., Mitchell C.,*

- Puchkov V.N., Safonova I.Yu., Scott R.A., Saunders A.D.* The timing and extent of the eruption of the Siberian Traps large igneous province: Implications for the end-Permian environmental crisis // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2009. Vol. 277. P. 9–20.
- Reimink J.R., Chacko T., Stern R.A., Heaman L.M.* Earth's earliest evolved crust generated in an Iceland-like setting // *Nat. Geosci.* 2014. Vol. 7. P. 529–533.
- Rezeau H., Moritz R., Beadoin G.* Formation of Archean batholith-hosted gold veins at the Lac Herbin deposit, Val-d'Or district, Canada: Mineralogical and fluid inclusion constraints // *Mineralium Deposita.* 2017. Vol. 52, No. 3. P. 421–442.
- Rightmire G.Ph.* The human cranium from Bodo, Ethiopia: Evidence for speciation in the Middle Pleistocene? // *J. Human Evol.* 1996. Vol. 31. P. 21–39.
- Rightmire G.Ph.* Human evolution in the Middle Pleistocene: The role of *Homo heidelbergensis* // *Evol. Anthropol.* 1998. Vol. 6. P. 218–227.
- Ringwood A.E.* Phase transformations and their bearing on the constitution and dynamics of the mantle // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1991. Vol. 55. P. 2083–2110.
- Ringwood A.E., Irifune T.* Nature of the 650-km seismic discontinuity: Implications for mantle dynamics and differentiation // *Nature.* 1988. Vol. 331, Iss. 6151. P. 131–136.
- Robb L.J., Meyer F.M.* The Witwatersrand Basin, South Africa: Geological framework and mineralization processes // *Ore Geol. Rev.* 1995. Vol. 10. P. 67–94.
- Roberts N., van Kranendonk M.J., Parman S.W., Clift P.D.* Continent Formation Through Time // *Geol. Soc., London. Spec. Publ.* 2015. Vol. 389. P. 83–111.
- Roberts N.M.W., Spencer C.J.* The zircon archive of continent formation through time // N.M.W. Roberts, van M. Kranendonk, S. Parman, S. Shirey, P.D. Clift (Eds.). *Continent Formation Through Time.* Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2015. Vol. 389. P. 197–225.
- Roche H.* Variability of Pliocene lithic productions in East Africa // *Acta Anthropol. Sinica.* 2000. Vol. 19. P. 98–103.
- Roche H., Delagnes A., Brugal J.-P., Feibel C., Kibunjia M., Mourre V., Texier P.-J.* Early hominid stone tool production and technical skill 2.34 Myr ago in West Turkana, Kenya // *Nature.* 1999. Vol. 399. P. 57–60.
- Rogers J.J.W., Santosh M.* Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic supercontinent // *Gondwana Res.* 2022. Vol. 5. P. 5–22.
- Runcorn S.K.* (Ed.). *Continental drift.* New York; London: Acad. Press, 1962. XII. 338 p. (Int. Geophys. Ser., Vol. 3).
- Sandwell D.T., Smith W.H.* Global marine gravity from retracked Geosat and ERS-1 altimetry. Ridge segmentation versus spreading rate // *J. Geophys. Res. Solid Earth.* 2009. Vol. 114 (B1).
- Santoch M., Maruyama S., Sawaki Y., Meert L.G.* The Cambrian explosion: Plume-driven birth of the second ecosystem of Earth // *Gondwana Res.* 2014. Vol. 25, No. 3. P. 945–965.
- Sawkins F.J.* Widespread continental rifting: Some considerations of timing and mechanism // *Geology.* 1976. Vol. 4. P. 427–430.
- Schettino A., Scotese C.R.* Apparent polar wander paths for the major continents (200 Ma to the present day): A palaeomagnetic reference frame for global plate tectonic reconstructions // *Geophys. J. Int.* 2005. Vol. 463, No. 2. P. 727–759.
- Schidlowski M., Eichmann R., Junge C.E.* Carbon isotope geochemistry of the Precambrian Lomagundi carbonate province, Rhodesia // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1976. Vol. 40. P. 449–455.

- Schoene B., Eddy M.P., Samperton K.M., Keller C.B. et al.* U-Pb constraints on pulsed eruption of the Deccan Traps across the end-Cretaceous mass extinction // *Science*. 2019. Vol. 363, No. 6429. P. 862–866. doi: 10.1126/science.aau2422.
- Schubert G., Thurcotte D.L., Olson P.* Mantle Convection in the Earth and Planets. New York: Cambridge Univ. Press, 2001. 940 p.
- Schulte P., Alegret L., Arenillas I. et al.* The Chicxulub asteroid impact and mass extinction at the Cretaceous-Paleogene boundary // *Science*. 2010. Vol. 327, No. 5970. P. 1214–1218.
- Schwartz J.H., Tattersall I.* Whose teeth? // *Nature*. 1996. Vol. 381. P. 201–202.
- Schwartz J.H., Tattersall I.* Fossils attributed to genus *Homo*: Some general notes // *The Human Fossil Record: Craniodental Morphology of Genus Homo (Africa and Asia)*. 2005. Vol. 2. P. 587–603.
- Schwartz M.O., Melcher F.* The Perkoa zircon deposit, Burkina Faso // *Econ. Geol.* 2003. Vol. 98. P. 1463–1485.
- Search Earthquake Catalog: U.S. Geological Survey.* 2019. Available from: <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search>.
- Searle M.P., Treloar P.J.* Introduction to Himalayan tectonics: A modern synthesis // P.J. Treloar, M.P. Searle (Eds.). *Himalayan Tectonics: A Modern Synthesis*. Geol. Soc. London. Spec. Publ., 2019. Vol. 483. P. 1–17.
- Sears J.W., Price R.A.* Tightening the Siberian connection to western Laurentia // *GSA Bull.* 2003. Vol. 115. P. 943–953.
- Segré D., Ben-Eli D., Deamer D., Lancet D.* The Lipid World // *Origins of Life and Evolution of Biospheres*. 2001. Vol. 31, Nos. 1–2. P. 119–145.
- Self S., Widdowson M., Thordarson T., Jay A.E.* Volatile fluxes during flood basalt eruptions and potential effects on the global environment: A Deccan perspective // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2006. Vol. 248, Iss. 1–2. P. 518–532.
- Semaw S., Renne P., Harris I.W.K., Feibel C.S., Bernor R.L., Fesseha N., Mowbray K.* 2.5-million-year-old stone tools from Gona, Ethiopia // *Nature*. 1997. Vol. 385. P. 333–336.
- Semaw S., Simpson S.W., Quade J., Renne P.R., Butler R.F., McIntosh W.C., Levin N., Dominguez-Rodrigo M., Rogers M.J.* Early Pliocene hominids from Gona, Ethiopia // *Nature*. 2005. Vol. 433. P. 301–305.
- Seton M., Müller R.D., Zahirovic S., Gaina C., Torsvik T., Shephard G., Talsma A., Gurnis M., Turner M., Maus S., Chandler M.* Global continental and ocean basin reconstructions since 200 Ma // *Earth-Sci. Rev.* 2012. Vol. 113, Nos. 3–4. P. 212–270.
- Shatsky V.S., Malkovets V.G., Tretiakova I.G., Ragozin A.L., Gibsher A.A., Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y.* Tectonothermal evolution of the continental crust beneath the Yakutian diamondiferous province (Siberian craton): U-Pb and Hf isotopic evidence on zircons from crustal xenoliths of kimberlite pipes // *Precamb. Res.* 2016. Vol. 282. P. 1–20.
- Shatsky V.S., Malkovets V.G., Tretiakova I.G., Ragozin A.L., Gibsher A.A., Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Wang Q.* Multi-stage modification of Paleoproterozoic crust beneath the Anabar tectonic province (Siberian craton) // *Precamb. Res.* 2018. Vol. 305. P. 125–144.
- Shields G.A.* A normalised seawater strontium isotope curve: Possible implications for Neoproterozoic-Cambrian weathering rates and the further oxygenation of the Earth // *Earth*. 2007. Vol. 2, No. 2. P. 35–42.

- Shneider D.A., Bachtel J., Schmitt A.K.* Zircon alteration in wall rock of Pamour and Hoyle Pond Au deposits, Abitibi greenstone belt: Constraints on timescales of fluid flow from depth-profiling techniques // *Econ. Geol.* 2012. Vol. 107, No. 5. P. 1043–1072.
- Shreeve J.* “Lucy”, crucial early human ancestor, finally gets a head // *Science.* 1994. Vol. 264. P. 34–35.
- Shu D.-G., Luo H.-L., Conway Morris S., Zhang X.-L., Hu S.-X., Chen L., Han J., Zhu M., Li Y., Chen L.-Z.* Lower Cambrian vertebrates from south China // *Nature.* 1999. Vol. 402. P. 42–46.
- Sidorin I., Gurnis M., Helmberger D.V., Ding X.* Interpreting D' seismic structure using synthetic waveforms computed from dynamic models // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. Vol. 163. P. 31–41.
- Sillitoe R.H.* Copper Provinces // J.W. Hedenquist, M. Harris, F. Camus (Eds.). *Geology and Genesis of Major Copper Deposits and Districts of the World: A Tribute to Richard Sillitoe.* SEG Spec. Publ. 2012. No. 16. P. 403–432.
- Sillitoe R.H.* Porphyry copper systems // *Econ. Geol.* 2010. Vol. 105, No. 1. P. 3–41.
- Sillitoe R.H., Perello J.* Andean copper province: Tectonomagmatic settings, deposit types, metallogeny, exploration, and discovery // J.W. Hedenquist, J.E.H. Thompson, R.J. Goldfarb (Eds.). *Economic Geology. 100th Anniv.* Vol. 2005. P. 845–890.
- Silver P.G., Behn M.D.* Intermittent plate tectonics? // *Science.* 2008. Vol. 319, No. 5859. P. 85–88.
- Simard M., Gaboury D., Daigneault R., Mercier-Langevin P.* Multistage gold mineralization at the Lapa mine, Abitibi Subprovince: Insights into auriferous hydrothermal and metasomatic processes in the Cadillac-Larder Lake Fault Zone // *Miner. Deposita.* 2013. Vol. 48. P. 883–905.
- Simon L., Lecuyer C.* Continental recycling: The oxygen isotope point of view // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2005. Vol. 6, No. 8. 08004.
- Sinmyo R., Hirose K., O'Neill H.S., Okunishi E.* Ferric iron in Al-bearing post-perovskite // *Geophys. Res. Lett.* 2006. Vol. 33. L12S13.
- Sleep N.H.* Hotspots and mantle plumes: Some phenomenology // *J. Geophys. Res. Solid Earth.* 1990. Vol. 95, Iss. B5. P. 6715–6736.
- Smelov A.P., Timofeev V.F.* The age of the North Asian Cratonic basement: An overview // *Gondwana Res.* 2007. Vol. 12. P. 279–288.
- Smithies R.H.* The Archaean tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) series is not an analogue of Cenozoic adakite // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2000. Vol. 182. P. 115–125.
- Smithies R.H., Champion D.C., Cassidy K.F.* Formation of Earth's early Archaean continental crust // *Precamb. Res.* 2003. Vol. 127. P. 89–101.
- Smithies R.H., Champion D.C., van Kranendonk M.J., Hickman A.H.* Geochemistry of volcanic rocks of the northern Pilbara Craton // *Western Australia Geol. Surv.* 2007. Rep. 104. 47 p.
- Sobolev S.V., Sobolev A.V., Kuzmin D.V. et al.* Linking mantle plumes, large igneous provinces and environmental catastrophes // *Nature.* 2011. Vol. 477, No. 7364. P. 312–316.
- Söderlund U., Hofmann A., Klausen M.B., Olsson J.R., Ernst R.E., Persson P.-O.* Towards a complete magmatic barcode for the Zimbabwe craton: Baddeleyite U–Pb dating of regional dolerite dyke swarms and sill complexes // *Precamb. Res.* 2010. Vol. 183. P. 388–398.

- Solomatov V.S.* Scaling of temperature- and stress-dependent viscosity convection // *Phys. Fluids*. 1995. Vol. 7. P. 266–274.
- Solomon M., Groves D.I.* The Geology and Origin of Australia's Mineral Deposits. Centre for Ore Deposit Res. and Centre for Global Metallogeny, Hobart and Perth, 2000. 1002 p.
- Spence W.* Slab pull and the seismotectonics of subduction lithosphere // *Rev. Geophys.* 1987. Vol. 25. P. 55–69.
- Spencer C.J., Cawood P.A., Hawkesworth C.J., Raub T.D., Prave A.R., Roberts N.M.W.* Proterozoic onser of crustal reworking and collisional tectonics: Reappraisal of the zircon oxygen isotope record // *Geology*. 2014. Vol. 42. P. 451–454.
- Spoor F., Leakey M., Gathogo P.N., Brown F., Anton S., McDougall I., Kiarie C., Manthi F., Leakey L.* Implications of new early *Homo* fossils from Ileret, east of Lake Turkana, Kenya // *Nature*. 2007. Vol. 448. P. 688–691.
- Stein M., Hofmann A.W.* Fossil plume head beneath the Arabian lithosphere? // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1992. Vol. 114. P. 193–209.
- Stein M., Hofmann A.W.* Mantle plumes and episodic crustal growth // *Nature*. 1994. Vol. 372. P. 63–68.
- Steinberger B., Torsvik T.H.* Absolute plate motions and true polar wander in the absence of hotspot tracks // *Nature*. 2008. Vol. 452, No. 7187. P. 620–623.
- Stephen P.* An Archaean mushy mantle // *Nat. Geosci.* 2018. Vol. 11. P. 85–86.
- Stern R.J.* Evidence from ophiolites, blueschists, and ultrahigh-pressure metamorphic terranes that the modern episode of subduction tectonics began in Neoproterozoic time // *Geology*. 2005. Vol. 33. P. 557–560.
- Stern R.J.* Modern-style plate tectonics began in Neoproterozoic time: An alternative interpretation of Earth's tectonic history // *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* 2008. Vol. 440. P. 265–280.
- Stewart J.H.* Reconstructing Rodinia by fitting Neoproterozoic continental margins: U.S. Geol. Surv. Open-File Rep. 2009-1191. 2009. 94 p.
- Stout D., Semaw S., Rogers M., Cauche D.* Technological variation in the earliest Oldowan from Gona, Afar, Ethiopia // *J. Human Evol.* 2010. Vol. 58, No. 6. P. 474–491.
- Strait D.S., Grine F.E., Moniz M.A.* A reappraisal of early hominid phylogeny // *J. Human Evol.* 1997. Vol. 32. P. 17–82.
- Stringer C.B.* The Status of *Homo heidelbergensis* // *Evol. Anthropol.* 2012. Vol. 21, Iss. 3. P. 101–107.
- Su W.-J., Dziewonski A.* Simultaneous inversion for 3-D variations in shear and bulk velocity in the mantle // *Phys. Earth Planet. Int.* 1997. Vol. 100, Nos. 1–4. P. 135–156.
- Sun S.-S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes // A.D. Saunders, M.J. Narry (Eds.). *Magmatism in the Ocean Basins*. Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. No. 42. P. 313–345.
- Sutton J.* Long-term cycles in the evolution of the continents // *Nature*. 1963. Vol. 198. P. 731–735.
- Sweetapple M.T., Collins P.L.F.* Genetic framework for the classification and distribution of Archean rare metal pegmatites in the North Pilbara Craton, Western Australia // *Econ. Geol.* 2002. Vol. 97. P. 873–896.

- Tackley P.J., Stevenson D.J., Glatzmaier G.A., Schubert G.* Effects of an endothermic phase transition at 670 km depth in a spherical model of convection in the Earth's mantle // *Nature*. 1993. Vol. 361. P. 699–704.
- Taieb M., Johanson D.C., Coppens Y., Aronson J.L.* Geological and paleontological background of Hadar hominid site, Afar, Ethiopia // *Nature*. 1976. Vol. 260. P. 289–293.
- Takahashi F., Matsushima M., Honkura Y.* Simulations of a quasi-Taylor state geomagnetic field including polarity reversals on the Earth Simulator // *Science*. 2005. Vol. 309, No. 5733. P. 459–461.
- Tang M., Chen K., Rudnick R.L.* Archean upper crust transition from mafic to felsic marks the onset of plate tectonics // *Science*. 2016. Vol. 351. P. 372–376.
- Tang X., Dong J.* Lattice thermal conductivity of MgO at conditions of Earth's interior // *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*. 2010. Vol. 107. P. 4539–4543.
- Taranovic V., Leshner C.M., Houle M.G., Bedard J.H.* Physical volcanology and genesis of komatiite-associated Ni-Cu-(PGE) mineralization in the C zone Bannockburn Township, Ontario // *Econ. Geol.* 2012. Vol. 107, No. 5. P. 835–857.
- Tarduno J.A., Cottrell R.D., Watkeys M.K., Hofmann A., Doubrovine P.V., Mamajek E.E., Liu D., Sibeck D.G., Neukirch L.P., Usui Y.* Geodynamo, solar wind, and magnetopause 3.4 to 3.45 billion years ago // *Science*. 2010. Vol. 327 (5970). P. 1238–1240.
- Tauxe L.* *Essential of paleomagnetism*. Univ. of California Press, 2010. 512 p.
- Taylor D.J., McKeegan K.D., Harrison T.M.* Lu–Hf zircon evidence for rapid lunar differentiation // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2009. Vol. 279. P. 157–164.
- Tchernov E.* Eurasian–African biotic exchanges through the Levantine corridor during the Neogene and Quaternary: Mammalian migration and dispersal events in the European Quaternary // *Courier Forsch. Inst. Senckenberg*. 1992. Bd. 153. S. 103–123.
- Teixeira J.B.G., Misi A., da Silva M. da G.* Supercontinent evolution and the Proterozoic metallogeny of South America // *Gondwana Res.* 2007. No. 11. P. 346–361.
- Thebaud N., Rey P.F.* Archean gravity-driven tectonics on hot and flooded continents: Controls on long-lived mineralized hydrothermal systems away from continental margins // *Precamb. Res.* 2013. Vol. 229. P. 93–104.
- Thomas H., Geraads D., Janjou D., Vaslet D., Memesh A., Billiou D., Bocherens H., Dobigny G., Eisenmann V., Gayet M., Lapparent F., de Petter G., Halawani M.* First Pleistocene faunas from the Arabian Peninsula: An Nafud desert, Saudi Arabia // *C.R. Acad. Science. Paris*, 1998. No. 326. P. 145–152.
- Thorkelson D.J., Abbott J.G., Mortensen J.K., Creaser R.A., Villeneuve M.E., McNicoll V.J., Layer P.W.* Early and Middle Proterozoic evolution of Yukon, Canada // *Canad. J. Earth Sci.* 2005. Vol. 42, No. 6. P. 1045–1071.
- Thurston P.C.* *Igneous Rock Associations 19. Greenstone belts and granite-greenstone terranes: Constraints on the nature of the Archean world* // *Geosci. Canada*. 2015. Vol. 42. P. 437–484.
- Thurston P.C., Kamber B.S., Whitehouse M.* Archean cherts in banded iron formation: Insight into Neoproterozoic ocean chemistry and depositional processes // *Precamb. Res.* 2012. Vol. 214–215. P. 227–257.
- Tobias P.V.* Twenty questions about human evolution // *J. Human Evol.* 2003. Vol. 18, No. 1/2. P. 9–63.
- Tomasello M.* *A Nature History of Human Morality*. Harvard Univ. Press, 2016. 208 p.

- Tomlinson K.Y., Condie K.C.* Archean mantle plumes: Evidence from greenstone belt geochemistry // R.E. Ernst, K.L. Buchan (Eds.). *Mantle Plumes: Their Identification through Time*, Boulder Colorado. Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 2001. Vol. 352. P. 341–357.
- Tomlinson K.Y., Stott J.M., Percival J.A., Stone D.* Basement terrane correlations and crustal recycling in the western Superior Province: Nd isotopic character of granitoid and felsic volcanic rocks in the Wabigoon subprovince, N. Ontario, Canada // *Precambr. Res.* 2004. Vol. 132. P. 245–274.
- Torsvik T.H., Burke K., Steinberger B., Webb S.J., Ashwal L.D.* Diamonds sample by plumes from the core-mantle boundary // *Nature*. 2010. Vol. 466, No. 7304. P. 352–355.
- Torsvik T.H., Domeier M.* Correspondence: Numerical modelling of the PERM anomaly and the Emeishan Large Igneous Province // *Nat. Commun.* 2017. Vol. 8, No. 1. P. 1–3.
- Torsvik T.H., Doubrovine P.V., Steinberger B., Gaina C., Spakman W., Domeier M.* Pacific plate motion change caused the Hawaiian-Emperor Bend // *Nature Com.* 2012a. Vol. 8, No. 1. P. 1–12.
- Torsvik T.H., Müller R.D., van der Voo R., Steinberger B., Gaina C.* Global plate motion frames: Toward a unified model // *Rev. Geophys.* 2008a. Vol. 46, No. 3.
- Torsvik T.H., Smethurst M.A., Burke K., Steinberger B.* Large igneous provinces generated from the margins of the large low-velocity provinces in the deep mantle // *Geophys. J. Int.* 2006. Vol. 167, No. 3. P. 1447–1460.
- Torsvik T.H., Steinberger B., Cocks L.R.M., Burke K.* Longitude: Linking Earth's ancient surface to its deep interior // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2008b. Vol. 276, Nos. 3–4. P. 273–282.
- Torsvik T.H., van der Voo R., Preeden U., Mac Niocaill C., Steinberger B., Doubrovine P.V., van Hinsbergen D.J.J., Domeier M., Gaina C., Tohver E., Meert J.G., McCausland P.J.A., Cocks L.R.M.* Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics // *Earth Sci. Rev.* 2012b. Vol. 114. P. 325–368.
- Trail D., Watson E.B., Tailby N.D.* Ce and Eu anomalies in zircon as proxies for the oxidation state of magmas // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2012. Vol. 97. P. 70–87.
- Tucker R.F., Viljoen R.P., Viljoen M.J.* A review of the Witwatersrand Basin – The World's Greatest Goldfield // *Episodes.* 2016. Vol. 39, No. 2. P. 105–133.
- Turkina O.M., Berezhnaya N.G., Lepekhina E.N., Kapitonov I.N.* U–Pb (SHRIMP II), Lu–Hf isotope and trace element geochemistry of zircons from high-grade metamorphic rocks of the Irkut terrane, Sharyzhalgay Uplift: Implications for the Neoproterozoic evolution of the Siberian Craton // *Gondwana Res.* 2012. Vol. 21. P. 801–817.
- Umbgrove J.H.F.* Periodicity in terrestrial processes // *Am. J. Sci.* 1940. Vol. 238. P. 573–576.
- Valentine J.W., Moores E.M.* Plate-tectonic regulation of faunal diversity and sea level: A model // *Nature*. 1970. Vol. 228. P. 657–659.
- 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 // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2005. Vol. 150. P. 561–580.
- van der Hilst R., Engdahl R., Spakman W.* Tomographic inversion of *P* and *pP* for aspheric mantle structure below the northwest Pacific region // *Geophys. J. Int.* 1993. Vol. 115, No. 1. P. 264–302.

- van der Hilst R.D., de Hoop M.V., Wang P., Shim S.H., Ma P., Tenorio L.* Seismostratigraphy and thermal structure of Earth's core-mantle boundary region // *Science*. 2007. Vol. 315. P. 1813–1817.
- van der Lagemaat S.H.A., van Hinsbergen D.J.J., Boschman L.M., Kamp P.J.J., Spakman W.* Southwest Pacific absolute plate kinematic reconstruction reveals major Cenozoic Tonga-Kermadec slab dragging // *Tectonics*. 2018. Vol. 37. <https://doi.org/10.1029/2017TC004901>.
- van der Meer D.G., Spakman W., van Hinsbergen D.J.J., Amaru M.L., Torsvik T.H.* Towards absolute plate motions constrained by lower-mantle slab remnants // *Nat. Geosci.* 2010. Vol. 3. P. 36–40.
- van Kranendonk M.J.* Volcanic degassing, hydrothermal circulation and the flourishing of early life on Earth: New evidence from the Warrawoona Group, Pilbara Craton, Western Australia // *Earth Sci. Rev.* 2006. 74. P. 197–240.
- van Kranendonk M.J.* A Review of the Evidence for Putative Paleoproterozoic Life in the Pilbara Craton, Western Australia // *van M.J. Kranendonk, R.H. Smithies, V.C. Bennet (Eds.). Earth's Oldest Rocks. Developments in Precambrian Geology.* Elsevier, Amsterdam, 2007b. Vol. 15. P. 855–878.
- van Kranendonk M.J.* Tectonics of Early Earth // *van M.J. Kranendonk, R.H. Smithies, V.C. Bennet (Eds.). Earth's Oldest Rocks. Developments in Precambrian Geology.* Elsevier, Amsterdam, 2007c. P. 1105–1116.
- van Kranendonk M.J., Hickman A., Smithies R.H.* The East Pilbara terrane of the Pilbara craton, Western Australia: Formation of a continental nucleus through repeated mantle plume magmatism // *van M.J. Kranendonk, R.H. Smithies, V. Bennet (Eds.). Earth's Oldest Rocks. Developments in Precambrian Geology.* Elsevier, Amsterdam, 2007a. Vol. 15. P. 307–337.
- van Kranendonk M.J., Hickman A.H., Smithies R.H., Nelson D.R.* Geology and tectonic evolution of the Archean North Pilbara Terrain, Pilbara Craton, Western Australia // *Econ. Geol.* 2002. Vol. 97. P. 695–732.
- van Kranendonk M., Hickman A.H., Smithies R.H., Nelson D.R., Pike G.* The geology, structure and tectonic history of the North Pilbara // *Econ. Geol.* 2002. Vol. 97, No. 4. P. 695–732.
- van Kranendonk M.J., Kröner A., Hegner E., Connelly J.* Age, lithology and structural evolution of the c. 3.53 Ga Theespruit Formation in the Tjakastad area, southwestern Barberton Greenstone Belt, South Africa, with implications for Archean tectonics // *Chem. Geol.* 2009. Vol. 261. P. 114–138.
- van Kranendonk M.J., Smithies R.H., Bennett V.C. (Eds.).* Earth's Oldest Rocks. Developments in Precambrian Geology. Elsevier, Amsterdam, 2019. Vol. 15.
- Veizer J., Ala D., Azmy K. et al.*  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  evolution of Phanerozoic seawater // *Chem. Geol.* 1999. Vol. 161, Iss. 1–3. P. 59–88.
- Vérard C., Hochard C., Baumgartner P.O., Stampfli G.M.* Geodynamic evolution of the Earth over the Phanerozoic: Plate tectonic activity and palaeoclimatic indicators // *J. Palaeogeogr.* 2015. Vol. 4, No. 2. P. 167–188. doi: 10.3724/SPJ.1261.2015.00072.
- Vérard C., Veizer J.* On plate tectonics and ocean temperatures // *Geology*. 2019. Vol. 47, No. 9. P. 881–885. <https://doi.org/10.1130/G46376.1>.
- Vielreicher N., Groves D., McNaughton N., Fletcher I.* The timing of gold mineralization across the eastern Yilgarn craton using U-Pb geochronology of hydrothermal phosphate minerals // *Miner. Deposita*. 2015. Vol. 50. P. 391–428.

- Villmoare B., Kimbel W.H., Seyoum Ch., Campisano J.C., DiMaggio E.H., Roman J., Braun D.R., Arrowsmith J.R., Reed K.E. Early Homo at 2.8 Ma from Ledi-Geraru, Afar, Ethiopia // *Science*. 2015. Vol. 347. P. 1352–1355.
- Vine F.J., Matthews D.H. Magnetic anomalies over oceanic ridges // *Nature*. 1963. Vol. 199, Iss. 4897. P. 947–949.
- Voice P.J., Kowalewski M., Eriksson K.A. Quantifying the timing and rate of crustal evolution: Global compilation of radiometrically dated detrital zircon grains // *J. Geol.* 2011. Vol. 119. P. 109–126.
- von Frese R.R.B., Potts L.V., Wells S.B., Leftwich T.E., Kim H.R., Kim J.W., Golynsky A.V., Hernandez O., Gaya-Piqué L.R. GRACE gravity evidence for an impact basin in Wilkes Land, Antarctica // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2009. Vol. 10. P. Q02014. doi: 10.1029/2008GC002149.
- Vonopartis L., Nex P., Kinnaird J., Robb L. Evaluating the changes from endogranitic magmatic to magmatic-hydrothermal mineralization: The Zaaiplaats Tin Granites, Bushveld Igneous Complex, South Africa // *Minerals*. 2020. Vol. 10. P. 379–404. doi: 10.3390/min10040379.
- Vorontsov A., Yarmolyuk V., Dril S., Ernst R., Perfilova O., Grinev O., Komaritsyna T. Magmatism of the Devonian Altai-Sayan Rift System: Geological and geochemical evidence for diverse plume-lithosphere interactions // *Gondwana Res.* 2021. Vol. 89. P. 193–219.
- Vrba E.S. The fossil record of African antelopes (Mammalia, Bovidae) in relation to human evolution // *Paleoclimate and Evolution, with Emphasis on Human Origins*. New Haven: Yale Univ. Press, 1995. P. 385–424.
- Wall C.J. Establishing the age and duration of magmatism in large open-system layered intrusions from the high-precision geochronology of the Neoproterozoic Stillwater Complex and Paleoproterozoic Bushveld Complex: PhD Thesis University of British Columbia. 2016. 525 p.
- Walter R.C., Aronson J.L. Revisions of K/Ar ages for the Hadar hominid site, Ethiopia // *Nature*. 1982. Vol. 296. P. 122–127.
- Wang C.Y., Campbell I.H., Allen C.M., Williams I.S., Eggins S.M. Rate of growth of the preserved North American continental crust: Evidence from Hf and O isotopes in Mississippi detrital zircons // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2009a. Vol. 73. P. 712–728.
- Wang Q., Groves D.I., Deng J., Li H., Yang L., Dong C. Evolution of the Miocene Ailaoshan orogenic gold deposits, southeastern Tibet, during a complex tectonic history of lithosphere-crust interaction // *Miner. Deposita*. 2020. Vol. 55. P. 1085–1104.
- Wang Sh., Han B. Geochemistry and tectonic significance of alkali granites along Ulungur River, Xingan // *Sci. Geol. Sinica*. 1994. Vol. 29, No. 4. P. 373–383.
- Wang Y., Wen L. Mapping the geometry and geographic distribution of a very low velocity province at the base of the Earth's mantle // *J. Geophys. Res.* 2004. Vol. 109, No. B10305. doi: 10.1029/2003JB002674.
- Wang Y., Xu H., Merino E., Konishi H. Generation of banded iron formations by internal dynamics and leaching of oceanic crust // *Nat. Geosci.* 2009b. No. 2. P. 781–784.
- Watson S., McKenzie D. Melt generation by plumes: A study of Hawaiian volcanism // *J. Petrol.* 1991. Vol. 32, Iss. 3. P. 501–537.

- Webby B.D., Droser M.L., Paris F., Percival I.* (Eds.). The Great Ordovician Biodiversification Event. New York: Columbia Univ. Press, 2004. 484 p.
- Wegener A.* Die entstehung der kontinente // *Geologische Rundschau*. 1912. Vol. 3. P. 276–292.
- Weinberg R.F., van der Borgh P.* Extension and gold mineralization in the Archean Kalgoorlie Terrane, Yilgarn Craton // *Precamb. Res.* 2008. Vol. 161. P. 77–88.
- Wen L.X., Silver P., James D., Kuehnel R.* Seismic evidence for a thermochemical boundary at the base of the Earth's mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2001. Vol. 189, No. 3–4. P. 141–153.
- White R.S., McKenzie D.* Mantle plumes and flood basalts // *J. Geophys. Res.* 1995. Vol. 100B. P. 17543–17585.
- White T.D.* Additional fossil hominids from Laetoli, Tanzania: 1976–1979 Specimens // *Am. J. Phys. Anthropol.* 1980. Vol. 53. P. 487–504.
- White T.D., Suwa G., Asfaw B.* *Australopithecus ramidus*, a new species of early hominid from Aramis, Ethiopia // *Nature*. 1994. Vol. 371, No. 6495. P. 306–312.
- White T.D., Suwa G., Asfaw B.* *Australopithecus ramidus*, a new species of early hominid from Aramis, Ethiopia // *Nature*. 1995. Vol. 375, No. 6526. P. 88.
- White T.D., WoldeGabriel G., Asfaw B., Ambrose S., Beyene Y., Bernor R.L., Boissarie J.-R., Currie B., Gilbert H., Haile-Selassie Y., Hart W.K., Hlusko L.J., Howell F.C., Kono R.T., Lehmann Th., Louchart A., Lovejoy C.O., Renne P.R., Saegusa H., Vrba E.S., Wesselman H., Suwa G.* Asa Issie, Aramis and the origin of *Australopithecus* // *Nature*. 2006. Vol. 440. P. 883–889.
- Wiemer D., Schrank C.E., Murphy D.T., Wenham L., Allen C.M.* Earth's oldest stable crust in the Pilbara Craton formed by cyclic gravitational overturns // *Nat. Geosci.* 2018. Vol. 11. P. 357–361.
- Wilson J.T.* A possible origin of the Hawaiian Islands // *Can. J. Phys.* 1963. Vol. 41, No. 6. P. 863–870.
- Wilson J.T.* A new class of faults and their bearing on continental drift // *Nature*. 1965. Vol. 207, Iss. 4995. P. 343–347.
- Wilson J.T.* Did the Atlantic close and then re-open? // *Nature*. 1966. Vol. 211. P. 676–681.
- Wilson J.T.* Mantle plumes and plate morions // *Tectonophysics*. 1975. Vol. 19, No. 2. P. 149–164.
- Wilson J.T., Lyashkevich Z.M.* Magmatism and the geodynamics of rifting of the Pripyat-Dnieper-Donets rift, Earth European Platform // *Tectonophysics*. 1996. Vol. 268, Nos. 1–4. P. 65–81.
- Wingate M.T.D., Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Konstantinov K.M., Mazukabzov A.M., Stanevich A.M.* Geochronology and paleomagnetism of mafic igneous rocks in the Olenek Uplift, northern Siberia: Implications for Mesoproterozoic supercontinents and paleogeography // *Precamb. Res.* 2009. Vol. 170, Nos. 3–4. P. 256–266.
- Witt W.K., Cassidy K.F., Lu Y.-J., Hageman S.G.* The tectonic setting and evolution of the 2.7 Ga Kalgoorlie-Kurnalpi Rift, a world-class Archean gold province // *Mineralium Deposita*. 2020. Vol. 55, No. 4. P. 601–631.
- Wobst M.H.* Boundary conditions for Paleolithic social systems: A simulation approach // *Am. Antiquity*. 1974. Vol. 39. P. 147–178.
- Wolpoff M.H.* "Telanthropus" and the Single Species Hypothesis // *Am. Anthropol.* 1968. Vol. 72. P. 477–493.

- Wolpoff M.H.* The Evidence for Two Australopithecine Lineages in South Africa // *Am. J. Phys. Anthropol.* 1971. Vol. 39. P. 375–394.
- Wolpoff M.H.* *Paleoanthropology*. Boston: McGraw-Hill, 1999.
- Wood B.* The formation and differentiation of Earth // *Physics Today*. 2011. Vol. 64, No. 12. P. 40–45.
- Wood B.A., Collard M.* The changing face of the *Homo* genus // *Evol. Anthropol.* 1999. Vol. 8. P. 195–207.
- Wood B.J.* Mineralogical phase change at the 670-km discontinuity // *Nature*. 1989. Vol. 341, Iss. 6240. P. 278.
- Wood B.J., Halliday A.N.* The lead isotopic age of the Earth can be explained by core formation alone // *Nature*. 2010. Vol. 465. P. 767–771. <http://dx.doi.org/10.1038/nature09072>.
- Woolley A.R.* The Spatial and temporal distribution of carbonatites // K. Bell (Ed.). *Carbonatites: Genesis and Evolution*. London: Unwin Hyman, 1989. P. 15–37.
- Worsley T.R., Nance R.D., Moody J.B.* Plate tectonic episodicity: A deterministic model for periodic “Pangeas” // *Eos, Transactions of the Am. Geophys. Union*. 1982. Vol. 65, No. 45. 1104 p.
- Worsley T.R., Nance R.D., Moody J.B.* Global tectonics and eustasy for the past 2 billion years // *Marine Geology*. 1984. Vol. 58. P. 373–400.
- Worsley T.R., Moody J.B., Nance R.D.* Proterozoic to recent tectonic tuning of biogeochemical cycles // E.T. Sunquist, W.S. Broecker (Eds.). *The Carbon Cycle and Atmospheric CO<sub>2</sub>: Natural Variations Archean to Present*. Am. Geophys. Union, 1985. Vol. 32. P. 561–572.
- Wu L., Kravchinsky V.A.* Derivation of pale-longitude from the geometric parametrization of apparent polar wander path: Implication for absolute plate motion reconstruction // *Geophys. Res. Lett.* 2014. Vol. 41, No. 13. P. 4503–4511.
- Wu L., Kravchinsky V.A., Gu Y.J., Potter D.K.* Absolute reconstruction of the closing of the Mongol-Okhotsk Ocean in the Mesozoic elucidates the genesis of the slab geometry underneath Eurasia // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 2017a. Vol. 122, No. 7. P. 4831–4851.
- Wu L., Kravchinsky V.A., Potter D.K.* PMTec: A new MATLAB toolbox for absolute plate motion reconstructions from paleomagnetism // *Comput. Geosci.* 2015. Vol. 82. P. 139–151.
- Wu L., Kravchinsky V.A., Potter D.K.* Apparent polar wander paths of the major Chinese blocks since the Late Paleozoic. Toward restoring the amalgamation history of east Eurasia // *Earth-Sci. Rev.* 2017b. Vol. 171. P. 492–519.
- Xiao S., Laflamme M.* On the eve of animal radiation: Phylogeny, ecology and evolution of the Ediacara biota // *Trends Ecol. Evol.* 2009. Vol. 24. P. 31–40.
- Xu H., Wang Y., Kosnishi H.* The role of komatiite in governing banded iron formations in early Earth // I.M. Tyler, C.M. Knox-Robinson (Eds.). *Fifth International Archean Symposium Abstracts. Geol. Surv. of Western Australia. Record 2010/18*. P. 395–397.
- Yakubchuk A.S., Degtyarev K., Maslennikov V., Wurst A., Stekhin A., Lobanov K.* Tectonomagmatic Settings, Architecture, and Metallogeny of the Central Asian Copper Province // J.W. Hedenquist, M. Harris, F. Camus (Eds.). *Geology and Genesis of Major Copper Deposits and Districts of the World: A Tribute to Richard Sillitoe. SEG Spec. Publ.* 2012. No. 16. P. 403–432.

- Yakubchuk A.S., Shatov V.V., Kirwin D., Edwards A., Tomurtogoo O., Badarch G., Buryak V.A.* Gold and base metal metallogeny of the Central Asian orogenic super-collision // *Econ. Geol.* 100th Anniv. Vol. 2005. P. 1069–1096.
- Yarmolyuk V.V., Kuzmin M.I., Ernst R.E.* Intraplate geodynamics and magmatism in the evolution of the Central Asian Orogenic Belt // *J. Asian Earth Sci.* 2014. Vol. 93. P. 158–179.
- Ye L., Lay T., Kanamori H., Koper K.D.* Energy release of the 2013  $M_w$  8.3 Sea of Okhotsk earthquake and deep slab stress heterogeneity // *Science*. 2013. Vol. 341, No. 6152. P. 1380–1384.
- Yeats C.J., Parr J.M., Binns R.A., Gemmell J.B., Scott S.D.* The Susu Knolls hydrothermal field, Eastern Manus basin, Papua New Guinea: An active submarine high-sulfidation copper-gold system // *Econ. Geol.* 2014. Vol. 109, No. 8. P. 2207–2226.
- Yin H.F., Sweets W.C., Yang Z.Y., Dickins J.M.* Permo-Triassic Events in the Eastern Tethys. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1992.
- Zegers T.E., Barley M.E., Groves D.I., McNaughton N.J., White S.H.* Oldest Gold: Deformation and Hydrothermal Alteration in the Early Archean Shear Zone-Hosted Bamboo Creek Deposit, Pilbara, Western Australia // *Econ. Geol.* 2002. Vol. 97, No. 4. P. 757–774.
- Zerr A., Boehler R.* Solidus of Earth's deep mantle // *Science*. 1998. Vol. 281. P. 243–246.
- Zhang F., Oganov A.R.* Valence state and spin transformations of iron in Earth's mantle silicates // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2006. Vol. 249. P. 436–443.
- Zhang H., Hou Z.* Metallogeneses within continental collision zones: Comparisons of modern collisional orogens // *Sci. China Earth Sci.* 2018. Vol. 61, No. 12. P. 1737–1760. doi: 10.1007/s11430-017-9303-02018.
- Zhao G., Sun M., Wilde S.A., Li S.* A Paleo-Mesoproterozoic supercontinent: Assembly, growth and breakup // *Earth-sci. Rev.* 2004. Vol. 67. P. 91–123.
- Zhong C.-L., Li X.-H., Li Z.-X., Ye H.-M., Li C.-N.* A Permian layered intrusive complex in the western Tarim Block, northwestern China: Product of 285 Ma mantle plume // *J. Geol.* 2008. Vol. 1. P. 73–91.
- Zhong S., Gurnis M.* Dynamic feedback between a continentlike raft and thermal convection // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 1993. Vol. 98, Iss. B7. P. 1219–1232.
- Zhong S., Zhang N., Li Z.X., Roberts J.H.* Supercontinent cycles, true polar wander, and very long-wavelength mantle convection // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2007. Vol. 261, Nos. 3–4. P. 551–564.
- Zhong S.J., Watts A.B.* Constraints on the dynamics of mantle plumes from uplift of Hawaiian islands // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2002. Vol. 203. P. 105–116.
- Zhou T., Phillips G.N., Denn S., Burke S.* Woodcutters goldfield: Gold in an Archean granite, Kalgoorlie, Western Australia // *Austral. J. Earth Sci.* 2003. Vol. 50. P. 553–569.
- Zindler A., Hart S.* Chemical geodynamics // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 1986. Vol. 14. P. 493–571.
- Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Bocharova N.Yu.* Hot-field tectonics // *Tectonophysics*. 1991. Vol. 199, Iss. 2–4. P. 165–192.

# Оглавление

<b>Введение</b> (М.И. Кузьмин, В.В. Ярмолюк).....	5
<b>Глава 1.</b> Солнечная система и ее место во Вселенной (М.И. Кузьмин, В.В. Ярмолюк) .....	12
1.1. Предыстория зарождения Солнечной системы.....	–
1.2. Образование Солнечной системы .....	15
<b>Глава 2.</b> Зарождение Земли и хаотичный зон ее развития (4568–4500 млн лет) (М.И. Кузьмин, В.В. Ярмолюк, А.Р. Оганов) .....	20
<b>Глава 3.</b> Гадейский зон (4,5–4,0(3,9) млрд лет). Начало геологической истории Земли (М.И. Кузьмин, В.В. Ярмолюк) .....	27
<b>Глава 4.</b> Ранний архей (между 4 и 3 млрд лет назад) – время формирования первичной континентальной коры (М.И. Кузьмин, В.В. Ярмолюк)	34
4.1. Переход между гадеем и археем.....	–
4.2. Особенности геологического развития в раннем архее.....	38
4.3. Сравнительные характеристики раннеархейских кратонов.....	43
4.4. Первая континентальная кора .....	45
4.5. Механизмы формирования коры.....	49
4.6. Заключение о ранней истории Земли.....	56
<b>Глава 5.</b> Переходный период геологической истории Земли – между LID тектоникой и тектоникой плит (В.В. Ярмолюк, М.И. Кузьмин, А.Р. Оганов, Т.В. Донская, Д.П. Гладкочуб) .....	59
5.1. Термодинамические предпосылки переходного периода.....	61
5.2. Магматизм переходного периода .....	67
5.3. Тепловая дивергенция и ее отражение в магматизме .....	–
5.4. Глобальные изотопные системы в переходный период.....	74
5.5. Формирование коры и литосферной мантии .....	77
5.6. Эпохи корообразования .....	80
5.7. Рост коры и первые континенты.....	84
5.8. Тектонические процессы переходного периода, или как формировались первые кратоны (на примере Сибирского кратона).....	85
5.9. «Великая кислородная революция».....	88
5.10. Физика минералов и интерпретация переходного периода.....	95
5.11. Заключение .....	99
<b>Глава 6.</b> Поздний период истории Земли (А.Н. Диденко, М.И. Кузьмин, В.В. Ярмолюк) .....	104
6.1. Тектоника литосферных плит.....	–
6.2. Горячие точки и мантийные плюмы, горячие поля мантии .....	115
6.3. Литосферные слэбы как элементы глобальной системы рециклинга.....	120
6.4. Заключение.....	135
<b>Глава 7.</b> Суперконтинентальные циклы (Д.П. Гладкочуб, С.А. Писаревский, Т.В. Донская) .....	137

<b>Глава 8.</b> Абсолютные реконструкции движения континентов в фанерозое (В.А. Кравчинский) .....	151
8.1. Реконструкции по полосовым океаническим аномалиям .....	152
8.2. Реконструкции по следам горячих точек .....	154
8.3. Стабильное положение Африки как точки отсчета для абсолютных реконструкций. ....	156
8.4. Сейсмическая томография субдуцированных океанических плит	157
8.5. Реконструкции по зонам генерации мантийных плюмов. ....	158
8.6. Метод палеомагнитных эйлеровых полюсов .....	160
8.7. Примеры абсолютных реконструкций движения Сибири и других континентов в палеозое и позднем докембрии .....	162
8.8. Заключение. ....	168
<b>Глава 9.</b> Континентальный дрейф и его роль в формировании внутриплитных изверженных провинций и металлогении Сибири (В.В. Ярмолюк, М.И. Кузьмин) .....	169
<b>Глава 10.</b> Эволюция металлогенических процессов в геологической истории Земли (Н.А. Горячев) .....	183
10.1. Металлогения ранних этапов развития Земли (4,5–3,1 млрд лет)	185
10.2. Металлогения переходного периода (3,1–2,0 млрд лет) .....	187
10.3. Металлогения позднего периода активности Земли (2,0–0 млрд лет) .....	194
10.4. Заключение .....	204
<b>Глава 11.</b> Биосфера в геологической истории Земли (В.В. Ярмолюк, М.И. Кузьмин) .....	207
11.1. Начало биологической истории. ....	208
11.2. Великое кислородное событие .....	209
11.3. Застойный период .....	211
11.4. Глобальные оледенения .....	–
11.5. Триумф жизни .....	213
11.6. Роль катастроф и кризисов в эволюции биосферы .....	214
11.7. Заключение .....	220
<b>Глава 12.</b> Происхождение рода <i>Ното</i> и человека современного типа (А.П. Деревянко) .....	222
12.1. Предшественники рода <i>Ното</i> .....	225
12.2. Человек заселяет планету. ....	236
12.3. Происхождение человека современного типа .....	246
<b>Глава 13.</b> Формирование ноосферы Земли (М.И. Кузьмин, В.В. Ярмолюк)	257
13.1. Социализация <i>Ното sapiens</i> .....	–
13.2. Ноосфера – геологическая сфера человечества. ....	259
<b>Заключение</b> (М.И. Кузьмин, В.В. Ярмолюк) .....	262
<b>Литература</b> .....	271

*Научное издание*

**ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМЛИ:  
ОТ КОСМИЧЕСКОЙ ПЫЛИ ДО ОБИТЕЛИ ЧЕЛОВЕЧЕСТВА**

*Утверждено к печати Ученым советом  
Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН*

Редактор *О.А. Кислова*  
Художественный редактор *Н.Ф. Суранова*  
Корректоры: *В.Д. Ахметова, В.И. Варламова*  
Оформление обложки *Л.Н. Ким*  
Компьютерная верстка *Н.М. Райзвих*

---

Подписано в печать 27.08.2021. Формат 70×100 <sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Гарнитура Cambria. Бумага офсетная.  
Печать офсетная. Усл. печ. л. 27,1. Уч.-изд. л. 26,0. Тираж 400 экз. Заказ НФ 3372.

---

ООО «Академическое издательство «Гео»  
630055, Новосибирск, ул. Мусы Джалиля, 3/1  
Отпечатано в типографии ООО «Печатный дом-НСК»  
630084, Новосибирск, ул. Лазарева, 33/1, тел. (383) 271-01-30



### **КУЗЬМИН МИХАИЛ ИВАНОВИЧ**

Академик РАН, доктор геолого-минералогических наук, главный научный сотрудник Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН.

Ведущий специалист в области геохимии, тектоники и петрологии. Один из создателей нового направления в геологии – химической геодинамики.

Автор и соавтор более 460 публикаций, в том числе 20 монографий. Член редколлегии научных журналов «Геохимия», «Геология и геофизика», «Геология рудных месторождений», «География и природные ресурсы», «Геосферные исследования».

Лауреат Государственной премии РФ (1997) и Демидовской премии (2007). Награжден орденами «Почета» (1999), «За заслуги перед Отечеством» IV степени (2007) и «Орденом Дружбы» (2014). В 2007 г. присвоено звание «Почетный гражданин города Иркутска».



### **ЯРМОЛЮК ВЛАДИМИР ВИКТОРОВИЧ**

Академик РАН, доктор геолого-минералогических наук, зав. лабораторией Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН.

Специалист в области глубинной геодинамики, корообразующих процессов, изотопной геохимии, редкометалльного магматизма и связанных с ним месторождений, палеогеодинамических реконструкций.

Автор и соавтор более 500 научных статей в отечественных и зарубежных изданиях, 21 персональных и коллективных монографий.

Лауреат премии им. Ленинского комсомола (1978), Государственной премии РФ (1997) и премии им. В.А. Обручева (2005).



### **ГЛАДКОЧУБ ДМИТРИЙ ПЕТРОВИЧ**

Член-корреспондент РАН, доктор геолого-минералогических наук, директор и зав. лабораторией палеогеодинамики Института земной коры СО РАН.

Специалист в области геодинамики, петрологии и геохимии магматических и метаморфических горных пород. Основные исследования ориентированы на изучение эволюции Сибирского кратона, процессов образования и распада древних суперконтинентов, формирования и развития складчатых поясов. География научных экспедиций охватывает Азию, Африку, Австралию и Антарктиду.

Автор и соавтор более 170 научных статей, цитируемость которых превышает 5000 раз. Индекс Хирша по Web of Sciences – 31.

Организатор многих научных конференций, руководитель проектов научных фондов РФФ, РФФИ, DAAD, ответственный исполнитель проектов Министерства науки и высшего образования России, ЮНЕСКО и других государственных и научных организаций.



### **ГОРЯЧЕВ НИКОЛАЙ АНАТОЛЬЕВИЧ**

Член-корреспондент РАН, профессор, главный научный сотрудник Северо-Восточного комплексного научно-исследовательского института им. Н.А. Шило ДВО РАН и Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН.

Специалист в области геологии и минералогии орогенных золоторудных месторождений, металлогении золота и серебра, вопросов связи магматизма и золотого оруденения в структурах Востока Азии и северного обрамления Тихого океана.

Автор и соавтор более 300 научных публикаций в российских и иностранных изданиях. Член редколлегий журналов: «Геология рудных месторождений», «Геотектоника», «Записки РМО», «Руды и металлы», «Тихоокеанская геология» (зам. гл. редактора), «Вестник СВНЦ ДВО РАН» (гл. редактор), «Вестник СВГУ», а также со-главный редактор журнала «Journal of Asian Earth Sciences».

Награжден медалью ордена «За заслуги перед Отечеством» 2-й степени, знаком «Заслуженный геолог Магаданской области».



### **ДЕРЕВЯНКО АНАТОЛИЙ ПАНТЕЛЕЕВИЧ**

Академик РАН, доктор исторических наук, профессор, научный руководитель Института археологии и этнографии СО РАН.

Специалист в области археологии и палеоэкологии, проблем первоначального заселения человеком Северной, Центральной и Восточной Азии, происхождения рода *Ното* и человека современного типа.

Автор и соавтор свыше 1000 статей в отечественных и зарубежных изданиях, 32 персональных и 71 коллективной монографий.

Является иностранным членом АН Монголии, Казахстана, Черногории, почетным профессором ряда российских и зарубежных университетов.

Дважды лауреат Государственной премии РФ в области науки и техники, Демидовской премии и премии им. М.А. Лаврентьева, награжден Большой золотой медалью им. М.В. Ломоносова.



### **ДИДЕНКО АЛЕКСЕЙ НИКОЛАЕВИЧ**

Член-корреспондент РАН, доктор геолого-минералогических наук, главный научный сотрудник Института тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, профессор Тихоокеанского государственного университета.

Специалист в области геодинамики, палеомагнетизма и петромагнетизма, палеотектонических реконструкций.

Автор и соавтор более 300 научных работ, в том числе 9 монографий. Член редколлегии научных журналов «Тихоокеанская геология» (зам. гл. редактора), «Геотектоника» и «Russian Journal of Earth Sciences».

Участник международных научных программ по глубоководному океаническому бурению и геонаукам ЮНЕСКО.

Удостоен премии им. А.Д. Архангельского РАН.



### **ДОНСКАЯ ТАТЬЯНА ВЛАДИМИРОВНА**

Доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник Института земной коры СО РАН.

Специалист в области геодинамики, петрологии магматических и метаморфических пород, геохимии. Основные работы сосредоточены на изучении вопросов образования и эволюции Сибирского кратона и прилегающих областей Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Автор более 100 научных статей, которые свыше 3000 раз цитировались российскими и зарубежными коллегами. Индекс Хирша по Web of Sciences – 29.

Организатор всероссийских и международных научных конференций, руководитель проектов РФФИ, ответственный исполнитель проектов Минобрнауки России, РФФИ, Международных программ по геонаукам ЮНЕСКО и ряда других научных фондов и организаций.



### **КРАВЧИНСКИЙ ВАДИМ АНАТОЛЬЕВИЧ**

Профессор Университета Альберты (Канада), зав. лабораторией палеомагнетизма, зам. декана факультета физики по науке.

Специалист в области палеомагнетизма, палеоклимата, тектоники плит, геофизики. Занимал должности приглашенного профессора в университетах Франции, Нидерландов и Китая. Организатор более 20 геологических и геофизических полевых экспедиций в Азии, Европе, Северной и Центральной Америке.

Автор более 90 научных статей и глав в книгах.

Лауреат канадского федерального научного фонда Canada Foundation for Innovation (2003), руководитель научных программ фонда Natural Sciences and Engineering Research Council of Canada с 2003 г. Конвинер международных конференций American Geophysical Union, Canadian Geophysical Union, European Geosciences Union и др.



### **ОГАНОВ АРТЕМ РОМАЕВИЧ**

Доктор физико-математических наук, профессор Сколковского института науки и технологий, зав. лабораторией кристаллохимии в Институте геохимии и аналитической химии РАН.

Специалист в области теоретической кристаллохимии (в особенности предсказания кристаллических структур), химии высоких давлений, физики минералов, дизайна новых материалов.

Автор более 280 научных статей и глав в книгах, суммарная цитируемость свыше 24 000, индекс Хирша по Web of Sciences – 72.

Действительный член Европейской академии, Минералогического общества Америки, Королевского химического общества и Американского физического общества. В 2017–2020 гг. состоял в Совете по науке и образованию при Президенте РФ.

Лауреат ряда премий: «Премии Дружбы» Правительства КНР, университетской премии Лациса, медали Европейского минералогического союза и т. д.



### **ПИСАРЕВСКИЙ СЕРГЕЙ АНАТОЛЬЕВИЧ**

Кандидат физико-математических наук, старший научный сотрудник Университета Куртэна, Перт (Западная Австралия), Института земной коры СО РАН, Иркутск (Россия).

Специалист в области палеомагнетизма, тектоники плит и палеогеографии.

Автор и соавтор около 120 публикаций в международных реферируемых журналах и книгах. Индекс цитирования по Web of Sciences – 8070, индекс Хирша по Web of Sciences – 40.