

ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА

ТЕКТОНИКА ПЛИТ И МАНТИЙНЫЕ ПЛЮМЫ — ОСНОВА ЭНДОГЕННОЙ  
ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ ЗЕМЛИ ПОСЛЕДНИЕ 2 МЛРД ЛЕТ

М.И. Кузьмин, В.В. Ярмолюк\*

*Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия*

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

Рассмотрено время, когда стала развиваться современная тектоника, в которой сочетается тектоника плит и тектоника плюмов. Такая тектоника могла начаться на Земле, когда сформировались все оболочки планеты. Анализ современного геологического материала показывает, что внутреннее железное ядро обособилось к рубежу 2.7 млрд лет. В это же время на континентах фиксируются геологические комплексы, связанные с механизмом тектоники плит. К 2 млрд лет происходит окончательное образование слоя  $D''$ , где накапливаются слэбы литосферных плит, которые не сохраняются в зоне границы нижней и верхней мантии, а погружаются до границы ядро—мантия. В слое  $D''$  происходит переход перовскита (основного минерала нижней мантии) в более упакованную минеральную фазу — постперовскит. Около 2 млрд лет в нижней мантии обособливаются мантийные провинции, являющиеся источником базальтов океанических островов, и современная деплетированная верхняя мантия (астеносфера) — источник базальтов срединно-океанических хребтов.

Приблизительно с этого рубежа начинается современный стиль работы «машин» нашей Земли. В эндогенных процессах задействованы все ее оболочки. Астеносфера и литосфера определяют крупные поверхностные структуры: горно-складчатые сооружения, океанические пространства, субдукционные зоны и зоны коллизии. Погружающиеся литосферные плиты, поставляющие холодное вещество в мантию, и поднимающееся мантийное вещество в горячих мантийных провинциях, или как их еще называют мантийные провинции с низкоскоростными сейсмическими волнами, образуют нижнемантийную конвекцию. Вещество плюмов зарождается в слое  $D''$ , куда поступают остатки (слэбы) литосферных плит, а также проникающие из внешнего жидкого ядра легкие (летучие) элементы, которые в этом слое окисляются и способствуют зарождению термохимических плюмов, а восстановленное окисное железо погружается в ядро. Таким образом, происходит взаимодействие всех оболочек Земли.

Рассмотрена эволюция Сибирского континента за период 700 млн лет, т. е. когда он отделился от суперконтинента Родиния, и, соответственно, как формировались его горно-складчатые сооружения, а также рифтогенные образования и металлогения различных его геологических структур.

*Тектоника плит, субдукция, плюмы, деплетированная мантия.*

PLATE TECTONICS AND MANTLE PLUMES AS A BASIS OF DEEP-SEATED  
EARTH'S TECTONIC ACTIVITY FOR THE LAST 2 GA

M.I. Kuzmin and V.V. Yarmolyuk

The onset of the modern tectonic style that combines plate-related and plume-related mechanisms has been discussed. Such a tectonic style could have started on the Earth when all layers of our planet had formed. Analysis of available geological data shows that the solid inner core crystallized by 2.7 Ga. Typical geologic complexes appeared on the continents as a result of plate tectonics processes at that time. The layer  $D''$  that accumulates lithospheric slabs, which do not remain at the upper-lower mantle interface but can go down to the core-mantle boundary, was finally produced by 2 Ga. At pressures and temperatures of the  $D''$  layer perovskite, a principal mineral of the lower mantle transforms into postperovskite phase. The isotope data suggest the existence of mantle (EM-I and EM-II) domains, being the sources for oceanic island basalts (OIB) and the depleted upper mantle (asthenosphere), the source for mid-ocean ridge basalts (MORB), from at least 2 Ga. It is accepted that the recent tectonic style started on the Earth at that period. Deep-seated processes suggest the involvement of all Earth's layers. The asthenosphere–lithosphere interaction is responsible for different types of large surface

structures that develop as fold mountains, oceanic spaces, and subduction zones. The descending lithospheric slabs (cold mantle material) and ascending mantle material in hot mantle provinces or the so-called low shear velocity provinces are responsible for the lower mantle convection. The plume is produced in the layer  $D''$ , which accumulates the descending lithosphere slabs as well as light elements released from the outer liquid core, which are oxidized in this layer, thus resulting in thermochemical plume formation. At the same time the molten ferric iron penetrates the core. So, we see the interaction of all Earth's layers. The article also considers the evolutionary history of the Siberian continent over 700 Myr as early as the breakdown of Rodinia and the formation of mountain folds and rifting structures and the associated metallogeny.

*Plate tectonics, subduction, plumes, depleted mantle*

## ВВЕДЕНИЕ

Эндогенная и тектоническая активность всегда была характерна для нашей Земли, практически с самого начала ее образования. Однако стиль тектонических движений изменялся в процессе ее эволюции. В первые 50 млн лет решающее значение имели космические тела, определявшие рост нашей планеты, образование спутника (Луны) и формирование ядра Земли [Wood et al., 2006; Wood, 2011; Кузьмин, 2014б]. В последующие ~ 500 млн лет происходило образование первой континентальной коры, о существовании которой позволяет нам узнать только ее единственный минералогический остаток — циркон [Nebel et al., 2014]. Благодаря развитию современных методов аналитических исследований, можно получить информацию о том, что было в начале формирования нашей планеты. В этот первый «геологический» эон продолжались частые атаки астероидов, бомбивших планету и разрушавших первую кору, а глубинная конвекция охватила практически всю мантию от границы ядра до поверхности, поэтому при падении крупных астероидов происходили так называемые мантийные перевороты [Griffin et al., 2014]. В какой-то мере такие тектонические движения продолжались и в архее до 2.7 млрд лет. В архее появились породы коры, сохранившиеся до наших дней. Поверхность Земли в гадене и архее была относительно спокойной, а конвекция — общемантийной. Но после 2.7 млрд лет благодаря палеомагнитным данным можно фиксировать эпохи формирования суперконтинентов и их разрушения суперплюмами.

Наконец, 2 млрд лет тому назад настало время господства современной тектоники, сочетающей как тектонику плит, так и тектонику плюмов. Именно этому периоду жизни нашей Земли, который детально рассмотрен в ряде работ Н.Л. Добрецова с коллегами [Добрецов и др., 2001; Dobretsov, Verikovskiy, 2001; Dobretsov et al., 2008; Добрецов, 2011а], посвящена настоящая публикация.

## КРАТКАЯ ИСТОРИЯ ВОПРОСА

Как известно, настоящая наука начинается с признания научным сообществом первой парадигмы [Кун, 1977], основанной на достижениях (фундаментальных монографиях или обобщающих научных статей). Это понятие вбирает в себя правила и методологию проведения исследований, практические примеры, способы их решения и понятный всему сообществу научный язык.

Фундаментальный труд Чарлза Лайеля (1830—1833 гг.) «Основы геологии» положил начало созданию первой парадигмы геологии. В работе была сформулирована методология геологических исследований в качестве двух важнейших методов: актуализма, согласно которому выводы о геологических явлениях прошлого делаются на основе современных геологических наблюдений, и униформизма, утверждающего, что преобразования в природе, законы, определяющие развитие, остаются неизменными. При изучении горно-складчатых сооружений эта методология была использована иностранными членами Петербургской академии Дж. Холлом (1859) и Д. Деном (1873), предложившими понятие геосинклиналей. Они считали, что зарождение горно-складчатого сооружения начинается с формирования депрессии с мощной осадочной толщей, затем этот процесс сменяет фаза тектонических деформаций, сопровождаемых образованием метаморфизованных толщ, которые прорываются гранитными интрузиями. Тектоническая фаза сменяется орогенной, последней сопутствует андезитовый вулканизм и формирование горно-складчатого сооружения. Существенным дополнением к учению о геосинклиналях было введение понятия стабильных структур континентов-платформ. Понятие геосинклиналь и, соответственно, первая парадигма геологии просуществовала до 60-х годов XX столетия.

Геосинклинали парадигму сменила новая — тектоника литосферных плит. Если первая родилась на основе континентальной геологии, то фундаментом парадигмы тектоники литосферных плит явились данные по строению дна океанов, а также геофизические исследования верхних (литосфера и астеносфера) оболочек и активных тектонических зон Земли [Хаин, 2003; Пушаровский, Пушаровский, 2010; Добрецов, 2011а,б].

Формирование этой новой парадигмы связано с именами ряда ученых — англичанин Р. Дитц и американец Г. Хесс (выдвинули идею спрединга океанического дна), англичане Ф. Вайне и М. Мэтьюз (показали существование полосовых магнитных аномалий), американец Дж. Уилсон (ввел понятие трансформных разломов), канадец В. Морган и француз К. Ле-Пишон (выделили границы плит на Земле по зонам эндогенной активности) и американцы Б. Айзекс, Дж. Оливер, Л. Сайкс (показали геофизическую сущность движений литосферных плит). Первичные статьи вышеперечисленных авторов можно найти в сборнике [Новая глобальная..., 1974].

В 1968 г. были сформулированы основные положения тектоники литосферных плит или новой глобальной тектоники [Зоненшайн и др., 1976].

*В тектонических процессах взаимодействуют две внешние оболочки Земли — литосфера и астеносфера. Вещество в астеносфере находится в частично расплавленном состоянии, 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. Сплошность литосферы нарушается в узких поясах — современных активных зонах. 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 литосферные плиты нарациваются и расходятся в стороны, в других — в системах вулканических дуг и глубоководных желобов плиты уничтожаются и погружаются в мантию. Наконец, в зонах трансформных разломов литосферные плиты скользят друг относительно друга.*

Стройность и логика построений парадигмы тектоники литосферных плит достигла высокого уровня и будучи несложной была очень быстро воспринята геологами [Пушаровский, Пушаровский, 2010]. Ее создатели основывались на современных геологических процессах, но очень скоро она стала применяться и для прошлых геологических эпох. Большое значение для понимания строения больших континентальных пространств имела монография «Тектоника литосферных плит территории СССР» [Зоненшайн и др., 1990], в которой рассмотрена геологическая история развития практически всего Евразийского континента.

Уже в 1963 г. во время формирования концепции тектоники литосферных плит появилась работа [Wilson, 1963], в которой рассматривались магматические проявления внутри плит, связанные с подъемами глубинного мантийного вещества. Их называли тогда горячими точками. Было показано, что горячая точка долгое время находится в неподвижном состоянии и формирует подводные хребты, состоящие из потухших вулканов. Хорошим результатом действия такой (Гавайской) точки является Гавайско-Императорский хребет в Тихом океане [Morgan, 1972]. Многие исследователи, например О.Г. Сорохтин [1974], считали, что геологические и физико-химические параметры мантии маловероятны для существования узких (100—150 км) плюмовых струй (столбов), поднимающихся с глубин мантии до астеносферы.

Необходимы были исследования, которые бы позволили обнаружить глубинные мантийные структуры, ответственные за магматизм горячих точек. По предложению Л.П. Зоненшайна, мы попытались найти такие структуры [Зоненшайн, Кузьмин, 1983]. Подход был исключительно простым — выявить закономерности распределения на земной поверхности продуктов внутриплитового магматизма. Во внимание были приняты лишь объекты, имеющие небольшой (0—15 млн лет) возраст. Из полученной в результате карты распределения горячих точек следовало, что существуют четыре области распространения современного внутриплитового магматизма: две больших — Тихоокеанская и Африканская (до 10 000 км в поперечнике) и две малых — Центрально-Азиатская и Тасманская. Размеры крупных областей сопоставимы с размерами главных литосферных плит [Зоненшайн, Кузьмин, 1983].

Области распространения внутриплитового магматизма были названы нами горячими полями мантии Земли. Оказалось, что горячие поля совпадают с крупными положительными аномалиями в рельефе, а также с положительными отклонениями формы геоида. Судя по геохимическим особенностям внутриплитовых магматических пород, этим областям отвечают аномалии вещественного состава. Выделенные горячие поля мантии Земли можно было представить как области, где происходит подъем вещества и энергии нижней мантии к поверхности планеты, а располагающиеся между ними холодные поля с зонами субдукции — областями, в которых вещество литосферы опускается в низы мантии. Если процессы, связанные с верхними оболочками, можно было описать в рамках тектоники литосферных плит, то обнаружение горячих полей позволило говорить о том, что конвективные явления имеют более глубинную природу. Иными словами, на основании полученных результатов можно представить взаимосвязь процессов в нижней и верхней мантии.

В дальнейшем это было убедительно подтверждено сейсмотомографией [Dziewonski, 1984; Fukao et al., 1994; Zhao, 2007]. Поля выделяются по низкоскоростным мантийным провинциям (Large Low Shear Velocity Province), которые прослеживаются от границы ядро—мантия до поверхности Земли

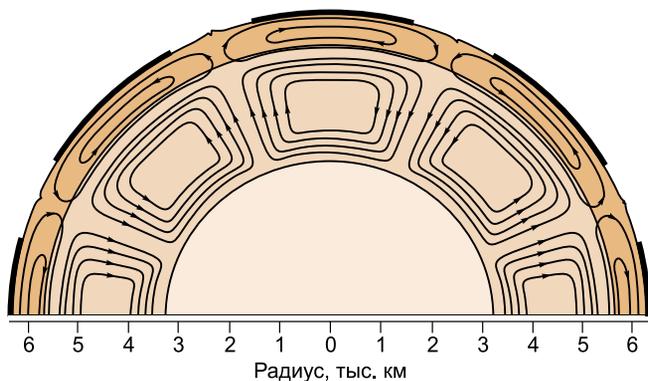


Рис. 1. Двухслойная конвекция в Земле, по [O’Nions et al., 1980].

[Кузьмин, Ярмолюк, 2014, рис. 1]. Их можно сопоставить с высокоскоростными провинциями, связанными с опусканием холодной литосферы в глубины мантии, т. е. установлена мантийная конвекция, свойственная в первую очередь нижней мантии. Формирование горячей мантии начинается в слое D’ — граничном слое между ядром и мантией. Здесь образуются так называемые суперплюмы, они в

виде грибовидного облака поднимаются через нижнюю мантию, достигают раздела между нижней и верхней мантией и распадаются на мелкие и средние изолированные плюмы, проецируемые на поверхность Земли в виде горячих точек [Кузьмин, Ярмолюк, 2014].

Важно было в начале 90-х годов XX в. увидеть дальнейшее развитие новых идей в геологии. Как нам кажется, это было сделано крупнейшим нашим геологом, несомненно мирового уровня, Л.П. Зоненшайном. В 1991 г. перед сложнейшей операцией он писал обращение к международному совещанию по тектонике плит в Звенигороде: «*Мое глубокое убеждение, что тектоника плит — это законченный и пройденный этап в развитии наук о Земле. Тектоника плит, конечно, прекрасная теория, она в совершенстве описывает геологические преобразования верхних оболочек Земли. Но она и ограничена верхними оболочками... Мы стоим, и в этом, может быть, моя уверенность наивна, на пороге нового огромного здания. Откроем наши глаза, соединим наши усилия, напряжем наше мышление для проникновения глубже и глубже в Землю и в познание*» [Кузьмин, 2014а, с. 53].

В 1980 г. в работе [O’Nions et al., 1980] на основе изучения распределения изотопов Sr, Nd, Pb в континентальных породах разного возраста, а также в современных базальтовых срединно-океанических хребтах (MORB) и океанических островах (OIB) было установлено существование верхней деплетированной мантии, ответственной за базальты (MORB), и менее истощенной нижней мантии. Эти исследования позволили представить двухслойную модель конвекции мантии (рис. 1): крупноячеистую в нижней и мелкоячеистую, ответственную за движения литосферных плит, т. е. за раскрытие океанов и формирование горно-складчатых сооружений.

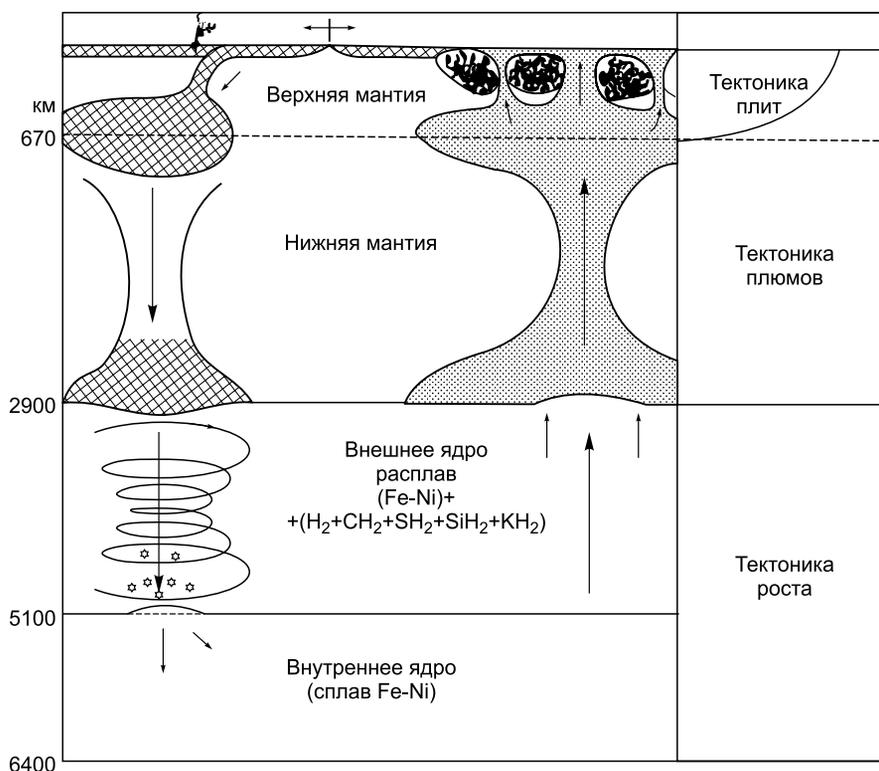
Решающие обобщения по соотношению тектоники плит с глубинной геодинамикой, геодинамикой плюмов были опубликованы в специальном выпуске японского геологического журнала (J. Geol. Soc. Japan, 1994, v. 100, № 1). Наиболее четко это было сделано в статье [Maruyama et al., 1994]. На основе имеющихся в то время данных можно выделить следующие типы тектонических процессов на Земле (рис. 2): тектонику роста, характерную для ядра Земли, тектонику плюмов, свойственную нижней мантии, и тектонику плит, определяющую формирование основных поверхностных структур Земли.

## ОСНОВНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ СОВРЕМЕННОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ ЗЕМЛИ

**Состав пород основных геодинамических обстановок.** Как следует из предыдущего изложения, имеются два типа геодинамических обстановок. Первый — связан с границами литосферных плит. Состав пород рифтогенных, субдукционных и коллизионных обстановок детально рассмотрен в ряде работ по тектонике плит [Зоненшайн и др., 1976, 1990; Кузьмин, 1985; Добрецов, 2011], поэтому на их характеристиках не будем останавливаться, только отметим, что все эти комплексы пород приурочены четко к линейным зонам, которые маркируют границы плит различного возраста.

Магматизм плюмов проявлен внутри плит как в океанах, так и на континентах. Часто продукты такого магматизма формируют крупные изверженные магматические провинции [Ernst, 2014]. В океанах они главным образом представлены толеитовыми и щелочными базальтами, обогащенными по сравнению с базальтами СОХ литофильными элементами. На континентах большие объемы внутриплитовых пород содержат траппы, среди которых отмечаются как толеитовые, так и щелочные разности. Кроме того, на континентах этот тип магматических пород представлен щелочными и щелочно-ультраосновными комплексами, карбонатитами, щелочными и агпайтовыми гранитами [Кузьмин, 1985]. Установлены также крупные батолитообразные тела внутриплитового генезиса [Ярмолюк и др., 1997; Kuzmin et al., 2010].

Большие изверженные провинции внутриплитового генезиса имеют как гигантские размеры  $>10^7$  км<sup>3</sup> (большинство от  $10^6$ — $10^7$  до  $10^3$ — $10^5$  км<sup>3</sup>), так и малые объемом не более  $\leq 10^3$  км<sup>3</sup> [Ernst,



**Рис. 2. Схема современной тектоники Земли, по [Maquyama et al., 1994] с добавлением авторов.**

Тектоника роста приурочена к ядру. Плотность расплавленного ядра меньше твердого внутреннего ядра. Во внешнем ядре есть летучие компоненты (H<sub>2</sub> + CH<sub>2</sub> + SH<sub>2</sub> + SiH<sub>2</sub> + KH<sub>2</sub>), поступающие в D". Газы окисляются до H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, SiO<sub>2</sub> и т. д., а FeO восстанавливается до железа [Добрецов, 2010]. Окисленные газы способствуют появлению плюма, а железо стекает в ядро. Тектоника плюма определяет нижнемантийную конвекцию: холодное субдуцированное вещество опускается вниз в слой D", а горячие плюмы поднимаются вверх до верхней мантии. Нижнемантийная конвекция поддерживает мелкоячеистую верхнемантийную. В тектонике плит взаимодействуют два слоя — литосфера и астеносфера. Они определяют формирование горно-складчатых орогенных поясов и океанических бассейнов.

2014]. Продолжительность внутриплитового магматизма могла проявиться в течение 1 млн лет с извержением огромного объема вулканического материала, как, например, извержение траппов на Сибирской платформе. В то же время отдельные проявления внутриплитового магматизма могут охватывать промежутки до 10 млн лет. Особенно это характерно при формировании внутриплитовых гранитных батолитов [Ярмолюк и др., 1997]. Причем часто в это время могут обнаруживаться несколько импульсов магматической деятельности [Ernst, 2014].

**Формирование современной внутренней расслоенности Земли.** Выделение различных слоев внутри мантии Земли на основании геофизических, сейсмических данных, а также экспериментальных исследований структурного состояния минерального состава земного вещества при разных особенно высоких температурах и больших давлениях является одним из приоритетных направлений наук о Земле, что детально рассмотрено в монографии Ю.М. Пушаровского и Д.Ю. Пушаровского [2010]. Понимание изменения характера тектонических движений в процессе эволюции Земли, а также время появления каждой оболочки Земли имеют решающее значение для установления начала современных тектонических движений, так как они связаны с взаимодействием всех существующих в настоящее время оболочек нашей планеты.

Через 30 млн лет после образования солнечной системы сформировалось 93 % массы Земли, а окончательное формирование ядра завершилось через 50 млн лет [Wood, 2011; Кузьмин, 2014б]. В это время Земля состояла из двух оболочек мантии и жидкого ядра. Для выяснения причин современной тектонической активности Земли важно расшифровать время разделения жидкого и твердого ядра, разделение мантии на верхнюю (деплетированную) и нижнюю, а также образование слоя D" на границе ядро—мантия. Что касается литосферы и ее верхней части — континентальной и океанической коры, то она имеет разную мощность от 0 км в океанах до сотен километров на континентах. Литосфера и кора Земли начали формироваться в раннем докембрии, и этот процесс продолжается до настоящего време-

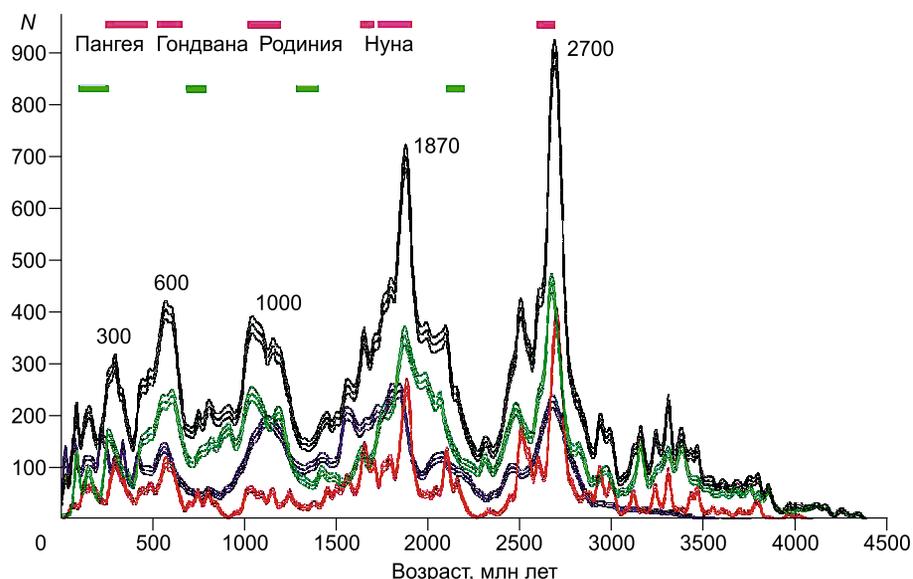
ни, поэтому в древних кратонах она имеет большую мощность, до нулевой в срединно-океанических хребтах и до 100—200 км океанической литосферы в районах субдукции. Подробно процессы формирования и состояния литосферы рассмотрены в монографии [Artemieva, 2011].

Формирование внутреннего твердого ядра и слоя D" можно определить по смене состава мантийных плюмов основного—ультраосновного состава в процессе эволюции Земли, что подробно рассмотрено в работе [Campbell, Griffiths, 2014]. В ней приведены данные по изменению состава (содержаний MgO) в коматиитах и пикритах с возрастом более 2.7 млрд лет, минимальные содержания (MgO = 21 ± 3 мас. %) в плюмовых базальтах с возрастом 2.0 млрд лет и менее. Между 3.5—2.7 и 2—0 млрд лет уменьшений содержания MgO не отмечается. Это, по мнению [Campbell, Griffiths, 2014], связано с меньшей температурой ликвидуса мантийного плюмового расплава. Расчетная температура извергающегося коматиита до 2.7 млрд лет тому назад составляла 1650 ± 5 °C, а базальта и пикрита после 2.0 млрд лет тому назад 1420 ± 75 °C. Устойчивая температура мантийных плюмов между 3.5—2.7 млрд лет указывает на то, что температура внешнего ядра была постоянной или почти постоянной, отвечающей точке плавления сплава Fe-Ni, который при кристаллизации формировал внутреннее ядро. Таким образом, внутреннее твердое ядро окончательно сформировалось около 2.7 млрд лет тому назад [Campbell, Griffiths, 2014].

Возраст 2.7 млрд лет отмечен целым рядом важных событий, зафиксированных в геологической летописи Земли [O'Nions et al., 1980; Condie, 2011; Kamber, 2015]. В работе [O'Nions et al., 1980] отмечено, что в интервале 3.0—2.5 млрд лет наблюдается наиболее высокая скорость роста континентальной коры кислого состава. В интервале 2.7—2.4 млрд лет происходят изменения состава основных гранитоидных компонентов, слагающих континентальную кору Земли. До этого времени основными гранитоидными комплексами континентальной коры были тоналит-гранодит-гранодиоритовые ассоциации, слагающие так называемые нуклеиды древних щитов [Хаин, 2003]. Позднее они сменились комплексом известково-щелочных гранитоидов, что послужило причиной увеличения в породах более молодых по сравнению с более древними величины K/Na отношения, увеличения содержания титана и уменьшения MgO, а также роста концентраций P, Nb, Ta, величин Rb/Sr и Ba/Sr отношений [Condie, 2011]. Именно с 2.7 млрд лет наблюдается фиксированное палеомагнитными данными развитие суперконтинента и его разрушение плюмами. Образование суперконтинентов и разрушение их суперплюмами, что можно объединить в единый суперконтинентальный цикл, протяженность которого порядка 600—700 млн лет [Maruyama et al., 2007; Li, Zhong, 2009; Кузьмин, Ярмолюк, 2014], является аргументом связи тектоники плит и тектоники плюмов. На рис. 3 показаны U/Pb и Hf модельные возрасты цирконов орогенных гранитоидов и обломочных цирконов из осадочных разрезов за период 4 млрд лет [Condie, 2011]. Пики возрастов отвечают времени формирования суперконтинентов. Первый пик — это образование континента Конерленда (2.7—2.5 млрд лет), далее 1.87 млрд лет — Колумбия (или Нуна), Родиния (1 млрд лет), Гондвана (0.6 млрд лет) и Пангея (0.3 млрд лет). Четких показателей формирования более древних суперконтинентов нет, хотя объем континентальной коры за время 4.3—2.7 млрд лет составил 45 % общего объема континентальной коры Земли [Condie, 2011]. Состав ее был преимущественно основной (базальт-коматиитовый).

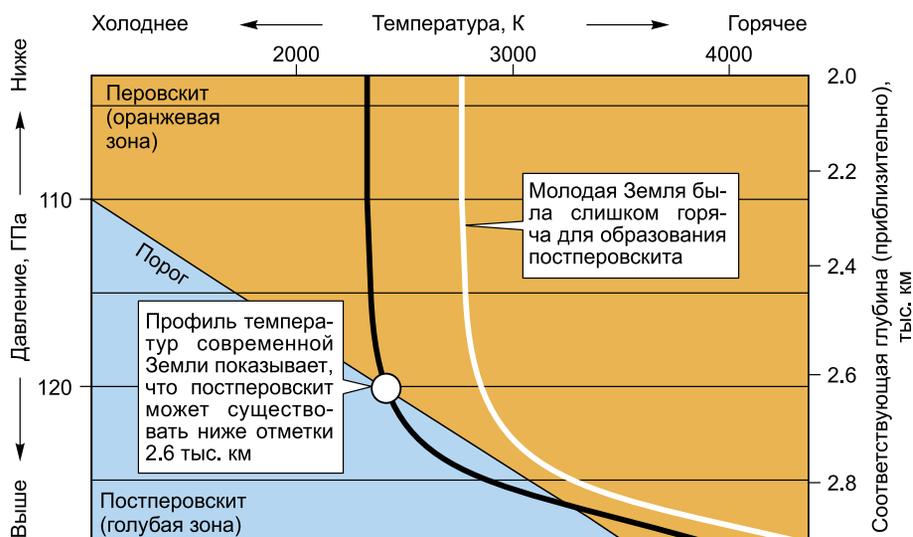
Рубеж 2.7(3.4?)—2.0 млрд лет знаменателен тем, что в это время сформировались две важные оболочки (слои) земной мантии, обеспечивающие основные характеристики геологических магматических и металлогенических комплексов нашей планеты, начиная с 2 млрд лет до настоящего времени. Это касается как слоя D" и образования в нем постперовскита, так и деплетированной мантии, астеносферы, ответственной за формирование океанической литосферы и океанической базальтовой коры MORB. Развитие суперконтинентов свидетельствует о наличии субдукции в интервале, очевидно, 3.4—2.7 млн лет. Это подтверждается многими геологическими индикаторами — показатели процессов тектоники плит, а именно, парные метаморфические пояса, поперечные разломы и сутуры, палеомагнетизм, образование континентов, аккреционная и коллизионная орогения, геохимические и изотопные показатели и др. [Condie, 2011]. В отрезок 2.7—2.0 млрд лет произошло формирование слоя D" на границе ядро—мантия. Именно в это время отмечается понижение температуры плюмов [Campbell, Griffiths, 2014], что было, по мнению этих авторов, связано с накоплением прежней океанической литосферы, погружающейся в мантию, и ее захоронения в слое D".

Систематическое уменьшение максимального содержания MgO в магмах мантийных плюмов между 2.7—2.0 млрд лет дает основание полагать, что температура плюмов начала снижаться в этот период. Это снижение связано, очевидно, с утолщением изоляционного слоя, расположенного над ядром. Увеличение мощности слоя продолжалось приблизительно до 2.0 млрд лет, пока слой не достиг критической мощности, необходимой для внутренней конвекции в слое D". Как только это случилось, дальнейшее увеличение его толщины не оказывало большого эффекта на температуру плюма, формирующегося в слое D". Таким образом, сформированный слой D" на границе ядро—мантия является свое-



**Рис. 3. Распределение U/Pb возрастов цирконов орогенических гранитоидов и обломочных цирконов за последние 4 млрд лет (ошибка использования данных 1δ), по [Condie, 2011].**

$N$  — число образцов как функция возраста, которая представлена на гистограмме, построенной по отрезкам, отвечающим продолжительности 30 млн лет. Базы данных обломков древних цирконов увеличены вдвое. Число цирконов, используемых при построении гистограммы: цирконы из орогенических гранитоидов — 8928 (красные кривые); обломки цирконов из современных осадков — 6978 (фиолетовые); обломки цирконов из древних осадков — 1282 (зеленые); общее количество проанализированных цирконов — 37188 (черные). Основные пики отмечены возрастaми в млн лет. В верхней части рисунка показано формирование суперконтинентов (красным) и разрушение суперконтинентов (зеленым).

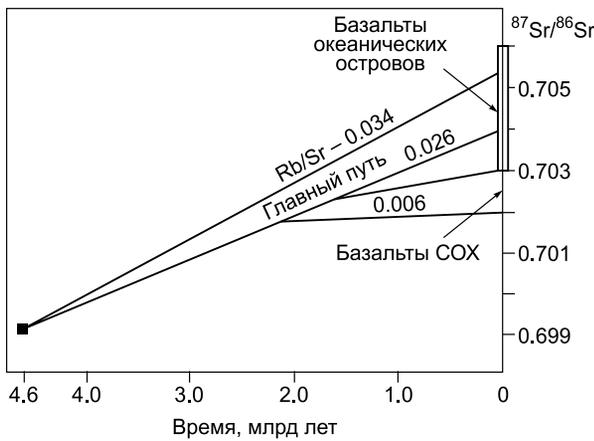


**Рис. 4. График, по [Хирое, 2010], показывает время образования (2.0—2.4 млрд лет) постперовскита в современной Земле на глубине 2600—2900 км, т. е. в слое D''.**

Ранее, судя по высокой температуре недр Земли, постперовскита не было.

образным буфером, определяющим постоянную, одинаковую температуру от поднимающихся от него плюмов независимо от выделения тепла, поступающего в слой D'' от ядра [Campbell, Griffiths, 2014].

Кроме формирования слоя D'', который несомненно определяет эндогенную геодинамическую активность Земли в настоящее время, большое значение имело образование внутри этого слоя минерала постперовскита. Последний был экспериментально открыт при высоких давлениях основного силикатного минерала нижней мантии (перовскита). Это произошло 2.0—2.4 млрд лет тому назад, в слое D'' появился постперовскит, он имеет такой же состав, как и перовскит  $MgSiO_3$  — основной минерал нижней мантии, но его структура (типа  $CaIrO_3$ ) более плотная (на 1.2 %) по сравнению со структурой перов-



**Рис. 5. Состав изотопов стронция, определяющий время отделения деплетированной мантии (астеносферы), по [Кузьмин, 1987].**

Пояснения см. в тексте.

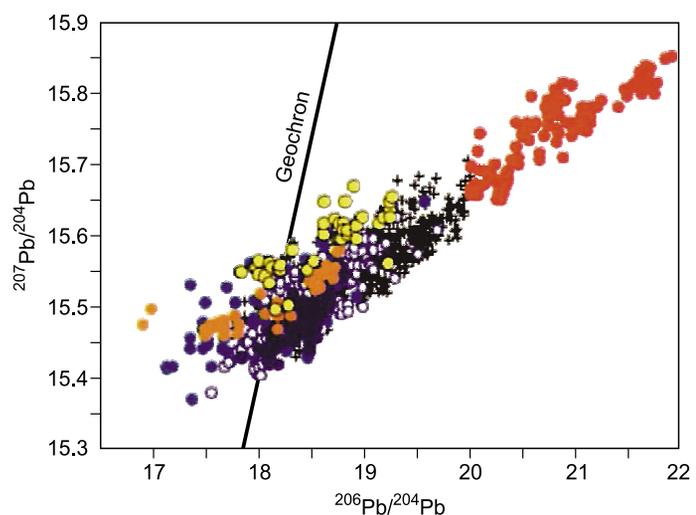
сита. Постперовскит был открыт в 2004—2005 годах. Он может формироваться на Земле на глубинах 2600—2900 км при температурах порядка 2300 К, т. е. при температурах, характерных для слоя D'' [Хиросе, 2010]. Ранее температура в основании мантии была более высокой (рис. 4).  
Наконец, важное событие в интервале 2.7—2.0 млрд лет — обособление деплетированного астеносферного слоя мантии, приуроченного к верхней мантии, который является источником базальтов MORB. Возможности этого процесса рассмотрены в работе [Kamber, 2015]. Как установлено данными по сейсмотомографии, погружающееся вещество океанической литосферы при формировании суперконтинента частично остается на границе верхней и нижней мантии, образуя там буферный слой, а частично погружается в нижнюю мантию, опускаясь до слоя D'' [Zhao, 2007]. Этот буферный слой на границе верхней и нижней мантии и создал, очевидно, возможность двухслойной конвекции на Земле начиная с 2.7 млрд лет или несколько ранее. Нижнемантийная конвекция определяет поступление холодного материала от зон субдукции до слоя D'' и подъем горячего материала от слоя D'' до границы верхняя—нижняя мантия. Верхнемантийная конвекция обеспечивает движение литосферных плит и, соответственно, все процессы, связанные с тектоникой плит. Данные по базальтам срединно-океанических хребтов на основе исследования отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  показывают, что именно 2.0 млрд лет тому назад сформировался современный резервуар деплетированной мантии, который ответственен за образование базальтов MORB [Кузьмин, 1987]. На рис. 5 приведено изменение начального (хондритового) изотопного состава стронция Земли ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.699$ ), которое, согласно значению константы полураспада  $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ , в настоящее время, т. е. через 4.6—4.5 млрд лет, должно быть равно  $0.7045 \pm 0.005$ . Эта величина отвечает базальтам океанических островов, т. е. нижней мантии. Однако в базальтах MORB эти величины  $0.7025 \pm 0.0005$ . Как показано на рис. 5 этот мантийный резервуар, т. е. резервуар деплетированной мантии, должен был выделиться в мантии около 2.0 млрд лет тому назад.

Автор работы [Hofmann, 1997] показал, что изотопный состав различных мантийных резервуаров EM-I, EM-II, родоначальных для базальтов океанических островов (OIB) и деплетированной мантии, в которой изотопы свинца соответствуют их значению в базальтах срединно-океанических хребтов MORB, образуют на графике (рис. 6) единый тренд, его наклон свидетельствует о формировании этих мантийных резервуаров 2.0 млрд лет тому назад.

Имеются чисто геологические данные, подтверждающие возможность формирования современной деплетированной, астеносферной мантии 2.0—1.8 млрд лет. Именно в это время практически на всех докембрийских щитах наблюдается внедрение гранитов рапакиви с крупными оводными кристаллами калиевого полевого шпата. В этих гранитах отмечается высокое содержание  $\text{K}_2\text{O}$  более 5 мас. %, отношение  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1.2—1.9$ , содержание  $\text{Th} = 30—160$  и  $\text{U} = 40—200$  г/т, в то время как среднее по гранитоидам 3.5 и 18 г/т соответственно. В них также высокие содержания всех литофильных элементов. Рапакиви-подобные граниты приморского комплекса

**Рис. 6. График изменения состава изотопов свинца в базальтах срединно-океанических хребтов (MORB) (красные кружки) и базальтах океанических островов (OIB) (остальные значки), по [Hofmann, 1997].**

Наклон графика состава изотопов свинца показывает 2.0 млрд лет. Это время формирования в мантии резервуара OIB и деплетированной мантии [Hofmann, 1997].



Западного Забайкалья сформировались  $1859 \pm 16$  млн лет, их внедрение связано с завершением аккреции блоков земной коры при становлении суперконтинента Колумбия [Li, Zhong, 2009]. Граниты характеризуются повышением в 2—4 раза содержания F, Pb, PЗЭ, Zr, Th, Rb, Cs, Sn, т. е. практически всех литофильных элементов [Донская и др., 2003; Савельева, Базаров, 2012]. В составе суперконтинента Колумбия были объединены все докембрийские континентальные массивы: Сибирь, Балтика, Гренландия, Восточная Антарктида, Северная Америка, Северный Китай, Мадагаскар, Южная Америка и Танзания [Rogers, Santosh, 2002]. Все массивы гранитов рапакиви, расположенные в настоящее время на докембрийских кратонах различных континентов, имеют близкий возраст: U-Pb возраст по цирконам 1890—1810 млн лет; K-Ar и Rb-Sr возрасты гранитов 1904—1870 млн лет. Это событие сопровождалось поступлением в континентальную кору, в которой образовались граниты рапакиви, некогерентных элементов из верхней (астеносферной) мантии, что определило образование мантийного деплетированного источника, поставляющего магмы базальтов срединно-океанических хребтов (MORB). Этот процесс сопровождался поступлением верхнемантийных плюмов с повышенным содержанием некогерентных элементов. Возможно, процесс образования интрузий гранитов рапакиви можно сопоставить с формированием фанерозойских внутриплитовых батолитов типа Хангайского.

Таким образом, в 2.0—1.8 млрд лет сформировались все основные оболочки (слои) земной мантии, а также литосфера и континентальная кора. Все это послужило основой для проявления современных тектонических движений, определяющих формирование геологических структур Земли в последние 2 млрд лет.

### КАК РАБОТАЕТ, СОЗДАВАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ, НАША ЗЕМЛЯ?

**Процессы, определяющие современную эндогенную активность Земли.** Мы попытаемся дать ответ на главный вопрос современной геологии: как работает наша Земля, что позволяет ей образовывать и развивать поверхностный рельеф (формировать горы и океаны), почему изменяется структура земной коры и литосфера, какие силы вызывают тектонические движения, разнофокусные землетрясения, внедрение и излияние на поверхность магм, как образуются различные типы месторождений? Мы постараемся показать как в этой работе планеты принимают участие различные глубинные оболочки Земли, а именно ядро (внутреннее и внешнее), слой D", нижняя мантия, верхняя мантия, ее астеносферный слой, литосфера океаническая и континентальная.

Несомненно, первый общий ответ на поставленные вопросы дает тектоника литосферных плит. Именно эта теория геологии показала, что основные геологические процессы на поверхности Земли связаны с взаимодействием двух оболочек Земли — литосферы и астеносферы. В то же время установлено большое значение внутриплитового магматизма, т. е. эндогенной геодинамики, тектоники плюмов в образовании геологических структур и металлогении. Эндогенная геодинамика связана с горячими полями мантии [Dziewonski, 1984; Kuzmin et al., 2010]. В первом десятилетии XXI в. была доказана связь тектоники плит и тектоники плюмов на основе формирования и разрушения суперконтинентов, т. е. в единых суперконтинентальных циклах [Li, Zhong, 2009; Кузьмин, Ярмолюк, 2011, 2014; Ernst, 2014]. В процессе эволюции Земли возникали суперконтиненты, объединяющие практически все континентальные массы Земли [Torsvik, 2003; Li, Zhong, 2009]. В дальнейшем они разрушались под действием суперплюмов, и движения отдельных континентов становились центробежными. Это можно видеть на примере четырех суперконтинентов [Li, Zhong, 2009]: Кенорленд, Колумбия, Родиния, Пангея [Кузьмин, Ярмолюк, 2014, см. рис. 4]. Такой суперконтинентальный цикл [Li, Zhong, 2009; Condie, 2011] начинается с формирования единого суперконтинента из разных по величине континентальных блоков. При образовании суперконтинента субдуцированная в основном океаническая литосфера погружается в мантию. Значительная часть ее сохраняется на границе верхней и нижней мантии, но в то же время часть ее отрывается и в виде слэбов опускается до слоя D". Эта океаническая литосфера в слое D" является основой для формирования суперплюма, чему способствует поступление ряда легких элементов из слоя верхнего жидкого ядра. Сформировавшееся более легкое мантийное вещество по сравнению с окружающей мантией формирует суперплюм, который в виде огромного гриба поднимается до границы нижней—верхней мантии, где он преобразуется в серию плюмов и, прожигая литосферу, разбивает суперконтинент, доставляя на поверхность Земли глубинное мантийное вещество в виде ультраосновных-основных, щелочно-ультраосновных интрузий и карбонатитовых массивов [Кузьмин, Ярмолюк, 2014].

Развитие сейсмомотографии позволило «просветить» мантию Земли и доказать существование нижнемантийной конвекции. Горячие поля мантии отвечают зонам подъема мантийного вещества от слоя D" до верхней мантии, они соответствуют низкоскоростным мантийным провинциям, глубинным мантийным структурам, имеющим более высокие температуры по сравнению с окружающей мантией. Эти мантийные провинции (Африканская и Тихоокеанская) были установлены исследованиями геофизиков [Dziewonski, 1984; Fukao et al., 1994; Zhao, 2007; Yuen et al., 2007]. Наряду с этими восходящими

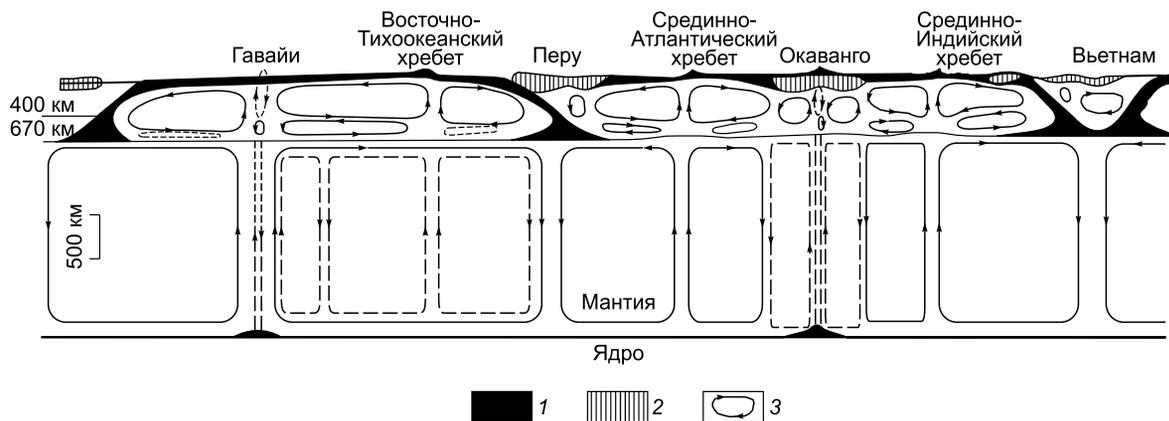
потоками мантии существуют высокоскоростные («холодные») области мантии, связанные с зонами субдукции.

Еще до формирования положения тектоники плит рядом геологов и геофизиков были высказаны идеи о конвекции в мантии, что нашло подтверждение в данных по сейсмической томографии. Но сразу же встает вопрос о структуре мантийной конвекции: или она общемантийная, заполняющая едиными конвекционными ячейками всю мантию от границы ядро—мантия до подошвы литосферы, или конвекция раздельная, охватывающая нижнюю и самостоятельно верхнюю мантию. О возможности двухслойной конвекции говорит резкое изменение фазового состояния мантийного вещества, кроме того, возможно, происходит некоторое изменение и состава мантийного вещества. Еще в 1980 г., как мы отмечали выше, были предложены варианты двухслойной конвекции [O’Nions et al., 1980]. Используя новейшие материалы по состоянию мантийного вещества с применением методов физического моделирования, реальность двухслойной конвекции была продемонстрирована Н.Л. Добрецовым с соавторами [2001]. Эти исследователи показали, что в нижней мантии существуют крупные изометрические ячейки, радиус которых 3000 км, а может быть и более. Именно эти конвекционные ячейки поднимают горячее мантийное вещество к разделу верхней и нижней мантии, а субдуцированная литосфера опускает холодное вещество в слой D". В астеносферной мантии, подогреваемой теплом нижнемантийной конвекции, число и форма ячеек усложняются, конвекция мелкаячейчатая и она ответственна за перемещение литосферных плит. Гипотетическая схема двухъярусной конвекции [Добрецов и др., 2001] по экваториальному разрезу мантии Земли приведена на рис. 7.

Однако только верхнемантийной конвекции, скорее всего, недостаточно для движения плит. Важное значение имеют фазовые переходы в погружающейся литосферной плите базальтов и габбро в эклогит, который гораздо более тяжелый, чем ультраосновное вещество мантии. Этот переход может «тянуть» литосферную плиту и получил название «pull». Он позволяет достичь слэбов литосферы до слоя D" [Yuen et al., 2007]. В то же время подъем базальтовой магмы на гребнях срединно-океанических хребтов определяет процесс расталкивания, раздвижения (ridge push) литосферных плит от осей спрединга. Таким образом, процесс движения, формирования и погружения плит в общих чертах понятен.

Более сложный вопрос — механизм подъема вещества плюмов и суперплюмов от низов мантии до верхней мантии, а части его в виде внутриплитовых магм на поверхность нашей планеты. Очевидно, если продукты магматической деятельности в тектонике плит связаны только с взаимодействием двух оболочек Земли литосферы и астеносферы, то динамика и состав поднимающегося мантийного вещества плюмов связаны с взаимодействием всех оболочек Земли. Давно рассматриваются два возможных механизма конвекции: или она чисто тепловая, или происходит тепломассоперенос. Вторая позиция, очевидно, более предпочтительна, тем более мы видим существенные различия в составе внутриплитовых магматических продуктов от тех, образование которых связано с границами литосферных плит. Наиболее подробно этот вопрос рассмотрен в работах [Dobretsov, Vernikovskiy, 2001; Добрецов, 2008, 2010, 2011a; Dobretsov et al., 2008].

Термохимические плюмы формируются при температурах плавления при определенной химической добавке ( $T_{nx}$ ), являющейся промежуточной между температурой на границе ядро—мантия и средней температурой нижней мантии. Добавки «летучего» компонента определяют снижение температуры



**Рис. 7. Возможный экваториальный разрез через мантию Земли [Добрецов и др., 2001].**

1 — океаническая литосфера; 2 — континентальная литосфера; 3 — астеносфера.

На разрезе хорошо видна крупнаячейчатая конвекция в нижней мантии; мелкаячейчатая в верхней, а также подъем глубинных мантийных плюмов от границы ядро—мантия к Гавайям и Окаванго показаны штриховыми вертикальными линиями.

сухого ликвидуса плавления вещества нижней мантии [Dobretsov et al., 2008; Добрецов, 2008, 2010, 2011]. Следует учитывать, что в слое D'' захороняется субдуцированное вещество литосферы Земли, которое при переходе в зонах субдукции в эклогит становится тяжелее ультраосновного (пиролитового) вещества мантии [Хаин, 2003; Maquyama et al., 2007]. Погруженное благодаря рециклингу базальт-габбровое эклогитизированное вещество может плавиться при температурах солидуса, близких с мантийным веществом, особенно при летучих добавках, поступающих из внешнего жидкого ядра [Maquyama et al., 2007]. Как известно [Хаин, 2003; Добрецов, 2008, 2011а, б], плотность жидкого ядра меньше, чем внутреннего твердого. Это происходит со времен формирования ядра, когда в железо-никелевый расплав попадали и летучие компоненты ( $H_2 + CH_4 + SiH_4 + KN_4$ ), а также, возможно, и редкие (P, Ti, Rb, Li, Ce, La, Th, U и др.), т. е. элементы, характерные для любых расплавов, связанных с плюмами [Dobretsov et al., 2008; Добрецов, 2010, 2011а, б]. При кристаллизации внутреннего ядра, состоящего из чистого сплава Fe + Ni, эти редкие элементы оставались во внешнем жидком ядре. В результате реакций (см. рис. 2) поступающие газы и гидраты в слой D'' окисляются до  $H_2O$ ,  $CO_2$ , SiO,  $K_2O$  и т. д., а FeO восстанавливается до самородного железа, которое «стекает» в ядро [Добрецов, 2008, 2010]. Плавление материала мантии в голове плюма определяется главным образом концентрацией  $H_2O$ , понижающей температуру плавления такого термохимического плюма и определяющей подъем его от слоя D'' в нижнюю мантию. Всплытие термохимического, возможно, частично расплавленного плюма в нижнюю мантию, более холодную, чем мантию в слое D'', вызывает эндертермичный переход постперовскита в перовскит, что приводит к повышению температуры плюма как минимум на 50—100 К [Maquyama et al., 2007] и облегчает дальнейший подъем плюма к поверхности. Обогащение вещества плюма некогерентными элементами может происходить уже при поступлении легколетучих компонентов из внешнего ядра при зарождении плюма, а также в дальнейшем при подъеме плюма и взаимодействии его с веществом нижней мантии и особенно с веществом обогащенных мантийных провинций EM-I и EM-II.

В начале раздела мы отметили, что современная тектоническая активность с участием плюм-тектоники и тектоники плюмов началась с 2 млрд лет. Однако этот интервал имеет несколько рубежей, которые позволяют выделить в нем несколько периодов [Хаин, 2010; Добрецов, 2010].

В интервале 2.0—0 млрд лет выделяются следующие этапы дейтерогей: распад первого суперконтинента; формирование (1.9—1.7 млрд лет) второго суперконтинента, в теле которого возникли плутониты гранитов рапакиви, в мезопротерозое он подвергся частичному распаду и был преобразован в следующий суперконтинент Родиния, распад последнего начался 850—750 млн лет назад [Хаин, 2010]. Этот интервал 1.90—0.85 (0.75) млрд лет характеризуется малой эндогенной активностью, а Ш. Маруяма назвал его «мертвая Земля» [Добрецов, 2010]. Выделение этого этапа в такой редакции далеко неоднозначно. Ведь именно в этот интервал времени возникли и распались два суперконтинента — Нуна и Родиния, не затухала внутриплитная активность, зафиксированная проявлениями крупных магматических провинций, в обычном режиме протекало формирование ювенильной коры и разнообразных гранитоидов. Возрастной интервал, охвативший переход от одного суперконтинента к другому, был проанализирован в работе [Condie, 2013]. Автор отметил разнообразие процессов, участвовавших в создании и разрушении суперконтинентов, но, кроме того, показал, что интерпретация данных, собранных по сохранившимся фрагментам суперконтинентов, неоднозначна и нуждается в более обстоятельном анализе. Так, дефицит возрастных определений для гранитоидов интервала 1600—1250 млн лет К. Конди, по аналогии с постпалеозойскими Андами, объясняет процессами рециклинга ювенильной коры, которые стали опережать ее рост. Следствием этого явилось, с одной стороны, сокращение объектов-поставщиков цирконов соответствующего возраста и, с другой, — создание условий для широкого проявления в структурах зарождающейся Родинии гранитоидов A-типа в результате обогащения мантийного клина несовместимыми элементами и водой, ведущих к производству кислых магм.

Последний этап истории Земли — неогей, по мнению В.Е. Хаина [2010], охватывает неопротерозой и фанерозой и начался с распада Родинии 800—750 млн лет. Он характеризуется образованием ряда вторичных океанов, в том числе Тихого, Япетуса, Прототетиса и Палеоазиатского, возникновением мегаконтинента Гондвана и созданием последнего в истории Земли суперконтинента Пангея, распад которого начался в ранней юре (200—180 млн лет) и привел к обособлению современных континентов. На этом этапе уже в полной мере работали современная тектоника плит и тектоника плюмов.

Именно в интервале 700—0 млн лет мы рассмотрим кратко современные тектонические движения на примере Сибирского континента. Характеристика его геологических структур и особенности магматических пород и металлогения описаны в ряде наших работ [Зоненшайн и др., 1990; Kuzmin et al., 2010; Кузьмин, Яромлюк, 2014; Yarmoluk et al., 2014].

**Формирование геологических комплексов, структур и металлогения Сибири в неогене.** Распад Родинии привел к образованию Палеоазиатского океана. Его развитие и закрытие вместе с Монголо-Охотским океаническим бассейном и остаточным Солонкерским во многом определили геологическое строение Сибирского континента. Формирование структур, геологических комплексов, связанных с

этим процессом и запечатленных главным образом в Центрально-Азиатском орогенном поясе, анализ которого с позиций тектоники плит, а также террейного анализа, являющегося дальнейшим развитием идей тектоники плит, рассмотрено в ряде фундаментальных работ [Зоненшайн и др., 1990; Парфенов и др., 2003]. Вопросы металлогении обсуждаются в [Tectonic..., 2010], поэтому останавливаться на их анализе в настоящей статье мы не будем.

Важно рассмотреть, как в структурах Сибирского континента зафиксированы комплексы и металлогения, связанные с тектоникой плюмов, так как именно эти эндогенные процессы определяют основную металлогению Сибири [Кузьмин, Ярмолюк, 2014]. Геологические данные позволяют говорить о выделении Сибирского кратона из состава Родинии в интервале 720—620 млн лет [Yarmoluk et al., 2014]. Именно с этого времени Сибирский палеоконтинент начал дрейфовать, как показывают абсолютные реконструкции, в пределах Африканского горячего поля мантии [Kuzmin et al., 2010; Кузьмин и др., 2011].

При распаде лавразийской части Родинии вдоль края отделившегося Сибирского континента сформировались рудоносные карбонатитовые и базит-ультрабазитовые магматические комплексы, которые рассматриваются как производные мантийного суперплюма, расколовшего суперконтинент. С ними связывается образование ряда месторождений, например, Ni-Cu-Pt месторождений Восточного Саяна, контролируемых массивами барбитайского базит-ультрабазитового комплекса. Породы комплекса представлены дунитами, гарцбургитами, лерцолитами и оливиновыми вебстеритами. Высокие содержания никеля в породах, как правило, связаны с сульфидной минерализацией и достигают значений 1.2—2.1 %. Возраст рудоносных ультраосновных интрузий составляет 630—650 млн лет, запасы никеля в них расцениваются предварительно в 1 млн т. Барбитайское месторождение богато и Pt, ее содержание в рудах составляет до 20 г/т. Минерализация подобного типа имеется и в других районах Восточного Саяна [Кузьмин, Ярмолюк, 2014]. Такие месторождения известны в структурах ряда континентов. Они, как правило, тяготеют к краевым участкам древних кратонов, имеющих глубокие литосферные корни, и связаны с крупными изверженными провинциями (LIP), формирующимися над мантийными плюмами [Pirajno, 2000; Begg et al., 2010]. Халькофильный характер данной металлогении может указывать на их связь с глубинными источниками рудных компонентов, которые накапливались на больших глубинах Земли при ее аккреции и формировании ядра [Wood, 2011]. Несомненно, важное значение имеет взаимодействие мантийных плюмов с литосферой кратонов на больших глубинах, что, по мнению [Begg et al., 2010], приводит к появлению Ni-Cu-Pt минерализации.

Другую группу месторождений представляют ультраосновные щелочные комплексы с карбонатитами. Массивы щелочно-ультраосновных пород прослеживаются вдоль южной окраины (в современных координатах) Сибирской платформы от Алданского щита до Енисейского края на расстоянии 3000 км. Одним из крупнейших ареалов щелочно-ультраосновного магматизма с карбонатитами является Восточно-Саянский, включающий Жидойский, Большетагнинский 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]. Возраст Жидойского карбонатитового массива, определенный U-Pb методом по цирконам из ийолитов, составляет  $623 \pm 2$  млн лет [Ярмолюк и др., 2005]. В массиве проявлено месторождение Fe, Ti, Nb. Белозиминский массив, имеющий площадь  $3 \times 4$  км<sup>2</sup>, состоит из большой группы щелочных и карбонатитовых пород. Возраст массива, определенный U-Pb методом по цирконам из сиенитов, —  $643 \pm 4$  млн лет [Ярмолюк и др., 2005], с ним связано Nb-Ta оруденение.

Таким образом, с мантийными плюмами, разбивающими суперконтинент Родинию, формируются базит-ультрабазитовые расслоенные интрузии, несущие Cu-Ni-Pt минерализацию, а также комплексы ультраосновных щелочных пород с рудоносными редкометалльными (Nb, Ta, P3Э) карбонатитами. Несомненно, эти комплексы связаны с глубинными мантийными плюмами, в формировании которых участвует вещество как ядра, так и самых нижних горизонтов мантии.

В рифей-фанерозойское время Сибирский палеоконтинент, как упоминалось выше, дрейфовал в пределах Африканского горячего поля мантии [Kuzmin et al., 2010; Кузьмин и др., 2011]. За время дрейфа Сибирский суперконтинент в разное время перекрывал следующие горячие точки: Вилюйскую ( $35 \pm 15^\circ$  N,  $340^\circ$  E); Алтае-Саянскую ( $40 \pm 15^\circ$  N,  $360^\circ$  E); Монгольскую ( $65 \pm 15^\circ$  N,  $25\text{—}35^\circ$  E) и Исландскую ( $65^\circ$  N,  $342^\circ$  E). С каждой из этих горячих точек связаны разновременные большие изверженные провинции [Кузьмин и др., 2011], имеющие свой металлогенический облик.

Следы Алтае-Саянской горячей точки в **Восточно-Саянской области** фиксируются с рифея, когда комплексы океанических островов вместе с остатками островных дуг были аккретированы Восточно-Саянской окраиной Сибирского континента в  $\epsilon$ -O время [Yarmoluk et al., 2014]. В это время в Восточно-Саянской области край Сибирского континента перекрывал одноименную горячую точку, и здесь наряду с представителями аккретированных субдукционных комплексов отмечаются породы внутриплитовой специфики: пикриты, высокотитанистые субщелочные и щелочные габброиды, щелочно-ультраосновные породы.

траосновные комплексы с карбонатитами, нефелиновые сиениты, щелочные (агпайтовые) граниты и сиениты, литий-фтористые граниты, возраст этих пород 530—490 млн лет [Ярмолюк и др., 2006; Izokh et al., 2008; Добрецов, 2011; Ярмолюк, Кузьмин, 2012]. В среднем палеозое продолжалось формирование внутриплитовых пород [Кузьмин, Ярмолюк, 2014]. В большом количестве происходило излияние лав преимущественно основного состава — базальтов, андезибазальтов, тефритов, трахибазальтов, но, кроме того, фonoлитов, трахитов, трахириолитов и комендитов [Воронцов и др., 1997; Ярмолюк, Коваленко, 2003а]. Излияния сопровождались внедрениями тешенитов, щелочных гранитов и сиенитов. По всей области в интервале 410—390 млн лет объем излияний составил не менее 100 000 км<sup>3</sup> пород, что позволяет отнести ее в разряд крупных изверженных провинций (LIPs). В среднем девоне магматическая активность резко сократилась.

Касаясь металлогении раннесреднепалеозойской 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, 2012].

**Вилуйская крупная изверженная провинция.** В среднем палеозое территория Сибирского континента подверглась воздействию сразу двух мантийных плюмов: Алтае-Саянским и Вилуйским. Последний контролировал образование Вилуйской большой изверженной провинции. С Вилуйской горячей точкой возникла 3-лучевая система рифтовых зон, одна ее ветвь представлена Вилуйским рифтом, а две другие — краевыми расколами, определившими современную восточную границу Сибирского палеоконтинента. Вилуйский рифт имеет протяженность около 800 км при ширине 450 км и характеризуется сложной структурой.

Магматические события в пределах рифтовой области датируются средним—поздним девоном, а изверженные породы сложены толеитовыми и щелочными базальтами, трахибазальтами, а также массивами ультраосновных щелочных пород с карбонатитами, тяготеющие к восточному краю Сибирской платформы, району Сетте-Дабан. На северо-западном плече Вилуйского рифта в девоне происходило внедрение кимберлитов. За время формирования Вилуйского рифта было извержено большое количество вулканитов — более чем 100 000 км<sup>3</sup>.

Металлогенетический потенциал Вилуйской провинции определяют в первую очередь алмазоносные кимберлиты. В карбонатитовых массивах Сетте-Дабана проявлена редкометалльно-редкоземельная минерализация, установленная в связи с карбонатитовыми массивами Горноозерский, Хамнинский, Воин, Гек, Поворотный. Их возраст оценивается главным образом интервалом ранний—средний девон (400—370 млн лет) [Зайцев и др., 1992].

Исландская горячая точка ответственна в позднекарбоную-раннепермскую эпоху за формирование **Баргузин-Витимской изверженной провинции**. Ее основу составляет Ангаро-Витимский батолит, который занимает территорию более 150 000 км<sup>2</sup>. По-видимому, его объем приближается к 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 330—280 млн лет [Ярмолюк, Коваленко, 2003а; Цыганков и др., 2007, 2010], 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 [Ярмолюк, Коваленко, 2003б; Ковач и др., 2012].

Одновременно с батолитом вдоль его флангов 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 в которой 295—288 млн лет [Ярмолюк и др., 2013]. В *Удино-Витимской зоне* распространены массивы габбро-монцонитов, 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 агпайтовых и плюмазитовых гранитоидов, нефелитовых 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].

Металлогенетический потенциал Баргузинского магматического ареала определяют магматические породы его рифтовых зон.

В *Сыннырской зоне* породы массива Бурпала и Аakit представляют собой редкометалльные (Ta, Nb, Zr, Y, P3Э) месторождения. В *Восточно-Саянской зоне* известны месторождения Улуг-Танзек, Соль-Бельдыр, Снежное, Зашихинское и др. [Ярмолюк и др., 2011]. Рудоносными здесь являются ред-

кометалльные агапитовые и плюмазитовые граниты. Рудный потенциал зоны наиболее ярко представляет редкометалльно-редкоземельное месторождение Улуг-Танзек. Оно связано с небольшим ( $1700 \times 900 \times 100 \text{ м}^3$ ) интрузивным телом щелочных гранитоидов, насыщенных мелкой равномерной вкрапленностью редкометалльных минералов и характеризующихся комплексным (Ta, Nb, Zr, Hf, PЗЭ, Li, Th, U, криолит) оруденением [Гречишев и др., 2010].

С породами месторождения Улуг-Танзек по рудно-магматическим характеристикам сближается Зашихинское. Последнее приближается к танталоносным Li-F гранитам (%): 0.03  $\text{Ta}_2\text{O}_5$ ; 0.15  $\text{Nb}_2\text{O}_5$ ; 0.32  $\text{ZrO}_2$  и 0.01  $\text{HfO}_2$ .

С Исландской горячей точкой связана **Сибирская трапповая и Сибирская рифтовая провинции**. Наиболее масштабным событием, связанным с внутриплитовым магматизмом в истории Сибирского континента, стало образование гигантской магматической провинции, объединившей трапповую область Сибирской платформы и рифтовую систему Западной Сибири. Траппы распространены на площади свыше  $1\,500\,000 \text{ км}^2$ , а их объем примерно равен  $1.5 \cdot 10^6 \text{ км}^3$ .

С породами Сибирской трапповой провинции связан комплекс эндогенного оруденения, включающий месторождения Cu-Ni-Pt, Fe-Pt, Mg-Fe [Добрецов, 1997; Добрецов и др., 2010], прежде всего, уникальные Cu-Ni-Pt месторождения Норильского района и железорудные Ангаро-Илимского района. Существующие возрастные оценки [Альмухамедов и др., 1999; Reichow et al., 2009] свидетельствуют, что в целом трапповая провинция сформировалась в очень узком возрастном диапазоне 250—248 млн лет. В то же время имеются указания на многоэтапность развития магматизма и Cu-Ni-Pt оруденения в ареале Сибирской крупной изверженной провинции [Добрецов и др., 2010]. В статье [Кузьмин, Ярмолук, 2014] приведены возрастные данные разных авторов, которые показывают, что образование Сибирской крупной изверженной 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. При массовом поставлении на поверхность вулканитов отмечается близость металлогенических особенностей данной большой изверженной провинции с металлогенией, которая типична для интервалов подъема плюмов к поверхности при расколе суперконтинентов. Представляется, что это связано с особой «работой» ядра нашей планеты. Возможно, именно в перми перед проявлением сибирских траппов отмечается наиболее протяженный период отсутствия изверженных магнитных аномалий [Диденко, 2011]. Таким образом, плюмы, формирующиеся на границе ядро—мантия, могут иметь сложную историю своего развития. Если Гавайский плюм уже почти 100 млн лет приблизительно имеет постоянную интенсивность поставления магматического материала на поверхность, то Исландский плюм пережил эпизоды крупнейших магматических излияний.

С Монгольской горячей точкой, которая начала функционировать в пределах Сибирского континента в позднем палеозое, связано формирование целого ряда провинций магматических пород [Кузьмин, Ярмолук, 2014, см. рис. 12—14]. Первые магматические породы зафиксированы в Северной Монголии и частично в Китае. Они включают траппы Тарима (на западе) и рифтовые зоны — Гоби-Тяньшаньскую и Главного Монгольского линеамента (на востоке). Площадь развития траппов составляет около  $2.5 \cdot 10^5 \text{ км}^2$ , объем оценивается в  $100\,000 \text{ км}^3$ , а возраст излияний установлен в интервале 275—287 млн лет [Zhong et al., 2008; Li 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; Pirajno et al., 2008]. Далее к востоку прослеживаются рифтовые зоны — Гоби-Тяньшаньская и Главного Монгольского линеамента [Коваленко и др., 2006; Козловский и др., 2006, 2012; Ярмолук и др., 2008, 2013], переходящие в западных своих сегментах в зоны развития базит-ультрабазитовых ассоциаций [Кузьмин, Ярмолук, 2014, см. рис. 12].

*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.

*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 [Wang, Han, 1994; Han et al., 1997], их возраст варьирует в интервале 295—285 млн лет.

Щелочные граниты Южной Монголии характеризуются повышенной редкометалльностью (Zr-РЗЭ минерализация). Наиболее перспективным объектом являются щелочные граниты Хан-Богдинского массива.

Формирование **Тарим-Южно-Монгольской области** продолжалось в течение 10—30 млн лет. Она включает большие объемы траппов Тянь-Шаньской рифтовой зоны (более 50 тыс. км<sup>2</sup>), а также многочисленные проявления щелочных гранитов и бимодальных вулканических комплексов в Северной Монголии. Учитывая это, можно рассматривать Тарим-Южно-Монгольскую область в качестве крупной изверженной провинции [Кузьмин, Ярмолюк, 2014], с магматическими породами которой связан широкий круг редкометалльных (Nb, Ta, РЗЭ и др.) месторождений.

В связи с вращением Сибирского континента в позднем палеозое—раннем мезозое по часовой стрелке Монгольская горячая точка оказалась под Хангаем (Монголия) и под влиянием ее сформировалась **Хангайская магматическая провинция**. Последняя характеризуется концентрической зональностью, ее центральную часть занимает Хангайский батолит, по обрамлению которого прослеживаются Гоби-Алтайская и Северо-Монгольская рифтовые зоны [Кузьмин, Ярмолюк, 2014, рис. 14].

Ближние возрасты имеют породы окаймляющих батолит рифтовых (Гоби-Алтайская и Северо-Монгольская) зон. В них наблюдаются грабены, выполненные бимодальными вулканитами, с которыми сопряжены массивы щелочных гранитов и сиенитов, а в ряде случаев и габбро-монзонитов [Кузьмин, Ярмолюк, 2014].

Металлогения ареала определяется в первую очередь редкометалльной специализацией (Zr, Nb, РЗЭ), свойственной щелочным гранитам и их вулканическим аналогам в рифтовых зонах. Наиболее крупным является месторождение Улан-Тологой (Северо-Монгольская рифтовая зона). Оно связано с небольшим штоком апаитовых 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 массива.

На рубеже 230 млн лет произошли крупные тектонические события: столкновение Сибирского и Северо-Китайского континентов, что привело к закрытию Солонкерской ветви Палеоазиатского океана, закрылась значительная часть Монголо-Охотского бассейна [Зоненшайн и др., 1990], а дальнейшее вращение Сибирского палеоконтинента по часовой стрелке сместило проекцию Монгольской горячей точки на восток (в современных координатах). Все это привело к формированию **Хентейского или Монголо-Забайкальского зонального магматического ареала** [Ярмолюк и др., 2002; Кузьмин, Ярмолюк, 2014]. Ядро этого ареала занимает Хентейский батолит площадью более 120 км<sup>2</sup>, а его окаймляют Западно-Забайкальская, Хархоринская и Северо-Гобийская рифтовые зоны. Формирование батолита, как и пород рифтовых зон, произошло в интервале 225—195 млн лет [Кузьмин, Ярмолюк, 2014].

Хентейский 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. Западно-Забайкальская рифтовая зона расположена по северному обрамлению Хентейского батолита. Она трассируется бимодальными вулканическими ассоциациями с участием комендитов и пантеллеритов цаган-хуртейской серии, а также щелочных гранитов малокуналейского комплекса.

Металлогеническую специфику Монголо-Забайкальского зонального ареала определяют магматические породы повышенной щелочности и щелочные, специализированные в отношении Zr, Nb, Li, РЗЭ, Sn, Mo, W, Be, а также Li-F граниты. Западно-Забайкальская рифтовая зона специализирована, прежде всего, на Be. В ее пределах сосредоточены месторождения: Ермаковское, Оротское, Ауникское, Амондсекское, ассоциирующие со щелочными гранитами. Уникально по масштабам Ермаковское месторождение, формирование которого связано с малокуналейским комплексом. Основные минералы руд — флюорит, фенокит и берtrandит. В пределах Хархоринской и Северо-Монгольской рифтовых зон ареала основную металлогеническую нагрузку несут граниты Li-F типа (Абдарский, Жангавланский, Бага-Газрынский и др. массивы), специализированные на Sn, W, Mo [Кузьмин, Ярмолюк, 2014].

К рубежу 190 млн лет 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 160 млн лет назад. Это связано с тем, что Сибирский континент, как и вся Восточная Азия, попали под влияние Тихоокеанского горячего поля мантии. Этот период не рассматривается в настоящей работе.

В заключение считаем необходимым подвести итоги обсуждения вопросов, поставленных в настоящей работе: когда и как произошел переход к настоящему стилю тектонических движений на Зем-

ле, и какие выводы следуют из рассмотрения истории крупного континента в фанерозое в связи с развитием его под влиянием тектонических плит и тектоники плюмов.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Тектоника плит появилась на Земле не с самого начала ее образования. В далекие эпохи основным механизмом, определяющим развитие Земли, очевидно, была внутренняя общемантийная конвекция, приводившая в результате астероидных бомбардировок Земли к подъему глубинного материала в виде мантийных плюмов, которые могли привести к перевороту мантии. Еще долгое время в архее в строении Земли не сформировались некоторые оболочки, которые и определяют современный характер тектонических движений, сочетающих тектонику плит и тектонику плюмов.

1. Важным в истории нашей планеты является рубеж 2.7 млрд лет, когда образовалось внутреннее твердое ядро Земли. Очевидно, в это же время произошло формирование двухслойной конвекции Земли, так как появилась возможность сборки субконтинентов, а в дальнейшем их разрушения глубинными мантийными плюмами. Именно в это время появились геологические комплексы, связанные с процессами субдукции, что отмечается в ряде работ [Хаин, 2003; Condie, 2011]. Наконец, этот рубеж дал старт формированию слоя D", который в дальнейшем стал терморегулятором зарождающихся в его пределах глубоких мантийных плюмов.

2. Следующий важный рубеж на Земле — 2 млрд лет. Именно в это время стали возможны фазовые переходы перовскита в постперовскит. При подъеме плюма из слоя D" в нижнюю мантию поднимающееся мантийное вещество получает дополнительную тепловую энергию. Около 2 млрд лет произошло образование современной деплетированной — астеносферной мантии, а значительная часть некогерентных, в первую очередь, литофильных элементов поступила и обогатила континентальную земную кору, а также была причиной массового образования гранитов — рапакиви. Наряду с деплетированным слоем мантии сформировались ее обогащенные резервуары, «питающие» базальты ОИВ.

3. В дальнейшем необходимо четко выделить возрастные этапы последнего двухмиллиардного отрезка земной истории. Есть некоторые возможные показатели этого, в частности, скорость образования или даже уменьшения объема коры, что отмечается в работах В.Е. Хаина [2010] и Н.Л. Добрецова [2010, 2011], но важно, что данное время в целом характеризуется совместным проявлением тектоники плит и тектоники плюмов.

4. На примере геологического развития Сибирского континента хорошо видно, что основные его структуры определяются взаимодействием литосферных плит по механизму тектоники плит. Именно эти тектонические движения определили закрытие ряда палеоокеанических бассейнов и возникновение горно-складчатых сооружений, крупных рифтогенных впадин, в том числе оз. Байкал.

Большое значение при окончательном развитии геологических структур имеют процессы плюмовой тектоники, которые определяют образование внутриплитовых магматических комплексов, в том числе и гранитных батолитов. Большое значение плюмы имеют при формировании фанерозойской металлогении Азиатского континента. В ближайшем будущем необходимо выделить типы месторождений, связанных с различными типами плюмов.

При реконструкции движения Сибирского континента в фанерозое была использована Исландская горячая точка, местоположение которой было прослежено от 250 млн лет до современного. Методика оценки такого метода подробно рассмотрена нами в работе [Kuzmin et al., 2010]. Очевидно, в дальнейшем можно будет более широко использовать абсолютные реконструкции с участием различных континентов. Представляется, что эта задача ближайшего будущего.

Такие выводы, а также возможность дальнейших исследований видятся при рассмотрении эндогенной активности Земли за последние 2 млрд лет.

Авторы благодарят рецензентов настоящей работы А.Н. Диденко, А.И. Киселева, В.А. Верниковского за высказанные замечания, которые были учтены авторами статьи.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 13-05-12026 офи\_м, 13-05-12043 офи\_м).

## ЛИТЕРАТУРА

**Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Кирда Н.П.** Сравнительный анализ геодинамики пермоярского магматизма Восточной и Западной Сибири // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (11), с. 1575—1587.

**Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Сандимирова Г.П., Пахольченко Ю.А.** Источники базитовых расплавов девонских бимодальных рифтогенных магматических ассоциаций Центральной Азии (на основе данных о редких элементах и изотопах стронция в базитах Северо-Западной Монголии) // Петрология, 1997, т. 5, № 3, с. 236—252.

- Гречищев О.К., Жмодик С.М., Щербов Б.Л.** Редкометальное месторождение Улуг-Танзек. Новосибирск, Изд-во «Гео», 2010, 193 с.
- Диденко А.Н.** О возможной причине квазипериодических колебаний частоты геомагнитных инверсий и величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в морских карбонатных породах в фанерозое // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (12), с. 1945—1956.
- Добрецов Н.Л.** Пермотриасовый магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение мантийного суперплюма // ДАН, 1997, т. 354, № 4, с. 497—500.
- Добрецов Н.Л.** Геологические следствия термохимической модели плюмов // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (7), с. 587—604.
- Добрецов Н.Л.** Глобальная геодинамическая эволюция Земли и глобальные геодинамические модели // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (6), с. 761—784.
- Добрецов Н.Л.** Основы тектоники и геодинамики. Новосибирск, Изд-во Новосиб. ун-та, 2011а, 492 с.
- Добрецов Н.Л.** Раннепалеозойская тектоника и геодинамика Центральной Азии: роль раннепалеозойских мантийных плюмов // Геология и геофизика, 2011б, т. 52 (12), с. 1957—1973.
- Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А.** Глубинная геодинамика. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001, 409 с.
- Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М.** Термохимическая модель 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.
- Донская Т.В., Бибикова Е.В., Мазукабзов А.М., Козаков И.К., Гладкочуб Д.П., Кирилова Т.И., Плотникова Ю.В., Резницкий Л.З.** Приморский комплекс гранитоидов Западного Прибайкалья: геохронология, геодинамическая типизация // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (10), с. 1006—1016.
- 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 вулканизм и его значение для понимания процессов в мантии Земли // Геотектоника, 1983, № 1, с. 28—45.
- 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., Натапов Л.М.** Тектоника литосферных плит территории СССР: в 2 кн. М., Недра, 1990, кн. 1, 326 с.; кн. 2, 334 с.
- 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 // ДАН, 2012, т. 444, № 2, с. 184—189.
- 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 закономерности проявления позднепалеозойского анорогенного магматизма в герцинидах Южной Монголии // ДАН, 2012, т. 445, № 3, с. 308—314.
- Кузьмин М.И.** Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов / Ред. Л.В. Таусон. Новосибирск, Наука, 1985, 199 с.
- Кузьмин М.И.** Тектоника литосферных плит и геохимия // Современные проблемы теоретической и прикладной геохимии. Новосибирск, 1987, с. 19—26.
- Кузьмин М.И.** К новой парадигме геологии // Природа 2014а, № 7, с. 49—58.
- Кузьмин М.И.** Докембрийская история зарождения и эволюции Солнечной системы и Земли. Статья I // Геодинамика и тектонофизика, 2014б, т. 5, № 3, с. 625—640.
- Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В.** Глубинная геодинамика или как работает мантия Земли // Наука из первых рук, 2011, № 6, с. 18—35.
- 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., Кравчинский В.А.** Фанерозойский внутриплитный магматизм Северной Азии: абсолютные палеогеографические реконструкции африканской низкоскоростной мантийной провинции // Геотектоника, 2011, т. 45, № 6, с. 3—23.

- Кун Т.** Структура научных революций. М., Прогресс, 1977, 300 с.
- Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Алакшин А.М., Подладчиков Ю.Ю.** Ангаро-Витимский батолит — крупнейший гранитоидный плутон. Новосибирск, Наука, 1992, 141 с.
- Новая глобальная тектоника** / Под. ред. Л.П. Зоненшайна, А.А. Ковалева, М., Мир, 1974, 182 с.
- Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртогоо О., Янь Х.** Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология, 2003, т. 22, № 6, с. 7—41.
- Пушаровский Ю.М., Пушаровский Д.Ю.** Геология мантии Земли. М., ГЕОС, 2010, 138 с.
- Савельева В.Б., Базарова Е.П.** Геохимические особенности, условия кристаллизации и потенциальная рудоносность раннепротерозойского приморского комплекса гранитов рапакиви (Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (2), с. 193—218.
- Сорохтин О.Г.** Глобальная эволюция Земли. М., Наука, 1974, 182 с.
- Хаин В.Е.** Основные проблемы современной геологии. М., Научный 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.
- Хиросе К.** Новое о составе Земли // В мире науки, 2010, № 8—9, с. 72—81.
- 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.
- 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., 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., 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.** Тектономагматическая зональность, источники магматических пород и геодинамика раннемезозойской Монголо-Забайкальской магматической области // Геотектоника, 2002, № 4, с. 293—311.
- 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 // ДАН, 2005, т. 404, № 3, с. 400—406.
- 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 // ДАН, 2006, т. 410, № 5, с. 657—662.
- 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., 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.
- Artemieva I.M.** The lithosphere. Cambridge University Press, 2011, 773 p.
- 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, v. 105, p. 1057—1070.

- Campbell I.A., Griffiths R.W.** Did the formation of D" cause the Archean-Proterozoic transition? // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2014, v. 388, p. 1—8.
- Condie K.C.** *Earth as an evolving Planetary System*. Elsevier, 2011, 574 p.
- Condie K.C.** Preservation and recycling of crust during accretionary and collisional phases of Proterozoic orogens: A bumpy road from Nuna to Rodinia // *Geosciences*, 2013, v. 3, p. 240—261.
- Dobretsov N.L., Vernikovskiy V.A.** Mantle plumes and their geologic manifestations // *Int. Geol. Rev.*, 2001, v. 43, № 9, p. 771—787.
- Dobretsov N.L., Kirdyashkin A.A., Kirdyashkin A.G., Vernikovskiy V.A., Gladkov I.N.** Modelling of thermochemical plumes and implications for the origin of the Siberian traps // *Lithos*, 2008, v. 100, № 1—4, p. 66—92.
- Dziewonski A.M.** Mapping the lower mantle, determination of lateral heterogeneity up to degree and order 6 // *J. Geophys. Res.*, 1984, v. 89, p. 5929—5952.
- Ernst R.E.** *Large Igneous Provinces*. Cambridge University Press, 2014, 651 p.
- Fukao Y., Maruyama S., Obayashi M., Inoue H.** Geological implication of the whole mantle *P*-wave tomography // *J. Geol. Soc. Japan*, 1994, v. 100, p. 4—23.
- Griffin W.L., Belousova E.A., O'Neill C., O'Reilly S.Y., Malkovets V., Pearson N.J., Spetsius S., Wilde S.A.** The world turns over: Hadean—Archean crust—mantle evolution // *Lithos*, 2014, v. 189, p. 2—15.
- 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, v. 138, p. 135—159.
- Han B.F., Ji J.Q., Song B., Lihui Chen, Zonghuai Li.** SHRIMP zircon U-Pb ages of Kalatongke No. 1 and Huangshandong Cu-Ni-bearing mafic-ultramafic complexes, North Xinjiang, and geological implications // *China Sci. Bull.*, 2004, v. 49, № 22, p. 2424—2429.
- Hofmann A.W.** Mantle geochemistry the message from oceanic volcanism // *Nature*, 1997, v. 385, p. 219—229.
- 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 // Published on Large Igneous Provinces Commission. May 2008 LIP of the Month, 2008, <http://www.largeigneousprovinces.org>.
- Kamber B.S.** The evolving nature of terrestrial crust from the Hadean, through the Archaean, into the Proterozoic // *Precam. Res.*, 2015, v. 258, p. 48—82.
- 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, v. 102, № 1—2, p. 29—59.
- Li Z.L., Yang S.F., Chen H.L., Langmuir C.H., Yu Xing, Lin X.B., Li Y.Q.** Chronology and geochemistry of Taxinan basalts from the Tarim basin: evidence for Permian plume magmatism // *Acta Petrol. Sinica*, 2008, v. 24, № 5, p. 959—970.
- 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, v. 176, p. 143—156.
- 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, v. 125, p. 845—874.
- 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, v. 22, № 1, p. 153—162.
- Maruyama S.** Plume tectonics // *J. Geol. Soc. Japan*, 1994, v. 100, p. 24—49.
- Maruyama S., Santosh M., Zhao D.** Superplume, supercontinent, and postperovskite: mantle dynamics and anti-plate tectonics on the core—mantle boundary // *Gondwana Res.*, 2007, v. 11, № 1—2, p. 7—37.
- Morgan W.J.** Deep mantle convection plumes and plate motions // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geols.*, 1972, v. 56, p. 203—213.
- Nebel O., Rapp R.P., Yaxley G.M.** The role of detrital zircons in Hadean crustal research // *Lithos*, 2014, v. 190—191, p. 313—327.
- O'Nions R.K., Hamilton P.J., Evensen N.M.** The chemical evolution of the Earth's mantle // *Sci. Amer.*, 1980, v. 202, № 5, p. 91—101.
- Pirajno F.** *Ore deposits and mantle plumes*. Netherlands, Kluwer Ac. Publishers, 2000, 550 p.
- 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, v. 32, p. 1165—1183.

**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, v. 277, p. 9—20.

**Rogers J.J.W., Santosh M.** Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic Supercontinent // *Gondwana Res.*, 2002, v. 5, № 1, p. 5—22.

**Tectonic** and metallogenic model for Northeast Asia / Ed. W.J. Nokleberg. U.S. Geol. Survey, 2010, 629 p.

**Torsvik T.H.** The Rodinia Jigsaw puzzle // *Science*, 2003, v. 300, p. 1379—1381.

**Wang Sh., Han B.** Geochemistry and tectonic significance of alkali granites along Ulungur River, Xin-gan // *Sci. Geol. Sinica*, 1994, v. 29, № 4, p. 373—383.

**Wilson J.T.** A possible origin of the Hawaiian Islands // *Can. J. Phys.*, 1963, v. 41, p. 863—866.

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

**Wood B.J., Walter M.J., Wade J.** Accretion of the Earth and segregation of its core // *Nature*, 2006, v. 441, № 15, p. 825—833.

**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, v. 93, p. 158—179.

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

**Zhao D.** Seismic images under 60 hotspots: Search for mantle plumes // *Gondwana Res.*, 2007, v. 12, p. 335—355.

**Zhong C.-L., Li X.-H., Li Z.-X., Ye H.-M., Li C.-N.** A Permian layered intrisuve complex in the western Tarim Block, northwestern China: product of 285 Ma mantle plume // *J. Geol.*, 2008, v. 16, p. 269—287.

*Поступила в редакцию  
22 июля 2015 г.*