

## ЭВОЛЮЦИЯ СУБДУКЦИОННОГО МАГМАТИЗМА НА НЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ И ВЕНД-РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ АКТИВНЫХ ОКРАИНАХ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА

И.В. Гордиенко<sup>1</sup>, Д.В. Метелкин<sup>2,3</sup>

<sup>1</sup> Геологический институт СО РАН, 670047, Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, ба, Россия

<sup>2</sup> Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

<sup>3</sup> Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

На основе геодинамических реконструкций с использованием новых материалов по вещественному составу, возрасту и палеомагнетизму островодужных комплексов юго-западного складчатого обрамления Сибирской платформы, включая восток Алтае-Саянской области, Забайкалье и Северную Монголию, рассмотрена эволюция субдукционного магматизма на неопротерозойском и венд-раннепалеозойском этапах развития Сибирской континентальной окраины Палеоазиатского океана. Проведено сравнение вещественного состава субдукционного магматизма современных и древних энсиматических и энсиалических островных дуг. Рассмотрены и проанализированы возможные геодинамические сценарии развития субдукционного магматизма в неопротерозойских и венд-раннепалеозойских островных дугах зоны взаимодействия Сибирского континента и Палеоазиатского океана, учитывающие специфику состава корового и мантийного магматизма, в том числе влияние мантийных плюмов.

*Островные дуги, субдукционный магматизм, неопротерозой, ранний палеозой, петролого-геохимический состав, изотопный возраст, палеомагнетизм, геодинамические реконструкции, Сибирский палеоконтинент, Палеоазиатский океан.*

### THE EVOLUTION OF THE SUBDUCTION ZONE MAGMATISM ON THE NEOPROTEROZOIC AND EARLY PALEOZOIC ACTIVE MARGINS OF THE PALEOASIAN OCEAN

I.V. Gordienko and D.V. Metelkin

The geodynamic reconstruction using new data on the composition, age, and paleomagnetism of Neoproterozoic and Vendian–Early Paleozoic island-arc complexes has provided new insights into the evolution of the subduction zone magmatism over extensive areas of the Central Asian Orogenic Belt, including eastern Altai–Sayan, Transbaikalia, and Northern Mongolia. Comparison of the igneous complexes of modern and ancient ensimatic and ensialic island arcs in the subduction zone forms a basis for possible geodynamic scenarios of the subduction zone magmatism in Neoproterozoic and Vendian–Early Paleozoic island arcs in the zone of interaction between the Siberian paleocontinent and the Paleasian Ocean, which take into account the composition of crustal and mantle (including mantle plume) components.

*Island arcs, subduction zone magmatism, Neoproterozoic, Early Paleozoic, petrological and geochemical composition, isotopic age, paleomagnetism, Siberian continent, Paleasian Ocean, geodynamic reconstructions*

### ВВЕДЕНИЕ

Выявление и объяснение закономерностей развития магматизма активных континентальных окраин, их связь с процессами, протекающими в коре и мантии, — актуальная задача фундаментальной петрологии и геодинамики. Согласно современным тектоническим представлениям, все складчатые (орогенические) пояса возникли на месте палеоокеанов и являются результатом эволюции их активных окраин с преобразованием океанической литосферы в континентальную. Главенствующую роль в этом процессе, несомненно, играют эндогенные факторы глубинной геодинамики, отражением которых являются вариации петролого-геохимического состава и структурной приуроченности продуктов субдукционного магматизма. Данной проблеме, связанной с расшифровкой эволюции магматизма современных и древних активных окраин, уделяется особое внимание во всем мире, в том числе этому вопросу посвящены многочисленные работы Н.Л. Добрецова [Добрецов, 2003, 2010а,б, 2011; Добрецов и др., 2005, 2012, 2013, 2015].

Сложность строения, разнообразие источников и форм проявления магматизма создает серьезные проблемы при изучении и описании даже современных островодужных систем. При исследовании древних аналогов мы имеем дело с разрозненными фрагментами таких систем. Очевидно, что реконструкция палеоостровных дуг, прежде всего, опирается на сравнительный анализ петролого-геохимического состава древних и современных субдукционных комплексов. Это позволяет распознать геодинамические условия, при которых они формировались, и выявить особенности субдукционного магматизма реконструируемой системы. Для восстановления структурного плана активных окраин, палеогеографического положения древних островодужных систем особое значение имеют геохронологические и палеомагнитные данные.

В данной статье, опираясь на принцип актуализма, имеющиеся геодинамические реконструкции и новые материалы по вещественному составу, возрасту и палеомагнетизму неопротерозойских и вендраннепалеозойских островодужных комплексов обширной территории востока Алтае-Саянской области, Забайкалья и Монголии, рассматриваются дискуссионные вопросы эволюции субдукционного магматизма и вероятные механизмы трансформации структуры Сибирской континентальной окраины Палеоазиатского океана на ранних аккреционных этапах формирования Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП).

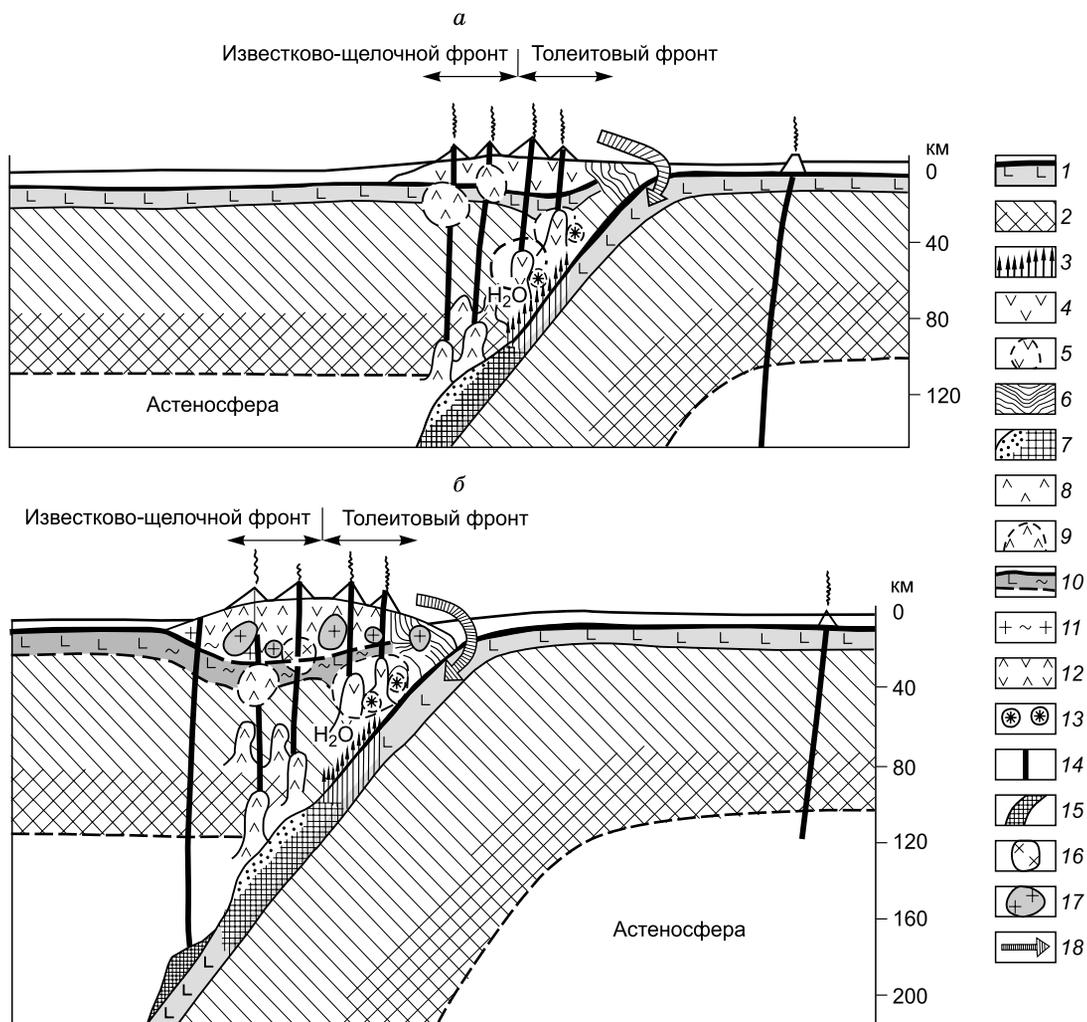
### ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ СОВРЕМЕННЫХ ЗОН СУБДУКЦИИ

В нашей стране к числу пионерных работ, объясняющих особенности состава магматических комплексов, приуроченных к разному типу островодужных структур, можно отнести модели, описывающие последовательную смену толеитового магматизма известково-щелочным (рис. 1) [Богатиков, Цветков, 1988]. Несмотря на более чем 25-летнюю историю эти модели не потеряли своей актуальности и сегодня широко применяются для восстановления магматической эволюции островных дуг Палеоазиатского, Уральского, Монголо-Охотского и других палеоокеанов, включающих фрагменты как юных, так и развитых островных дуг.

В частности, было показано, что в энсиматических примитивных вулканических дугах в результате адиабатического перехода амфиболизированных базитов и отчасти ультрабазитов субдуцируемой океанической плиты в кварцевые эклогиты на глубинах 60—70 км высвобождается до 5 % воды, которая поднимаясь вверх вызывает ее частичное плавление и появление инициальных толеитовых магм с очень низким содержанием РЗЭ (меньше, чем в N-MORB). Повторное проплавление океанической плиты приводит к появлению более деплетированных марианит-бонинитовых расплавов. При высоком содержании воды температура бонинитового расплава достигает 1500 °С, что требует особых условий для его генезиса и реализуется только в горячем мантийном клине энсиматических островных дуг [Boninites, 1989].

Появление известково-щелочного магматизма в энсиматических зрелых дугах в рамках модели [Богатиков, Цветков, 1988] связано с дегитратацией серпентина на глубинах около 100 км, в результате чего кварцевые эклогиты верхней части субдуцируемой плиты испытывают плавление с образованием кислых (дацитовых и риодацитовых) расплавов. Эти расплавы, поднимаясь в перцолитовый слой мантийного клина, в свою очередь, вызывают выплавление андезитовых и андезибазальтовых магм, исходных для известково-щелочного фронта зрелых дуг. В это же время в периферических очагах происходит внедрение и кристаллизация известково-щелочных плутонических пород [Богатиков, Цветков, 1988]. Относительно редкими, но характерными членами островодужной ассоциации, приуроченной к энсиматическим дугам, являются адакитовая и шошонит-латитовая серии. Наиболее своеобразные адакиты объединяют средние и кислые порфиоровые вулканические породы. По химическому составу адакиты отвечают андезитам, дацитам и риолитам натрового ряда с высокой магниальностью и повышенными концентрациями Sr и Ni, Sr и сильнофракционированными спектрами распределения РЗЭ  $((La/Yb)_N > 10)$  [Martin et al., 2005; Богатиков и др., 2010].

Существенно уточнить и расширить ранние петролого-геохимические модели, объясняющие особенности субдукционного магматизма с использованием современных экспериментальных данных, удалось Н.Л. Добрецову [Добрецов и др., 2001, 2012, 2015; Добрецов, 2010а]. В частности, установлена секториальность зон субдукции (рис. 2, а). В верхней части погружающейся океанической плиты, над-субдукционной мантии и литосфере выделено пять секторов (1—5, см. рис. 2, а). Им соответствуют три типа вулканизма: бонинит-толеитовый (I), известково-щелочной, преимущественно андезитовый (II), щелочно-базальтовый, часто шошонит-латитовый (III) (см. рис. 2, а). Положение границ секторов и вулканических зон зависит от температурного режима субдуцирующей плиты и угла наклона слэба. На определенной глубине вещество слэбов обезвоживается и плавится с «впрыскиванием» расплава и летучих компонентов в надсубдукционный мантийный клин, что также вызывает его частичное плавление.

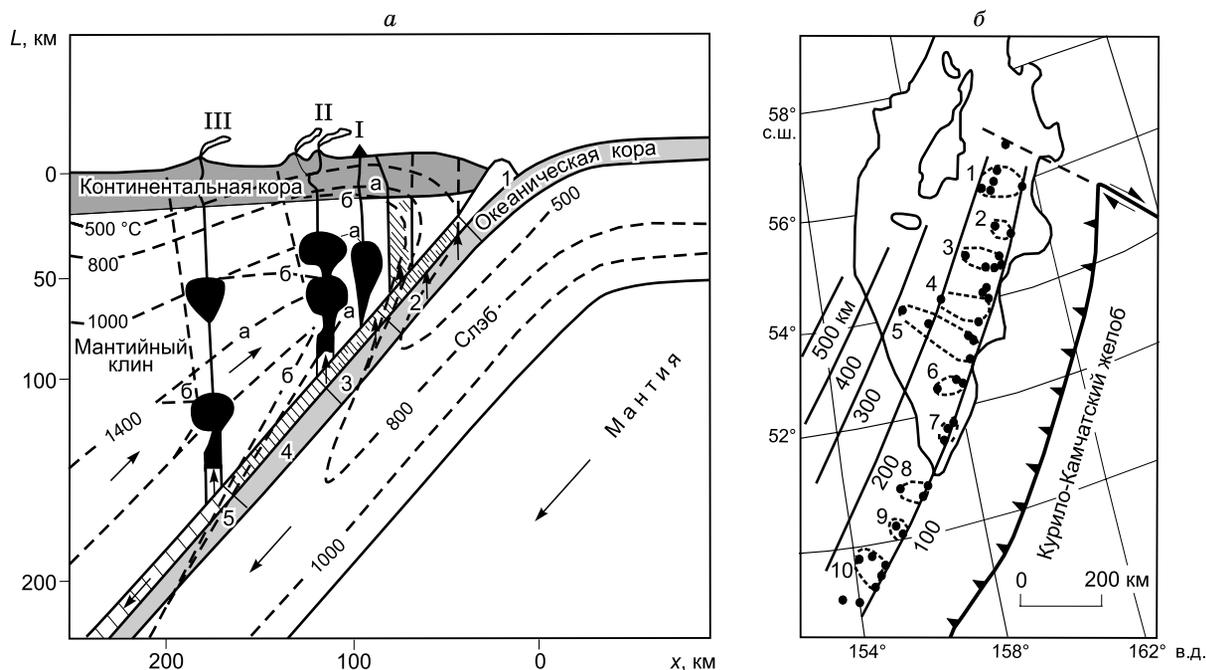


**Рис. 1. Схема магматической эволюции островных дуг [Богатиков, Цветков, 1988].**

*a* — юная стадия энсиматической дуги; *b* — зрелая стадия энсиалической дуги.

1 — океаническая кора; 2 — гарцбургитовая (деплетированная) мантия, переходящая на глубине в лерцолитовую (недеплетированную); 3 — область дегитратации субдущимруемой океанической коры; 4 — магматические расплавы и породы толеитовой серии; 5 — магматические очаги толеитовой серии; 6 — осадочные образования в составе аккреционной призмы; 7 — кварцевый эклогит и область его частичного плавления; 8 — магматические расплавы и породы известково-щелочной серии; 9 — магматические очаги известково-щелочной серии; 10 — преобразованная магматическими и метасоматическими процессами океаническая кора в фундаменте островной дуги; 11 — «гранитно-метаморфический» слой земной коры островной дуги; 12 — основное «тело» островной дуги, сложенное породами толеитовой и известково-щелочной магматических серий; 13 — магматические расплавы марианит-бонинитовой ассоциации; 14 — подводные каналы вулканов различного состава; 15 — область генерации калиево-натриевых субщелочных магм; 16 — породы шошонитовой серии; 17 — известково-щелочные плутонические породы ряда диорит—гранит; 18 — направление сноса терригенного детрита и его субдукция под островную дугу.

ние, вариации состава расплава, внедрение магмы в верхние горизонты литосферы и в итоге соответствующий островодужный вулканизм. Многоуровневая система миграции флюидов и расплавов над погружающимся слэбом контролирует не только появление, но и строение вулканических дуг. Как показано на примере Курило-Камчатской дуги, вулканы группируются во взаимосвязанные ареалы, располагающиеся в основном между изолиниями зоны Бенъофа 100 и 200 км и через ~ 100 км между ареалами (см. рис. 2, б). Среди продуктов извержений преобладают андезиты (около 65 % всего объема извержений), а базальты и породы кислого состава присутствуют в равных долях [Богатиков и др., 2010]. Андезитовые расплавы в зонах субдукции по сравнению с исходными базальтами обогащены La в 9—10 раз, Cs, Rb, Ba, U, Th, K, Sr, Zr, Hf — в 2—4 раза, умеренно обогащены или не обогащены Nb, Nd, Ti, Sm, Eu, заметно обеднены тяжелыми лантаноидами от Dy до Lu. Поведение многих других элементов (U, Nb, Ti, Sr, Eu) сильно зависит от окислительных условий, прежде всего, от доли H<sub>2</sub>O и CO<sub>2</sub>



**Рис. 2. Общие особенности зон субдукции и субдукционного магматизма [Добрецов, 2010а].**

*a* — обобщенный разрез зоны субдукции, где показана ее секториальность по глубине (1—5) и три типа вулканизма (I — толеит-бонинитовый, бонинитовый, II — андезитовый, андезит-дацит-риолитовый, андезит-базальтовый, III — трахиандезит-трахибазальтовый, шохонитовый, в задуговых бассейнах толеитовый), распределение температур в начальной (800а, 1000а, 1400а) и завершающей (800б, 1000б, 1400б) стадиях субдукции, *б* — главные вулканы Курило-Камчатской дуги, их группировка по ареалам (1—10), прямые линии с цифрами от 100 до 500 км — глубина залегания сейсмофокальной плоскости.

во флюиде. Значение имеют также гидротермальные изменения лав [Martin et al., 2005]. Немаловажную роль в эволюции субдукционных магм играют процессы задугового спрединга [Мартынов и др., 2015].

Таким образом, современные зоны субдукции характеризуются известково-щелочной серией вулканических пород от базальтов до риолитов, с преобладанием андезитов, при широких вариациях кремнекислотности, щелочности и железистости. В большинстве своем это низкотитанистые, низко- и умеренно щелочные и высокоглиноземистые породы. Обнаружение подобных магматических комплексов среди складчато-покровных сооружений является ключом к восстановлению геодинамической истории и структурного плана активных окраин прошлого.

### ОСОБЕННОСТИ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО И РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОГО СУБДУКЦИОННОГО МАГМАТИЗМА СИБИРСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ

Процессы субдукции и связанный с ними магматизм на неопротерозойской и раннепалеозойской активных окраинах Сибирского палеоконтинента связан, прежде всего, с эволюцией Палеоазиатского океана (ПАО) [Добрецов, 2003]. Большинство исследователей считают, что ПАО образовался при распаде Родинии, однако время этого события, механизмы и ранняя (неопротерозойская) тектоническая история до сих пор противоречивы [Добрецов, 2003, 2010б; Гордиенко, 2006; Метелкин и др., 2007; Li et al., 2008; Хераскова и др., 2010]. Известно, что суперконтинент Родиния возник при коллизии древних континентальных массивов в результате гренвилльской орогении около 1100—950 млн лет назад. В рамках современных представлений, подкрепленных палеомагнитными данными, Сибирский кратон своей южной границей был обращен к северу Лаврентии, которая, в свою очередь, формировала ядро суперконтинента. В такой конфигурации Сибирь образовывала некое подобие гигантского полуострова на северо-востоке (в древних координатах) Родинии [Метелкин и др., 2007; Li et al., 2008; Pisarevsky et al., 2008]. В результате все раннеопротерозойские континентальные окраины Сибири, за исключением юга, эволюционировали в обстановке развитого шельфа [Pisarevsky, Natapov, 2003; Pisarevsky et al., 2008]. Распад Родинии и раскрытие ПАО в неопротерозое—раннем палеозое контролировались крупными плюмами [Maguaya et al., 2014; Кузьмин, Ярмолюк, 2014]. К комплексам, отвечающим инициальной стадии рифтогенеза с последующим заложением океанического бассейна на юге Сибири, кото-

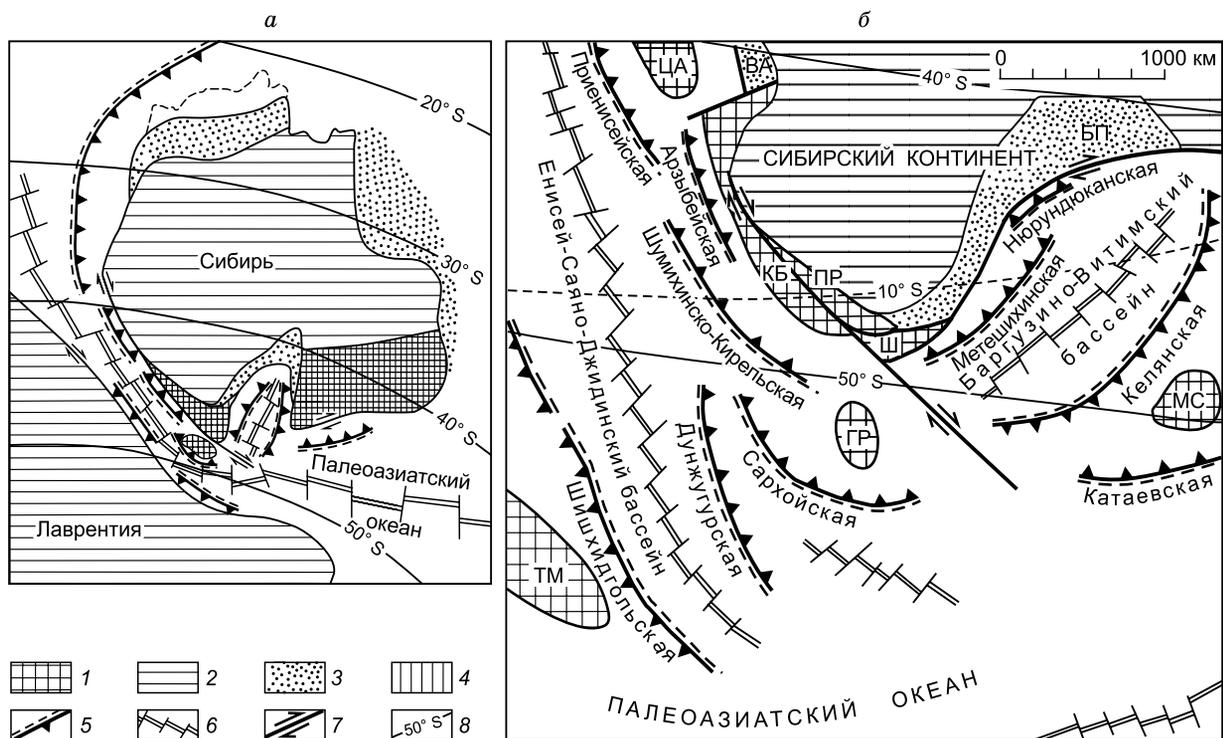
рый мы отождествляем с ПАО, можно отнести дайки и sillы субщелочных базальтов с возрастом 1000—950 млн лет, прорывающие осадочную последовательность Учуро-Майского региона [Rainbird et al., 1998; Khudoley et al., 2001; Павлов и др., 2002]. Соответственно, зарождающийся в самом начале неопротерозоя ПАО должен был находиться на крайнем юго-востоке (в современных координатах) Сибирского кратона. При этом постепенное омоложение рифтогенного магматизма вдоль южной окраины Сибири с востока на запад, по имеющимся изотопным данным, намечается довольно четко [Ярмолюк, Коваленко, 2001; Ярмолюк и др., 2005; Pisarevsky et al., 2008]. Из них наиболее молодыми (750 млн лет и моложе) представляются продукты внутриплитного щелочного магматизма в Присяянье и Байкальском регионе [Ярмолюк и др., 2005; Гладкочуб и др., 2007; Gladkochub et al., 2010]. По совокупности геохронологических и палеомагнитных данных предполагается, что процесс дезинтеграции вдоль южной окраины Сибири проходил в течение указанных двухсот миллионов лет на фоне сдвига, обусловленного вращением кратона [Метелкин и др., 2012]. Однако наличие узкого бассейна типа Красного моря, вытянутого от Учуро-Майской до Байкальской окраин, реконструируется уже в самом начале неопротерозоя [Метелкин и др., 2012]. К рубежу 850—800 млн лет разрастающийся с востока ПАО мог достичь существенных размеров и появление зон субдукции и связанных с ними преимущественно энсиматических островных вполне закономерно. Тем не менее не исключено, что древнейшие (ранне-неопротерозойские) островодужные ассоциации, включенные в состав аккреционно-коллизонных структур ЦАСП, формировались за пределами ПАО и сопряжены с отдельными кратонными блоками (микроконтинентами), расположенными в других бассейнах, окружающих Сибирский кратон [Ярмолюк и др., 2006; Хераскова и др., 2010; Кузьмичев, Ларионов, 2013], а следовательно, могут быть отнесены к активной окраине ПАО лишь условно.

На более зрелой стадии развития ПАО достоверно фиксируются два островодужных этапа, завершившихся аккрецией и орогенезом с преобразованием и приростом юго-западной континентальной окраины Сибири в позднем неопротерозое (начале эдиакария) и позднем кембрии—раннем ордовике [Dobretsov et al., 2003; Добрецов и др., 2005, 2013; Гордиенко, 2006; Хераскова и др., 2010]. В составе палеоостроводужных комплексов обоих этапов выделяют магматические ассоциации, соответствующие как энсиматическим, так и энсиалическим дугам, задуговым и преддуговым бассейнам. Среди структур аккреционного клина широко представлены продукты магматизма разнообразных геодинамических обстановок, прежде всего, реликты океанической коры и вулканических островов [Добрецов и др., 2004; Гордиенко, 2006].

Далее мы подробнее остановимся только на некоторых неопротерозойских и венд-раннепалеозойских островодужных системах Восточного Саяна, Забайкалья и Монголии, которые имеют принципиально важное значение для восстановления эволюции Сибирской активной окраины ПАО.

**Неопротерозойская активная окраина.** Среди неопротерозойских островодужных систем юго-западного складчатого обрамления Сибирского кратона в разной степени изученными являются Дунжугурская (1050—850 млн лет), Арзыбейская (1100—800 млн лет), Шишихидгольская (820—775 млн лет), Сархойская (805—770 млн лет), Приенисейская (697—637 млн лет), Шумихинско-Кирельская (687 млн лет) в Восточном Саяне [Верниковский и др., 1999, 2001; Федотова, Хаин, 2002; Кузьмичев, 2004; Туркина и др., 2007; Кузьмичев, Ларионов, 2011, 2013; Изох и др., 2012] и Нюрундюканская (1050—1035 млн лет), Келянская (950—790 млн лет), Метешихинская (840—810 млн лет), Катаевская (890—830 млн лет) в Забайкалье [Рыцк и др., 2001, 2007; Гордиенко и др., 2009; Орсов и др., 2015]. Палеомагнитные данные по ним в основном отсутствуют. Исключением является Приенисейская дуга, положение которой вблизи современной Саяно-Енисейской окраины кратона зафиксировано для рубежа 640 млн лет, непосредственно перед этапом аккреции [Метелкин и др., 2004]. Проблема идентификации и соотношения с активной окраиной ПАО остальных дуг, особенно древнейших, обсуждалась выше. Тем не менее близость петролого-геохимических характеристик и возраста надсубдукционного магматизма является важной предпосылкой для реконструкции названных дуг в составе единой неопротерозойской активной окраины, которая в ходе длительной эволюции могла претерпеть многократную структурную перестройку и опосредованно связана с эволюцией ПАО. Для реконструкции мы выбрали интервал 850—800 млн лет, когда надсубдукционный магматизм, судя по приведенным возрастным оценкам, проявлен в подавляющем большинстве дуг. Структура ПАО в это время, согласно современным палеотектоническим схемам, может быть представлена в виде узкого спредингового бассейна между южной (в современных координатах) окраиной Сибири и северной (в современных координатах) окраиной Лаврентии [Хераскова и др., 2010; Метелкин и др., 2012]. Здесь в значительной степени условно мы располагаем перечисленные островные дуги и связанные с ними бассейны (рис. 3).

В ряде моделей вблизи окраинно-континентальной области Лаврентии или непосредственно в ее составе находятся арктические террейны, формировавшие до раскола Родинии единый массив — Арктиду [Li et al., 2008; Верниковский и др., 2013; Metelkin et al., 2015]. Это обстоятельство и факты присутствия в аккреционном поясе Центрального Таймыра аналогичных магматических ассоциаций над-



**Рис. 3. Палеогеодинамическая реконструкция неопротерозойской активной окраины Сибирского континента для 850—800 млн лет.**

*a* — глобальная реконструкция, по [Метелкин и др., 2012], *б* — региональная реконструкция, по [Гордиенко, 2006] с изменениями и дополнениями. 1 — выступы Сибирского кратона и кратонные террейны (ГР — Гарганский, КБ — Канско-Бирюсинский, МС — Муйский, ПР — Протеросаянский, ТМ — Тувино-Монгольский, ЦА — Центрально-Ангарский, ЦМ — Центрально-Монгольский, Ш — Шарыжалгайский); 2 — платформенный комплекс континентов; 3 — окраинно-континентальные осадочные бассейны (БП — Байкало-Патомский, ВА — Восточно-Ангарский); 4 — неопротерозойский аккреционный ороген; 5 — островные дуги с указанием ориентировки зоны субдукции (треугольники) и положения аккреционного клина (штриховая линия); 6 — предполагаемые зоны спрединга, включая задуговые; 7 — крупные сдвиги; 8 — палеошироты (прерывистой линией показаны палеошироты для 750—700 млн л.н.). Масштаб дан для Сибирского кратона, островные дуги, спрединговые зоны и микроконтиненты показаны вне масштаба.

субдукционного генезиса, древнейшие из которых формировались на северо-западной периферии Сибири 960 млн л.н. [Верниковский и др., 2011] и также завершили свое активное развитие на уровне 600 млн лет [Vernikovskiy, Vernikovskaya, 2001], дают основание допустить, что реконструированная активная окраина простиралась вплоть до Таймыра. В пользу такого предположения свидетельствуют новые палеомагнитные и геохронологические данные, указывающие на наличие обширного океанского бассейна между Центрально-Ангарским террейном и Сибирью [Верниковский и др., 2016].

Таким образом, мы полагаем возможным, что вся Сибирская окраина ПАО уже на ранней стадии его развития характеризовалась дискретным по времени субдукционным магматизмом и была обрамлена системой разнообразных по типу магматизма островных дуг (см. рис. 3).

Одной из наиболее примечательных является Дунжугурская островная дуга, магматические ассоциации которой обнаружены на юго-востоке Восточного Саяна в верховьях р. Ока. Геохимические свойства дунжугурских надсубдукционных комплексов отвечают энсиматическому типу дуг [Склярков и др., 1988]. Характерен толеитовый и известково-щелочной островодужный тренд дифференциации. Вулканогенный комплекс представлен крайне низкотитанистыми и низкожелезистыми андезитами и андезибазальтами с повышенным содержанием MgO и Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Среди них выделяются типичные бониниты и марианиты. В распределении РЗЭ отмечается характерная отрицательная аномалия по Ta, Nb и Ti. Во фронтальной части дуги формировались кислые вулканокластические породы. Дунжугурская дуга может рассматриваться как одна из наиболее древних в неопротерозойской активной окраине. Возраст магматизма по результатам U-Pb датирования оценивается в 1010 ± 10 млн лет, а Pb-Pb — 1020 ± 0.7 млн лет [Khain et al., 2002]. Детритовые цирконы в вулканогенно-осадочном надсубдукционном комплексе имеют возраст от 1048 ± 12 до 844 ± 8 млн лет [Кузьмичев, Ларионов, 2013]. Возможно, дуга функцио-

нировала еще до распада Родинии [Кузьмичев, 2004], за пределами ПАО, что в определенной степени сближает ее с древнейшими дугами Таймыра [Верниковский и др., 2011].

Еще более древний или аналогичный возраст магматизма установлен для Арзыбейской островной дуги, расположенной на северо-западе Восточного Саяна. С этой дугой в верховьях р. Мана сопоставляют Аргыджегский пироксенит-анортозит-габбровый массив, U-Pb возраст которого составляет ~ 1100 млн лет. Ассоциируемые с дугой плагиограниты по тем же данным имеют возраст  $1017 \pm 47$  млн лет, а трондземиты —  $800 \pm 6$  млн лет [Туркина и др., 2007; Изох и др., 2012]. Все указанные породы обладают надсубдукционными геохимическими характеристиками, в том числе низкими концентрациями некоррегентных элементов Ti, K, Zr. В распределении РЗЭ наблюдается слабая обогащенность легкими элементами, положительный европиевый минимум, проявленный также в ультраосновных дифференциатах. Установлен резкий минимум по Ta, Nb, Zr и Hf. Изотопные характеристики  $\epsilon_{Nd} = 4-6$  при низких значениях  $^{86}Sr/^{87}Sr < 0.7004$  сближают указанный комплекс пород с современными вулканическими дугами энсиматического типа.

В Северном Прибайкалье к числу наиболее древних вулканических дуг неопротерозойской активной окраины может быть отнесена Нюрундюканская дуга. Магматические породы предположительно островодужного происхождения в бассейне р. Нюрундюкан представлены гранулитами, амфиболитами, ортосланцами и метагаббро с U-Pb и Sm-Nd возрастом  $1050 \pm 160$  и  $1035 \pm 92$  млн лет соответственно [Неймарк и др., 1991; Рыцк и др., 2007]. Мы предполагаем, что названная дуга могла быть связана с Баргузино-Витимским спрединговым бассейном, реконструируемом на основе находок офиолитов раннеопротерозойского возраста [Гордиенко и др., 2009].

Среди относительно более молодых энсиматических дуг, достоверность соотнесения которых с неопротерозойской активной окраиной ПАО несколько выше, наиболее крупной и хорошо изученной является Келянская островная дуга. Ее фрагменты в виде тектонических линз прослеживаются из Восточного Прибайкалья через Витимское плоскогорье в бассейн р. Муя. На реконструкции дуга занимает юго-восточный борт Баргузино-Витимского спредингового бассейна и обрамляет Муйский кратонный террейн (см. рис. 3). Состав островодужного комплекса изменчивый. На западе, в районе р. Турка, распространены риолиты и их туфы с возрастом цирконов  $820 \pm 7$  млн лет (неопубликованные данные авторов). Восточнее обнаружены послонные тела метабазальтов и метагаббро, метаморфизованных до амфиболитов, высокомагнезиальные ( $MgO = 9.74-18.57$  мас. %) метабазальты и метаандезитобазальты, часто превращенные в ортосланцы, линзобразные тела и пластины серпентинитов. По соотношению  $(FeO_{общ} + TiO_2) - (Al_2O_3 + MgO)$  высокомагнезиальные метабазальты соответствуют коматиит-толеитовой ассоциации, а по соотношению  $TiO_2 - K_2O$  — базальтам островных дуг. В то же время по содержанию РЗЭ данные породы полностью аналогичны бонинитам дуги Тонга. Абсолютный U-Pb изотопный возраст цирконов из метаандезитобазальтов составляет  $953 \pm 21$  млн лет [Доронина и др., 2013]. В северной части Витимского плоскогорья в бассейне р. Усой в состав островодужного комплекса наряду с андезитобазальтами вновь включены риолиты, цирконы которых формировались  $837 \pm 11$  и  $789 \pm 8$  млн л.н. [Гордиенко и др., 2009; Руженцев и др., 2012]. Наиболее полный разрез келянского островодужного комплекса известен в бассейне р. Муя. В основании находятся крупные тектонические пластины и клинья надсубдукционных офиолитов. По сейсмологическим данным предполагается общий наклон древней сейсмофокальной зоны под Муйский кратонный террейн [Булгатов и др., 2004]. Собственно островодужный комплекс включает туфы и лавы риолитов, плагиориолитов, андезитобазальтов и базальтов известково-щелочной серии с возрастом  $830-740$  млн лет, которые перекрывают бонинитовую ассоциацию, образовавшуюся около 950 млн л.н., а аккреционную стадию маркируют гранитоиды муйского комплекса, сформированные в интервале  $786-735$  млн л.н., и эклгиты с возрастом  $653 \pm 21$  млн лет [Шацкий и др., 1996; Изох и др., 1998; Рыцк и др., 2001, 2007].

Весьма примечательной является Шишхидгольская островная дуга, ее фрагменты распространены на территории Монголии. Эволюция дуги в рамках модели [Кузьмичев, 2004] связывается с Тувино-Монгольским микроконтинентом, расположенным вдали от Сибирской окраины (см. рис. 3). В Западном Прихубсугулье выявлен практически полный офиолитовый разрез и характерный вулканический комплекс этой дуги [Kuzmichev et al., 2005]. В целом им свойствен толеитовый и известково-щелочной тренд дифференциации, отрицательная аномалия по Nb, Ta, Ti и обогащение Ba, Sr, Pb, иногда  $K_2O$ . Однако по содержанию РЗЭ можно выделить вулканисты, обогащенные легкими элементами  $((La/Yb)_N = 4-11)$  и, напротив, обедненные  $((La/Yb)_N = 1-3)$ . Происхождение последних связывается с плюмовым источником [Кузьмичев, 2004]. Полученные возрасты цирконов в породах Окинской аккреционной призмы, территориально и генетически связанной с Шишхидгольской дугой, указывают на вероятную активную магматическую стадию дуги в интервале от  $819 \pm 17$  до  $775 \pm 8$  млн л.н. [Кузьмичев, Ларионов, 2011, 2013].

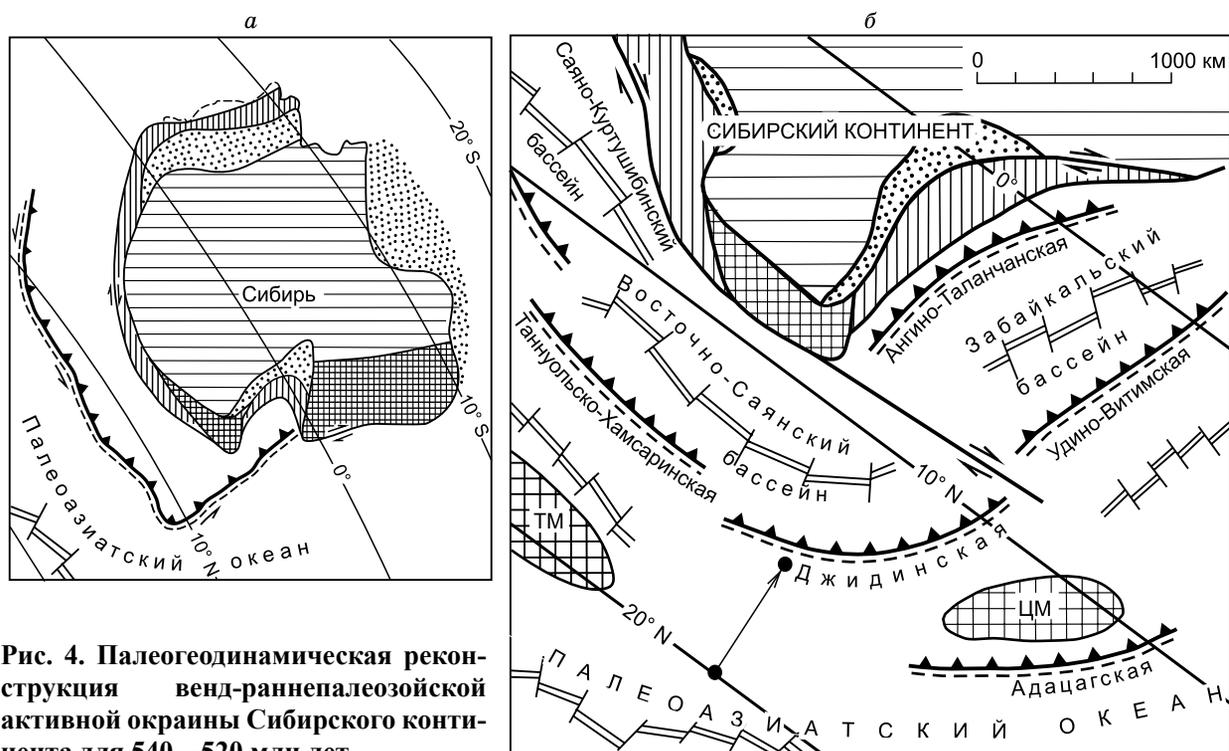
Ярким представителем энсиматических дуг на неопротерозойской активной окраине ПАО может быть Сархойская дуга. Ее тектонотип находится в юго-восточной части Восточного Саяна, в бассейне

р. Сархой. Надсубдукционный вулканический комплекс этой дуги отличается известково-щелочной спецификой магматизма. Сархойские вулканиды образуют непрерывный ряд от базальтов, андезитов до дацитов и риолитов с большим объемом игнимбритов и кислых кластолов. Комагматичный интрузивный магматизм представлен сумсунурским гранодиорит-тоналит-трондьемитовым комплексом. В целом это умеренно- и низкокальциевые породы с типичным распределением РЗЭ, в том числе отчетливой отрицательной аномалией по Ta, Nb, Ti. Особенностью этих пород является не характерный для островодужного магматизма минимум по Sr. По результатам U-Pb датирования возраст островодужной серии составляет  $782 \pm 7$  млн лет [Кузьмичев, 2004; Кузьмичев, Ларионов, 2011].

К числу энсиалических дуг неопротерозоя должна быть отнесена Катаевская дуга [Гордиенко, 2006]. До недавнего времени возраст магматизма, связанного с этой дугой, предполагался вендско-кембрийским. В результате U-Pb исследований цирконов (SHRIMP-II, по 8 точкам) из андезибазальтов стратотипического разреза катаевской свиты по р. Унго в Центральном Забайкалье получены возрасты от  $832 \pm 12$  до  $893 \pm 13$  млн лет (неопубликованные данные авторов). В целом катаевская ассоциация представлена метабазами и метаандезибазами с небольшими прослоями хлорит-эпидот-серицитовых сланцев, прорванных дайками и небольшими телами габбро, габбро-долеритов и гранитов. По геохимическому составу базальты и андезибазальты относятся к калинатровой высокоглиноземистой серии. Содержание компонентов в них варьирует в следующих пределах:  $\text{SiO}_2 = 49.0\text{—}57.10$ ,  $\text{TiO}_2 = 1.01\text{—}2.38$ ,  $\text{FeO}^* = 4.48\text{—}10.02$ ,  $\text{MgO} = 2.70\text{—}7.71$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5 = 0.37\text{—}0.78$  мас. %; Cr = 77—220, Ni = 27—100, Co = 33—62 г/т. В содержании ряда наиболее подвижных элементов наблюдается значительный разброс: Rb = 9—48, Ba = 300—1080, Sr = 770—1430 г/т;  $\text{K}_2\text{O} = 0.58\text{—}2.64$  мас. %, что, вероятно, обусловлено зеленосланцевым метаморфизмом. Содержание наименее подвижных высокозарядных и редкоземельных элементов более стабильное (г/т): Zr = 170—240, Nb = 8—12, La = 25—41, Ce = 50—79, Yb = 2.1—2.8, Y = 21—25. По этим параметрам катаевские вулканиды соответствуют современному магматизму развитых островных дуг.

Таким образом, неопротерозойская активная окраина характеризуется длительным и разнообразным магматизмом. Цепочка островных дуг могла опоясывать всю западную окраину Сибирского палеоконтинента уже на ранней стадии развития ПАО. В составе островодужной системы отмечаются как типичные энсиалические дуги, которые должны быть выдвинуты от континентальной окраины в океан, так и развитые энсиалические. Поскольку краевая часть кратона эволюционировала в режиме спокойного континентального шельфа, на что указывают мощные неопротерозойские осадочные серии, развитые практически повсеместно [Pisarevsky, Natapov, 2003; Верниковский и др., 2009; Хераскова и др., 2010], следует предполагать, что положение энсиалических дуг в основном приурочено к кратонным террейнам и микроконтинентам, наподобие Муйского, Гарганского, Тувино-Монгольского. Обособление таких террейнов могло произойти в момент распада Родинии и к моменту формирования островных дуг они находились «внутри» океана. Вероятно, неопротерозойская активная окраина неоднократно перестраивалась. Очевидно, с этим связана дискретность охарактеризованного островодужного магматизма. Причиной таких перестроек могло быть столкновение отдельных фрагментов системы с упомянутыми террейнами кратонного типа и/или крупными внутриокеаническими поднятиями (гайотами). Событие, завершающее этап эволюции неопротерозойской активной окраины, которое привело к повсеместной аккреции островных дуг, формированию орогенических систем в обрамлении кратона, т. е. росту континентальной окраины Сибири, произошло непосредственно перед вендом [Гордиенко, 2006; Добрецов, 2011; Добрецов и др., 2013]. Под вендом мы понимаем верхний отдел эдиакарской системы от ~ 600 млн лет, как предлагается в [Гражданкин, Маслов, 2015]. Однако уже в позднем венде ~ 570 млн л.н. [Гражданкин, Маслов, 2015] после глобального лапландского (варангерского) оледенения, маркирующего, на наш взгляд, тектонически спокойный этап, островодужный магматизм на Сибирской окраине ПАО возобновился.

**Венд-раннепалеозойская активная окраина.** Более трети всей территории Алтае-Саяно-Байкальского орогена ЦАСП занимают островодужные ассоциации, включающие образования собственно магматических дуг, аккреционных призм, преддуговых и задуговых бассейнов. К числу наиболее хорошо изученных, в том числе палеомагнитным методом, относятся фрагменты венд-раннепалеозойских островодужных комплексов Кузнецкого Алатау, Горного Алтая и Западного Саяна [Добрецов и др., 2005, 2013; Буслов и др., 2013; Метелкин, 2013]. Степень сохранности этих дуг уникальна. В большинстве случаев на основе имеющихся петролого-геохимических данных можно уверенно диагностировать не только тип магматизма, но и реставрировать фронтальные и тыловые части островодужной системы [Добрецов и др., 2005]. Плотная сеть палеомагнитных определений позволяет уверенно реконструировать архитектуру венд-раннепалеозойской активной окраины, напоминающей современное строение Зондской островодужной системы [Метелкин, 2013]. Анализ данных доказывает, что фрагменты островных дуг юго-западного обрамления Сибири формировали единую систему, которая, так же как в неопротерозое, огибала современную западную окраину кратона (рис. 4). Большинство островных дуг



**Рис. 4. Палеогеодинамическая реконструкция венд-раннепалеозойской активной окраины Сибирского континента для 540—520 млн лет.**

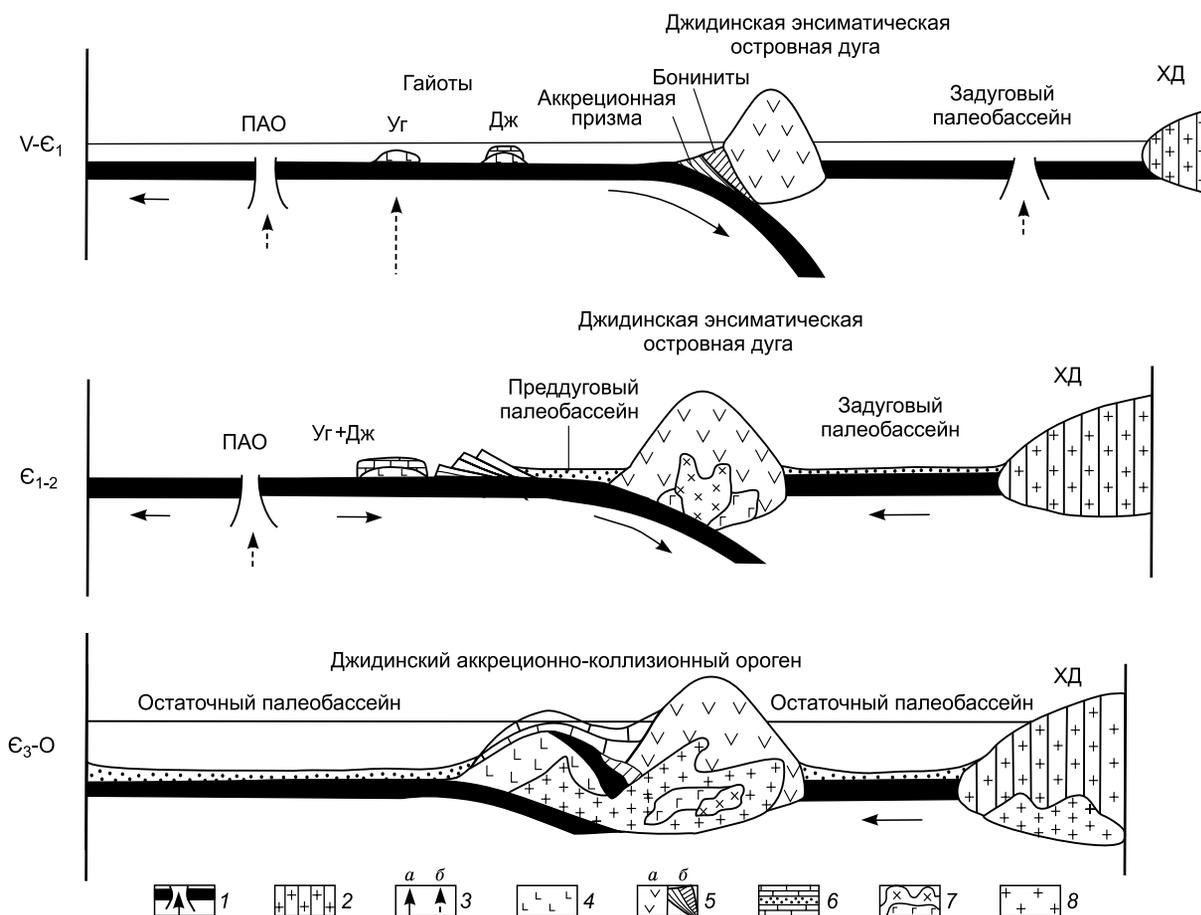
*a* — глобальная реконструкция, по [Метелкин, 2013], *б* — региональная реконструкция, по [Гордиенко, 2006] с изменениями и дополнениями. Усл. обозн. см. на рис. 3. Темными точками со стрелкой показано положение и направление движения Дзидотского симаунта на океанической плите в зону субдукции Дзидинской островной дуги, по палеомагнитным данным [Гордиенко, Михальцов, 2001].

заложились в интервале 570—540 млн лет: Северо-Саянская (560—540 млн лет), Таннуольско-Хамсаринская (570 млн лет); Хантайширская (570 млн лет), Озерная (545 млн лет), Дзидинская (560—540 млн лет), Ангино-Таланчанская (500 млн лет), Удино-Витимская (545 млн лет) [Гордиенко, 2006; Ярмолюк и др., 2006; Руднев и др., 2013; Гладкочуб и др., 2014]. Отличительной особенностью раннего этапа эволюции активной окраины является присутствие бонинитовых вулканических серий и в целом толеитовая специфика магматизма, связанная с юными энсиматическими системами [Добрецов и др., 2005]. Смена магматизма на известково-щелочной калий-натровый, свойственный развитым дугам, отмечается в середине кембрия. Не везде вулканические ассоциации раннего и позднего этапов разделены пространственно. Часто они наследуют друг друга, перемежаясь с турбидит-олистостромовыми комплексами. Довольно широко проявлен магматизм, связанный с формированием задуговых бассейнов [Добрецов и др., 2005]. В основании островодужных комплексов отмечают присутствие фрагментов океанических поднятий (симаунтов) [Добрецов и др., 2004; Сафонова и др., 2008, 2011].

На территории Забайкалья и Монголии выделяются Дзидинская, Удино-Витимская, Ангино-Таланчанская и Адацгская дуги, которые, по нашему мнению, составляли основу Саяно-Байкальской ветви венд-раннепалеозойской островодужной системы ПАО (см. рис. 4).

Наиболее изученной и типичной является Дзидинская дуга, фрагменты которой распространены в бассейнах рек Дзида на юго-западе Забайкальской области и Ури-Гол и Эйгин-Гол на севере Монголии. На основе геолого-геохимического анализа показано, что здесь пространственно совмещены магматические ассоциации энсиматической островной дуги, симаунтов (Уригольский и Дзидотский), преддуговых и задуговых бассейнов и характерный аккреционно-коллизийный комплекс [Гордиенко и др., 2007; Симонов и др., 2014]. На основе этих данных предлагается обобщенная модель развития Дзидинской островодужной системы (рис. 5).

Венд-раннекембрийский этап соответствует активной спрединговой стадии ПАО и заложению энсиматической островной дуги с обширным задуговым бассейном. Типичные N-MORB офиолитовой ассоциации соответствующего возраста в виде тектонических линз присутствуют в составе аккреционной призмы и в основании симаунтов. Сами поднятия были образованы над поздневендской горячей точкой в виде серии щитовых вулканов и сложены базальтами субщелочной серии, которые петрохими-



**Рис. 5. Модель геодинамического развития Джидинской островодужной системы в венде—раннем палеозое.**

1 — океаническая кора ПАО и задугового бассейна со спрединговыми зонами; 2 — континентальная кора Хамар-Дабанского микроконтинента (ХД); 3 — потоки магм и флюидов в спрединговых зонах и «горячих точках» (а) и направления движения океанических и континентальных плит (б); 4 — симаунты: Дж — Джидотский, Уг — Уригольский; 5 — Джидинская энсиматическая островная дуга: а — вулканиты, б — аккреционная призма с бонинитами; б — осадочные карбонатно-терригенные отложения симаунтов, преддугового и задугового палеобассейнов; 7 — островодужные габброиды и гранитоиды; 8 — коллизионные гранитоиды.

чески не отличаются от платобазальтов поднятия Онтонг-Джава [Симонов и др., 2014]. Формирования надсубдукционной серии островной дуги фиксируются комплексом низкотитанистых примитивных толеитов. Они сменяются бонинитами с петрохимическими характеристиками бонинитов Идзу-Бонинской дуги [Симонов и др., 2014] и возрастом по U-Pb = 542.1 ± 4.2 млн лет [Tomurhuu et al., 2007]. Тем не менее начало субдукции в пределах дуги можно отнести к уровню 570—560 млн л.н. [Гордиенко и др., 2015]. Об этом свидетельствуют возрастные оценки габброидов и тоналиты, которые, согласно модели [Добрецов и др., 2012], могли кристаллизоваться в разноуровневых периферических очагах над субдицирующим слэбом.

Переход островной дуги от юной к зрелой стадии на рубеже раннего и среднего кембрия маркируется массовым появлением продуктов андезит-риолитового магматизма. В преддуговом бассейне наряду с рифовыми известняками с фауной археоциат, окружавшими вулканы, формировалась мощная толща псаммитовых тефротурбидитов. Одновременно происходит закономерная эволюция составов вещественных комплексов симаунтов, указывающих на их рост и миграцию океанической плиты [Гордиенко и др., 2007]. Получены и палеомагнитные доказательства перемещения Джидотского симаунта. Палеоширота для подушечных лав N-MORB состава в основании симаунта и ранних субщелочных лав OIB типа ~ 20° с.ш., а для поздних базальтов с признаками субаэральных излияний ~ 15.6° с.ш. [Гордиенко, Михальцов, 2001]. На этом же этапе из периферических очагов внедрились многочисленные интрузивные тела габбро, диоритов, кварцевых диоритов и плагиогранитов, их возраст по результатам U-Pb датирования составляет 506—504 млн лет [Гордиенко и др., 2006, 2007].

На завершающем этапе в позднем кембрии—начале ордовика формируется крупная вулканическая постройка (см. рис. 5), сложенная в основном шлейфами вулканокластитов, резко возрастают масштабы андезитового вулканизма. Обломочный материал активно перемещается турбидитовыми потоками, заполняя остаточные бассейны как во фронте, так и в тылу островодужной системы. Бывшие симаунты заклинивают первичную зону субдукции, что приводит к сучиванию, утолщению коры, внедрению коллизионных гранитов плагиогранит-тоналитовой серии [Гордиенко и др., 2012] и в итоге к трансформации островодужной системы в аккреционный ороген.

Таким образом, на примере Джидинской островной дуги можно проследить все основные этапы эволюции субдукционного магматизма от примитивного бонинитового до развитого андезитового.

Другим ярким и своеобразным представителем Саяно-Байкальской ветви венд-раннепалеозойской активной окраины ПАО является Удино-Витимская (Еравнинская) дуга. Ее фрагменты прослеживаются вдоль долины р. Уда в верховья р. Витим [Гордиенко и др., 2010]. Основу островодужного комплекса составляют мощные шлейфы вулканокластитов и лав среднего, кислого и смешанного составов с рядом небольших рифовых карбонатных построек с археоциатами и трилобитами нижнего кембрия. По петрохимическим характеристикам вулканы относятся к высокоглиноземистым, низкотитанистым породам. Они подразделяются на нормальную, субщелочную, умеренно высококалийную и шшонит-латитовую серии. Установлена характерная поперечная вещественная зональность вулканитов. От фронта в тыл (с юго-востока на северо-запад в современных координатах) растет содержание  $K_2O$ , возрастают концентрации некогерентных и редких элементов, таких как Rb, Sr, U, Th, La, Ce, Nb, Zr, Hf, а также величины отношений Rb/Sr, La/Yb, Sr/Ce, Th/U, Zr/Y, La/Nb,  $Fe_2O_3/(FeO + Fe_2O_3)$ . Такая геохимическая специфика сближает данную базальт-андезит-дацит-риолитовую ассоциацию со зрелыми островодужными системами, наподобие Курило-Камчатской [Минина и др., 2013]. По данным U-Pb изотопного датирования, получены возрасты  $529 \pm 3$  и  $516 \pm 5$  млн лет [Гордиенко и др., 2010]. Заключительному этапу формирования островодужной ассоциации отвечают интрузии габбро, диоритов, тоналитов и плагиогранитов [Гордиенко, 2006]. Проведенные палеомагнитные исследования описанного вулканического комплекса доказывают, что структуры дуги эволюционировали в составе единой активной окраины с островными дугами Алтае-Саянского орогена. Важной особенностью, вытекающей в том числе из анализа палеомагнитных данных, является косой характер субдукции и последующей аккреции на рубеже кембрия—ордовика [Метелкин, 2013].

Свою специфику, возможно, обусловленную наиболее близким положением к палеоконтиненту и обозначенной выше сдвиговой тектоникой, имеет Ангино-Таланчанская островная дуга. К ней отнесены фрагменты метавулканических пород вблизи оз. Байкал: в Приольхонье и Восточном Прибайкалье. Степень метаморфической переработки пород достигает низкотемпературных степеней амфиболитовой фации [Макрыгина и др., 2007; Гладкочуб и др., 2014]. Тем не менее обнаружены фрагменты разрезов, где metabазальты и метаандезиты пригодны для анализа. Эти породы характеризуются высокими концентрациями Sr, K, Th, Ti, P и низким содержанием Nb, Ce, Zr и Cr, что типично для зрелых островных дуг. Присутствуют метаграувакки андезит-дацитового состава, выявлены метаморфизованные габбро, диориты, гранодиориты с островодужными характеристиками [Макрыгина и др., 2007]. Новые доказательства присутствия базальт-андезит-риолитовой толщи и комагматичных габброидов островодужного генезиса получены в Приольхонье [Гладкочуб и др., 2014]. Вулканы и габброиды обнаруживают близкие положительные значения  $\epsilon_{Nd}(T)$  и слабофракционированные спектры распределения РЗЭ, в которых отмечены хорошо выраженные отрицательные аномалии по Nb, Ta, Ti и положительные аномалии по Sr. Датирование U-Pb методом единичных зерен циркона из метариолита описанной ассоциации позволило получить возраст  $492 \pm 5$  млн лет [Гладкочуб и др., 2014].

Отчетливая геохимическая специфика характеризует Адацагскую энсиматическую островную дугу, закартированную на территории Центральной Монголии, в Средней Гоби. Надсубдукционный комплекс состоит из серпентинитового меланжа, расслоенной габброидной серии, долеритовых даек и лав базальтового, андезибазальтового составов. Последние имеют типичный толеитовый тренд дифференциации с увеличением железистости. Базальты характеризуются повышенным содержанием MgO (до 12.8 мас. %), Cr, Ni и низкими концентрациями  $TiO_2$ ,  $P_2O_5$  и щелочей. По форме кривых и уровню содержаний РЗЭ базальты и андезибазальты соответствуют толеитам островных дуг. Это подтверждается отчетливыми минимумами по Nb, Ta, Zr, Hf, Ti. Аналогичное распределение состава РЗЭ имеют долериты и габброиды, что позволяет объединить их в составе единого комплекса [Горнова и др., 2004]. Из-за отсутствия палеомагнитных данных положение дуги на реконструкции (см. рис. 4) условное. Исходя из общей геологической ситуации и энсиматического типа магматизма, мы полагаем, что дуга могла располагаться вблизи крупного микроконтинента, вероятно, Центрально-Монгольского, северо-западнее (в древних координатах) основной части Саяно-Байкальской ветви венд-раннепалеозойской активной окраины ПАО (см. рис. 4).

Таким образом, венд-раннепалеозойская активная окраина ПАО имеет много общего с описанной ранее неопротерозойской. Приведенные данные свидетельствуют о разнообразии островодужных ассоциаций как по геологическому строению, так и вещественному составу. Многие особенности венд-раннепалеозойского островодужного магматизма могут быть объяснены доминирующей косо́й субдукцией. Прямым доказательством этому являются палеомагнитные данные, реконструирующие след движения океанических островов [Гордиенко, Михальцов, 2001]. Они указывают на согласное перемещение континентальной и океанической литосферных плит в зоне взаимодействия Сибири и ПАО, что обеспечило своеобразный геодинамический режим как на активной стадии развития дуг, так и в ходе их аккреции. Время этого события, приведшего к отмиранию дуг, последующему формированию Алтае-Саяно-Байкальского орогена, соответствует позднему кембрию—раннему ордовики (500—480 млн лет) [Добрецов, Буслов, 2007]. В таком случае эволюция островодужной системы от момента заложения дуг до аккреции к кратону проходила значительно быстрее по сравнению с неопротерозом. Это еще раз подтверждает, что в истории неопротерозойской активной окраины было несколько крупных перестроек, связанных с аккреционно-коллизийными событиями. Важнейшим из таких рубежей, вероятно, является рубеж ~ 750 млн л.н. [Добрецов, 2010б]. Наиболее ярко он проявлен на Енисейском кряже, где широко распространены гранитоиды коллизийного ряда [Верниковский, Верниковская, 2006]. Их формирование сегодня связывается с коллизией Центрально-Ангарского террейна [Верниковский и др., 2016].

### СВЯЗЬ СУБДУКЦИОННОГО И ПЛЮМОВОГО МАГМАТИЗМА В ЗОНЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ СИБИРСКОГО КОНТИНЕНТА И ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА

Конвекция в астеносфере — главная движущая сила тектоники плит. Важнейшими ее следствиями, с одной стороны, является спрединг — рождение океанической коры, с другой, — субдукция океанических плит, ее частичное переплавление и образование новой континентальной коры [Добрецов, 2010б]. Конвекция возможна только при наличии внутреннего источника тепла, генерация которого связана с термохимическими процессами на границе ядро—мантия. Современные геодинамические модели опираются на вариант многослойной конвекции в мантии, в результате чего происходит перенос тепла от этой границы [Добрецов, 2008]. Дополнительный перенос осуществляют мантийные плюмы. При этом периоды усиления плюмовой активности, как правило, совпадают с ослаблением или замедлением процессов субдукции [Добрецов и др., 2010б]. В субдукционных зонах «холодное» океаническое литосферное вещество слэбов частично переплавляется, его остатки проникают до глубины 660 км (граница верхней и нижней мантии) и там скапливаются. Затем частично в виде капель, обогащенных оксидами железа и других тяжелых металлов, оседает в слое D'' (граница ядра и нижней мантии). Поступающее вещество под влиянием высокой температуры и легких элементов, идущих от ядра, плавится и поднимается к верхним горизонтам литосферы в виде плюмов [Кузьмин, Ярмолук, 2014; Maquyama et al., 2014]. Их проявлением на поверхности Земли являются океанические базальтовые плато и острова, а также рифтовые зоны и крупные магматические провинции с субщелочным и щелочным магматизмом на континентах. По сути субдукция «разгоняет» тепловую машину и запускает механизм формирования плюмов, а плюмы «отводят» избыток тепла, обеспечивают период релаксации и дают толчок новому этапу спрединга [Maquyama et al., 2007, 2014; Добрецов, 2010б]. Объемы мантийных плюмов будут зависеть от количества субдуцируемых слэбов, т. е. от количества и протяженности активных конвергентных границ. Соответственно, анализируя неопротерозойский и раннепалеозойский надсубдукционный магматизм в зоне взаимодействия Сибирского континента и ПАО, можно приблизительно оценить вклад плюмовой составляющей на этом этапе геодинамической эволюции ЦАСП.

По имеющимся расчетам струи термохимического плюма диаметром около 100 км проходят до подошвы литосферы за 1.5—5.0 млн лет. Растекание шляпок плюма возможно в течение 7—15 млн лет [Добрецов, 2011]. Вероятно, такие цифры также применимы для неопротероза и раннего палеозоя. Принимая во внимание длительную (более 350 млн лет) историю развития и значительные размеры охарактеризованной выше неопротерозойской активной окраины Сибири, не остается сомнения в том, что мантийное вещество играло значительную роль в тектонике и геодинамике ПАО. Плавление многочисленных слэбов, погружающихся в зонах субдукции Дунжугурской, Арзыбейской, Нюрундюканской, чуть позднее Келянской, Шишихидгольской, Сархойской и других ранних островных дуг, спровоцировало формирование крупного мантийного плюма или серии плюмов на рубеже ~ 750 млн лет. В это время резко активизировались процессы распада Родинии и спрединг в океанах [Хераскова и др., 2010; Кузьмин, Ярмолук, 2014]. Произошла перестройка активной окраины ПАО, в том числе в результате аккреционных событий. Тем не менее субдукционный магматизм не был прекращен, закономерно меняется его специфика от толеитовой к известково-щелочной и субщелочной. Растет объем средних и кислых изверженных пород. При этом можно с уверенностью говорить о совмещении на конвергентной грани-

це ПАО и Сибирского палеоконтинента вулканической активности островодужного и плюмового типов. По-видимому, с рубежа 700 млн лет субдукционный магматизм вновь преобладал, вплоть до венда. Среди проявлений плюмового магматизма появились рудоносные карбонатитовые, щелочно-ультраабазитовые, щелочные и другие комплексы с возрастом 640—630 млн лет [Кузьмин, Ярмолюк, 2014].

Протяженность венд-раннепалеозойской конвергентной границы, количество вулканических дуг и объемы островодужного магматизма по сравнению с неопротерозойским этапом не уменьшились. При этом плюмовый магматизм на раннем этапе (венд—ранний кембрий) проявлен наиболее ярко. В том числе с ним связано формирование океанических плато и островов, широко представленных среди офиолитовых комплексов ЦАСП. Фрагменты палеосимаунтов описаны выше в составе аккреционного клина Джидинской дуги. Подобные комплексы отмечаются в Озерной зоне [Ярмолюк и др., 2013], Горном Алтае [Сафонова и др., 2008, 2011] и многих других районах, связанных с венд-кембрийским островодужным магматизмом [Добрецов и др., 2004, 2005]. Собственно субдукционный магматизм раннего этапа преимущественно толеитовый, связанный с энсиматическими дугами.

Эволюция этой магматической системы к известково-щелочной, шошонит-латитовой регулируется ростом коры в островных дугах, в том числе за счет аккреции океанических островов, и одновременной переработкой субдукционными процессами, сопровождающимися метаморфизмом и гранитизацией низов коры. В результате уже к середине кембрия островные дуги обретают строение зрелой континентальной коры [Ярмолюк и др., 2013]. Хорошим примером может служить Удино-Витимская островная дуга. Однако подобные процессы происходили практически на всем протяжении венд-раннепалеозойской конвергентной границы, включая Монгольские дуги [Добрецов, 2011]. Современным ярким аналогом сопряженности субдукционного и плюмового магматизма является Западно-Тихоокеанская окраина, где вся область развития современных островных дуг и окраинных бассейнов пронизана мантийными плюмами [Maquyama et al., 2007; Ярмолюк и др., 2013].

Переломным в истории развития венд-раннепалеозойской активной окарины ПАО стал кембро-ордовикский интервал [Добрецов, Буслов, 2007; Добрецов, 2011; Ярмолюк и др., 2013]. Это время характеризуется повсеместной аккрецией, гранитизацией, орогенезом. Тем не менее на аккреционной и преаккреционной стадиях интрузивный магматизм внутриплитной специфики также получил весьма широкое развитие [Ярмолюк и др., 2013]. В это время возникли многочисленные массивы щелочных пород с карбонатитами [Врублевский и др., 2014; Врублевский, 2015]. Ярким их представителем является комплекс эдельвейс в Горном Алтае [Врублевский и др., 2012].

Таким образом, представленный анализ показывает, что субдукционный магматизм неопротерозойской и венд-раннепалеозойской активностей окраин ПАО невозможно отрывать от плюмового. Эти процессы сопряжены и играли самую значительную роль в истории формирования ЦАСП. Все переломные этапы в истории развития ПАО, включая кембро-ордовикский, четко сопоставляются с активностью мантийных плюмов [Добрецов, 2010б, 2011]. При этом пульсы плюмовой активности, традиционно связываемые с распадом палеоконтинентов и открытием океанов, могут быть сопоставлены и с периодами ускорения амальгамации террейнов, т. е. напрямую коррелируют с процессами субдукции.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе геодинамических реконструкций с использованием новых сведений о составе, возрасте и палеомагнетизме неопротерозойских и венд-раннепалеозойских островодужных комплексов рассмотрена эволюция субдукционного магматизма обширной территории востока Алтае-Саянской области, Забайкалья и Монголии, входящих в состав ЦАСП. Проведено сравнение древних активных окраин ПАО и современной системы островных дуг западно-тихоокеанского типа. Установлено, что древний островодужный комплекс на начальной стадии развития характеризуется толеит-бонинитовой, а на заключительной стадии — известково-щелочной сериями вулканических пород от базальтов до риолитов, с преобладанием андезитов. Такая же эволюция магматической системы типична для современных дуг, в том числе Курило-Камчатской.

Показано, что неопротерозойская и венд-раннепалеозойская конвергентные границы в обрамлении Сибири были весьма протяженными и маркировались непрерывной цепью вулканических дуг, обрамляющих всю западную (в современных координатах) окраину палеоконтинента. Таким образом, по своим масштабам древние островодужные системы также не уступают современной Курило-Камчатской дуге.

Приведена модель эволюции магматизма Джидинской островной дуги, где значительную роль играют процессы аккреции. Нарастивание коры, прежде всего, связано со столкновением дуги с океаническими островами (симаунтами), внутриплитная (плюмовая) природа которых не вызывает сомнения.

На основе анализа проявлений субдукционного и плюмового магматизма в зоне взаимодействия Сибирского континента и ПАО показана их сопряженность в течение практически всей неопротерозой-

ско-раннепалеозойской истории. Показано, что субдукция в пределах реконструированных активных окраин могла стать причиной вспышки плюмового магматизма на рубежах 750 и 500 млн лет. Следует отметить, что такие же процессы обнаруживаются на Западно-Тихоокеанской окраине, где вся область развития современных островных дуг и окраинных бассейнов пронизана мантийными плюмами.

Работа выполнена при поддержке программы ОНЗ РАН «Геодинамическая эволюция структурно-вещественных комплексов складчатых поясов Земли в неогее» (проект 10.1), РФФИ (проекты 12-05-00223, 15-05-01633, 15-05-01428) и Минобрнауки РФ (проект № 5.515.2014/К). Статья является вкладом в работы по проекту IGCP-648.

#### ЛИТЕРАТУРА

**Богатиков О.А., Цветков А.А.** Магматическая эволюция островных дуг. М., Наука, 1988, 248 с.

**Богатиков О.А., Коваленко В.И., Шарков Е.В.** Магматизм, тектоника, геодинамика Земли. М., Наука, 2010, 606 с.

**Булгатов А.Н., Гордиенко И.В., Зайцев П.Ф., Турунхаев В.И.** Геодинамическая карта Байкальского региона и сопредельных территорий. М-б 1:200 000. CD ROM. Улан-Удэ, ГИ СО РАН, 2004.

**Буслов М.М., Джен Х., Травин А.В., Отгонбаатар Д., Куликова А.В., Чен Минг, Семаков Н.Н., Рубанова Е.С., Абилдаева М.А., Войтишек Е.Э., Трофимова Д.А., Глори С.** Тектоника и геодинамика Горного Алтая и сопредельных структур Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (10), с. 1600—1627.

**Верниковский В.А., Верниковская А.Е.** Тектоника и эволюция гранитоидного магматизма Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (1), с. 35—52.

**Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Черных А.И., Ковач В.П., Бережная Н.Г., Яковлева С.З.** Новые U-Pb данные возраста формирования палеоостроводужного комплекса Предивинского террейна Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (2), с. 255—259.

**Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Черных А.И., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Яковлева С.З., Федосеенко А.М.** Порожнинские гранитоиды Приенисейского офиолитового пояса — индикаторы неопротерозойских событий на Енисейском кряже // ДАН, 2001, т. 381, № 6, с. 806—810.

**Верниковский В.А., Казанский А.Ю., Матушкин Н.Ю., Метелкин Д.В., Советов Ю.К.** Геодинамическая эволюция складчатого обрамления и западная граница Сибирского кратона в неопротерозое: геолого-структурные, седиментологические, геохронологические и палеомагнитные данные // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (4), с. 502—519.

**Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Котов А.Б.** Древнейший островодужный комплекс Таймыра: к вопросу формирования Центрально-Таймырского аккреционного пояса и палеогеодинамических реконструкций в Арктике // ДАН, 2011, т. 436, № 5, с. 647—653.

**Верниковский В.А., Добрецов Н.Л., Метелкин Д.В., Матушкин Н.Ю., Кулаков И.Ю.** Проблемы тектоники и тектонической эволюции Арктики // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (8), с. 1083—1107.

**Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Верниковская А.Е., Матушкин Н.Ю., Казанский А.Ю., Кадильников П.И., Романова И.В., Вингейт М.Т.Д., Ларионов А.Н., Родионов Н.В.** Неопротерозойская тектоническая структура Енисейского кряжа и формирование западной окраины Сибирского кратона на основе новых геологических, палеомагнитных и геохронологических данных // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (1), с. 63—90.

**Врублевский В.В.** Источники и геодинамические условия петрогенезиса Верхнепетропавловского щелочно-базитового интрузивного массива (средний кембрий, Кузнецкий Алатау, Сибирь) // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (3), с. 488—515.

**Врублевский В.В., Крупчатников В.И., Изох А.Э., Гертнер И.Ф.** Щелочные породы и карбонаты Горного Алтая (комплекс эдельвейс): индикатор раннепалеозойского плюмового магматизма в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (8), с. 945—963.

**Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Гутьерес-Алонсо Г., Хофманн М., Гринев О.М., Тишин П.А.** Изотопная (U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr) геохронология щелочно-базитовых плутонов Кузнецкого Алатау // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (11), с. 1598—1614.

**Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Станевич А.М., Склярёв Е.В., Пономарчук В.А.** Комплексы-индикаторы процессов растяжения на юге Сибирского кратона в докембрии // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 22—41.

**Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Скляр Е.В., Лавренчук А.В., Лепехина Е.Н.** Фрагмент раннепалеозойской (~ 500 млн лет) островной дуги в структуре Ольхонского террейна (Центрально-Азиатский складчатый пояс) // ДАН, 2014, т. 457, № 4, с. 429—433.

**Гордиенко И.В.** Геодинамическая эволюция поздних байкалитид и палеозойд складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (1), с. 53—70.

**Гордиенко И.В., Михальцов Н.Э.** Положение венд-раннекембрийских офиолитовых и островодужных комплексов Джидинской зоны каледонид в структурах Палеоазиатского океана по палеомагнитным данным // ДАН, 2001, т. 379, № 4, с. 508—513.

**Гордиенко И.В., Ковач В.П., Гороховский Д.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Яковлева С.З., Загородная Н.Ю., Федосеенко А.М., Плоткина Ю.В.** Вещественный состав, U-Pb возраст и геодинамическая позиция островодужных габброидов и гранитоидов Джидинской зоны (Юго-Западное Забайкалье, Северная Монголия) // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (8), с. 956—962.

**Гордиенко И.В., Филимонов А.В., Минина О.Р., Горнова М.А., Медведев А.Я., Климух В.С., Елбаев А.Л., Томуртоого О.** Джидинская островодужная система Палеоазиатского океана: строение и основные этапы геодинамической эволюции в венде—палеозое // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 120—140.

**Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Ласточкин Н.И., Ситникова В.С.** Состав, U-Pb изотопный возраст (SHRIMP-II) офиолитовой ассоциации Шаманской палеоспрединовой зоны и условия ее формирования (Северное Забайкалье) // ДАН, 2009, т. 429, № 3, с. 359—364.

**Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Руженцев С.В., Минина О.Р., Климух В.С., Ветлужских Л.И., Некрасов Г.Е., Ласточкин Н.И., Ситникова В.С., Метелкин Д.В., Гонегер Т.А., Лепехина Е.Н.** История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора Палеоазиатского океана в позднем рифее—палеозое // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (5), с. 589—614.

**Гордиенко И.В., Ковач В.П., Елбаев А.Л., Сальникова Е.Б., Резницкий Л.З., Яковлева С.З., Анисимова И.В.** Возраст и условия формирования аккреционно-коллизийных гранитоидов Джидинской зоны Центрально-Азиатского складчатого пояса (Юго-Западное Забайкалье) // Петрология, 2012, т. 20, № 1, с. 45—65.

**Гордиенко И.В., Гороховский Д.В., Елбаев А.Л., Баянова Т.Б.** Новые данные о возрасте раннепалеозойского габброидного и гранитоидного магматизма Джидинской зоны каледонид (Юго-Западное Забайкалье, Северная Монголия) // ДАН, 2015, т. 463, № 5, с. 576—580.

**Горнова М.А., Альмухамедов А.И., Гордиенко И.В., Кузьмин М.И., Медведев А.Я., Томуртоого О.** Адацагский офиолитовый комплекс (Северное Гоби, Монголия) — фрагмент палеоостроводужной системы // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы научного совещания. Т. 1. Иркутск, Изд-во ин-та географии СО РАН, 2004, с. 98—101.

**Гражданкин Д.В., Маслов А.В.** Место венда в международной стратиграфической шкале // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (4), с. 703—717.

**Добрецов Н.Л.** Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан) // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (1—2), с. 5—27.

**Добрецов Н.Л.** Геологические следствия теории термохимической модели плюмов // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (7), с. 587—604.

**Добрецов Н.Л.** Петрологические, геохимические и геодинамические особенности субдукционного магматизма // Петрология, 2010а, т. 18, № 1, с. 88—110.

**Добрецов Н.Л.** Глобальная геодинамическая эволюция Земли и глобальные геодинамические модели // Геология и геофизика, 2010б, 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., Буслов М.М.** Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 93—108.

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

**Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Сафонова И.Ю., Кох Д.А.** Фрагменты океанических островов в структуре Курайского и Катунского аккреционных клиньев Горного Алтая // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (12), с. 1381—1403.

**Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М., Котляров А.В.** Магматизм и геодинамика Палеоазиатского океана на венд-кембрийском этапе его развития // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (9), с. 952—967.

- Добрецов Н.Л., Кулаков И.Ю., Литасов Ю.Д.** Пути миграции магм и флюидов и составы вулканических пород Камчатки // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (12), с. 1633—1661.
- Добрецов Н.Л., Буслов М.М., де Граве Й., Складчиков Е.В.** Взаимосвязь магматических, осадочных и аккреционно-коллизийных процессов на Сибирской платформе и ее складчатом обрамлении // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (10), с. 1451—1471.
- Добрецов Н.Л., Кулаков И.Ю., Литасов К.Д., Кукарина Е.В.** Значение геологии, экспериментальной петрологии и сейсмотомографии для комплексной оценки субдукционных процессов // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (1—2), с. 21—55.
- Доронина Н.А., Некрасов Г.Е., Пресняков С.Л.** U-Pb возраст бонинитов Ямбуевского блока Байкало-Витимской складчатой системы (первые данные) // Материалы совещания «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)». Иркутск, ИЗК СО РАН, 2013, с. 95—97.
- Изох А.Э., Гибшер А.С., Журавлев Д.З., Балькин П.А.** Sm-Nd данные о возрасте ультрабазит-базитовых массивов восточной ветви Байкало-Муйского офиолитового пояса // ДАН, 1998, т. 360, № 1, с. 88—92.
- Изох А.Э., Складчиков Е.В., Гладкочуб Д.П., Сорокин А.А.** Надсубдукционный ультрамафит-мафитовый магматизм Урало-Монголо-Охотского подвижного пояса: возрастные рубежи, петрологические и геодинамические модели формирования // Материалы научного совещания «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)». Т. 1. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2012, с. 101—102.
- 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.
- Кузьмичев А.Б.** Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М., Пробел-2000, 2004, 192 с.
- Кузьмичев А.Б., Ларионов А.Н.** Сархойская серия Восточного Саяна: неопротерозойский (~ 770—800 млн лет) вулканический пояс андийского типа // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (7), с. 875—895.
- Кузьмичев А.Б., Ларионов А.Н.** Неопротерозойские островные дуги Восточного Саяна: длительность магматической активности по результатам датирования вулканокластики по цирконам // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (1), с. 45—57.
- Макрыгина В.А., Беличенко В.Г., Резницкий Л.З.** Типы палеоостровных дуг и задуговых бассейнов северо-восточной части Палеоазиатского океана (по геохимическим данным) // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 141—155.
- Мартынов А.Ю., Мартынов Ю.А., Рыбин А.В., Кимура Дж.-И.** Роль задуговых процессов в происхождении субдукционных магм: новые данные по изотопии Sr, Nd и Pb в вулканитах ранних этапов формирования о. Кунашир (Курильская островная дуга) // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (3), с. 469—487.
- Метелкин Д.В.** Кинематическая реконструкция раннекаледонской аккреции на юго-западе Сибирского палеоконтинента по результатам анализа палеомагнитных данных // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (4), с. 500—522.
- Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Белонос И.В.** Палеомагнетизм вулканогенных комплексов Предивинского террейна Енисейского кряжа и геодинамические следствия // ДАН, 2004, т. 399, № 1, с. 90—94.
- Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю.** Неопротерозойский этап эволюции Родинии в свете новых палеомагнитных данных по западной окраине Сибирского кратона // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 42—59.
- Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю.** Тектоническая эволюция Сибирского палеоконтинента от неопротерозоя до позднего мезозоя: палеомагнитная запись и реконструкции // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (7), с. 883—899.
- Минина О.Р., Ветлужских Л.И., Ланцева В.С.** Стратиграфия и вулканизм нижнего и среднего палеозоя Байкальской горной области // Отечественная геология, 2013, № 3, с. 38—46.
- Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Гороховский Б.М., Овчинникова Г.В., Киселева Е.И., Конкин В.Д.** Изотопный состав свинца и генезис свинцово-цинкового оруденения Олоkitской зоны Северного Прибайкалья // Геология рудных месторождений, 1991, т. 33, № 6, с. 34—49.
- Орсоев Д.А., Мехоношин А.С., Гордиенко И.В., Бадмацыренова Р.А., Канакин С.В., Волкова М.Г., Травин А.В., Посохов В.Ф.** Позднерифейский островодужный Метешихинский перидотит-габбровый массив (Западное Забайкалье): условия образования, возраст // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (9), с. 1549—1571.

**Павлов В.Э., Галле И., Петров П.Ю., Журавлев Д.З., Шацлло А.В.** Уйская серия и позднерифейские силлы Учуро-Майского района: изотопные, палеомагнитные данные и проблема суперконтинента Родиния // Геотектоника, 2002, № 4, с. 26—41.

**Руднев С.Н., Бабин Г.А., Ковач В.П., Киселева В.Ю., Серов П.А.** Ранние этапы островодужного плагиогранитоидного магматизма Горной Шории и Западного Саяна // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (1), с. 27—44.

**Руженцев С.В., Минина О.Р., Некрасов Г.Е., Аристов В.А., Голионко Б.Г., Доронина Н.А., Лыхин Д.А.** Байкало-Витимская складчатая система: строение и геодинамическая эволюция // Геотектоника, 2012, № 2, с. 3—28.

**Рыцк Е.Ю., Амелин Ю.В., Ризванова Н.Г., Крымский Р.Ш., Митрофанов Г.Л., Митрофанова Н.Н., Переляев В.И., Шалаев В.С.** Возраст пород Байкало-Муйского складчатого пояса // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2001, т. 9, № 4, с. 3—15.

**Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В.** Структура и эволюция континентальной коры Байкальской складчатой области // Геотектоника, 2007, № 6, с. 23—51.

**Сафонова И.Ю., Симонов В.А., Буслов М.М., Ога Ц., Маруяма Ш.** Неопротерозойские базальты Палеоазиатского океана из Курайского аккреционного клина (Горный Алтай): геохимия, петрогенезис, геодинамические обстановки формирования // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (4), с. 335—356.

**Сафонова И.Ю., Буслов М.М., Симонов В.А., Изох А.Э., Комия Ц., Курганская Е.В., Оно Т.** Геохимия, петрогенезис и геодинамическое происхождение базальтов из катунского аккреционного комплекса Горного Алтая (Юго-Западная Сибирь) // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (4), с. 541—567.

**Симонов В.А., Гордиенко И.В., Ступаков С.И., Медведев А.Я., Котляров А.В., Ковязин С.В.** Условия формирования базальтов Джидинской зоны Палеоазиатского океана // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (8), с. 1173—1187.

**Скляров Е.В., Добрецов Н.Л., Конников Э.Г., Кузьмин М.И., Медведев В.Н.** Петрология и геохимия офиолитов // Геология и метаморфизм Восточного Саяна. Новосибирск, Наука, 1988, с. 96—115.

**Туркина О.М., Ножкин А.Д., Баянова Т.Б., Дмитриева Н.В., Травин А.В.** Докембрийские террейны юго-западного обрамления Сибирского кратона: изотопные провинции, этапы формирования коры и аккреционно-коллизийных событий // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 80—92.

**Федотова А.А., Хаин Е.В.** Тектоника юга Восточного Саяна и его положения в Урало-Монгольском поясе. М., Научный мир, 2002, 176 с. (Тр. ГИН РАН, вып. 573).

**Хераскова Т.Н., Буш В.А., Диденко А.Н., Самыгин С.Г.** Распад Родинии и ранние стадии развития Палеоазиатского океана // Геотектоника, 2010, № 1, с. 5—28.

**Шацкий В.С., Ягоутц Э., Рыбошлыков Ю.В., Козьменко О.А., Вавилов М.А.** Эклогиты Северо-Муйской глыбы: свидетельство вендской коллизии в Байкало-Муйском офиолитовом поясе // ДАН, 1996, т. 350, № 5, с. 677—680.

**Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.** Позднерифейский раскол Сибири и Лаврентии в проявлениях внутриплитного магматизма // ДАН, 2001, т. 379, № 1, с. 94—98.

**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., Кузьмин М.И., Воронцов А.А.** Конвергентные границы западно-тихоокеанского типа и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (12), с. 1831—1850.

**Boninites** / Ed. A.J. Crawford. London, Unwin Hyman, 1989, 345 p.

**Gladkochub D.P., Pisarevsky S.A., Donskaya T.V., Ernst R.E., Wingate M.T.D., Söderlund U., Mazukabzov A.M., Sklyarov E.V., Hamilton M.A., Hanes J.A.** Proterozoic mafic magmatism in Siberian craton: An overview and implications for paleocontinental reconstruction // Precamb. Res., 2010, v. 183, Iss. 3, p. 660—668.

**Dobretsov N.L., Buslov M.M., Vernikovskiy V.A.** Neoproterozoic to Early Ordovician evolution of the Paleo-Asian ocean: Implications to the break-up of Rodinia // Gondwana Res., 2003, v. 6, № 2, p. 143—159.

**Khain E.V., Bibikova E.V., Kroner A., Zhuravlev D.Z., Sklyarov E.V., Fedotova A.A., Kravchenko-Berezhnoy I.R.** The most ancient ophiolite of the Central Asian fold belt: U-Pb and Pb-Pb zircon ages for the

Dunzhugur Complex, Eastern Sayan, Siberia, and geodynamic implications // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2002, v. 199, № 3—4, p. 311—325.

**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, v. 111, p. 129—163.

**Kuzmichev A., Kroner A., Hegner E., Dunui L., Yusheng W.** The Shishkhdid ophiolite, northern Mongolia: a key to the reconstruction of a Neoproterozoic island-arc system in central Asia // *Precamb. Res.*, 2005, v. 38, p. 125—150.

**Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S., Davidson A., Waele B.De, Ernst R.E., Fitzsimons I.C.W., Fuck R.A., Gladkochub D.P., Jacobs J., Karlstrom K.E., Lul S., Natapov L.M., Pease V., Pisarevsky S.A., Thrane K., Vernikovskiy V.** Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis // *Precamb. Res.*, 2008, v. 160, p. 179—210.

**Martin H., Smithies R.H., Rapp P.R., Moyen J.F., Champion D.C.** An overview of adakite, tonalite-trondjemite-granodiorite (TTG) and sanukitoid: relationships and some implications for crusted evolution // *Lithos*, 2005, v. 79, p. 1—24.

**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.

**Maruyama S., Sawaki Y., Ebisuzaki T., Ikoma M., Omori S., Komabayashi T.** Initiation of leaking Earth: An ultimate trigger of the Cambrian explosion // *Gondwana Res.*, 2014, v. 25, p. 910—944.

**Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A., Matushkin N.Yu.** Arctida between Rodinia and Pangea // *Precamb. Res.*, 2015, v. 259, p. 114—129.

**Pisarevsky S.A., Natapov L.M.** Siberia in Rodinia // *Tectonophysics*, 2003, v. 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 // *Precamb. Res.*, 2008, v. 160, p. 66—76.

**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 in the Laurentia-Siberia connection // *Earth Plan. Sci. Lett.*, v. 164, 1998, p. 409—420.

**Tomurhuu D., Bolorjargal P., Jian Ping.** New dating and geochemistry of Dzhida boninite series rocks and its tectonic constrain // Abstract and excursion guide book of the third International workshop and field excursion for IGCP-480. Beijing, China, 2007, p. 33.

**Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E.** Central Taimyr accretionary belt (Arctic Asia): Meso-Neoproterozoic tectonic evolution and Rodinia breakup // *Precamb. Res.*, 2001, v. 110, p. 127—141.

*Поступила в редакцию  
10 августа 2015 г.*