

ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА

УДК 550.42+551.24

КОНВЕРГЕНТНЫЕ ГРАНИЦЫ ЗАПАДНО-ТИХООКЕАНСКОГО ТИПА И ИХ РОЛЬ В
ФОРМИРОВАНИИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

В.В. Ярмолук, М.И. Кузьмин*, А.А. Воронцов*

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

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

Рассмотрен тип конвергентных границ, формирующийся в области развития мантийных плюмов. Он свойствен западной окраине Тихого океана и выделяется как западно-тихоокеанский тип конвергентных границ. Последний характеризуется рядом закономерно сменяющих друг друга от океана к континенту структур: островных дуг, окраинных бассейнов, рифтовых впадин и сопряженных с ними основных вулканических пород типа ОИВ в краевой части континента. Ширина зон конвергенции достигает нескольких тысяч километров в поперечнике.

Рассмотрение истории формирования части Центрально-Азиатского орогенного пояса (ЦАОП), образующего складчатую периферию Сибирского континента, показало, что большую часть фанерозоя (до раннего мезозоя включительно) континент дрейфовал над Африканским плюмом или отвечающей ему низкоскоростной мантийной провинцией. Это определило формирование аккреционных структур ЦАОП по западно-тихоокеанскому типу конвергентных границ. В позднем кайнозое Сибирь переместилась за пределы Африканской и попала в область влияния Тихоокеанской провинций. Это определило особенности строения и развития конвергентной границы на западе Тихого океана, в частности, широкое проявление внутриплитного магматизма в континентальной части Азии в позднем мезозое и кайнозое.

Субдукция, геологическая обстановка, базальты толеитовые и щелочные, плюмы, конвергентные границы, окраинные моря.

WEST PACIFIC-TYPE CONVERGENT BOUNDARIES AND THEIR ROLE
IN THE FORMATION OF THE CENTRAL ASIAN FOLD BELT

V.V. Yarmolyuk, M.I. Kuz'min, and A.A. Vorontsov

The type of convergent boundaries forming in the area of mantle plumes is considered. These convergent boundaries (West Pacific type) are characteristic of the western margin of the Pacific. West Pacific-type boundaries are a regular succession of structures from ocean to continent: island arcs, marginal basins, rift basins, and associated OIB-type volcanics at the continental edge. The convergence zones are up to a thousand kilometers wide.

Studies of the history of the part of the Central Asian Fold Belt forming the folded periphery of the Siberian continent have shown that the continent drifted above the African plume or corresponding low-velocity mantle province for most of the Phanerozoic (up to the Early Mesozoic inclusive). This fact determined the West Pacific type of convergent boundaries for the accretionary structures of the Central Asian Fold Belt. The drift of Siberia from African to Pacific province in the Late Cenozoic determined the structure and development of the convergent boundary in the western Pacific, including extensive intraplate magmatism in continental Asia in the Late Mesozoic and Cenozoic.

Subduction, geologic setting, tholeiitic and alkali basalts, plumes, convergent boundaries, marginal seas

ВВЕДЕНИЕ

Согласно теории тектоники плит, выделяются следующие типы границ литосферных плит: дивергентные — океанические и континентальные рифтовые зоны; конвергентные границы — островные дуги, активные континентальные окраины и зоны континентальной коллизии; зоны трансформных разломов [Keagey et al., 2009]. В настоящей работе мы рассмотрим тот тип конвергентных границ, который связан с формированием субдукционных границ в областях проявления активности мантийных суперплюмов или крупных низкоскоростных мантийных провинций (Large Low Shear Velocity Province — LLSVP). Этот тип границ в современной структуре Земли характеризует область взаимодействия Тихоокеанской океанической плиты и восточной окраины Азиатского континента. Значение этого типа границ трудно переоценить при проведении палеогеодинамических реконструкций, связанных с выявлением суперплюмов и расшифровкой природы корообразующих процессов в геологической истории отдельных регионов и Земли в целом.

Здесь следует отметить, что современная классификация плюмов остается недостаточно разработанной. Поэтому в данной работе мы будем придерживаться выделения трех групп плюмов.

1. Горячие поля мантии, определяемые так же, как низкоскоростные мантийные провинции [Zhao, 2001; Romanowicz, 2008]. Выделяются два таких поля — Тихоокеанское и Африканское, время существования которых прослеживается, по разным оценкам, от 300 [Torsvik et al., 2007] до 1000 млн лет [Li, Zhong, 2009]. Эти поля контролируют распределение большинства отдельных мантийных плюмов на поверхности Земли [Зоненшайн, Кузьмин, 1983]. Например, с Африканским горячим полем мантии связана деятельность горячих точек мантии Атлантического океана (от Исландской на севере до точки Буве на юге), Африканского континента и западной части Индийского океана.

2. Суперплюмы — восходящие мантийные потоки, воздействие которых на литосферу охватывало крупные территории, приводило к формированию крупных изверженных провинций, в первую очередь траптовых, и к литосферным расколам.

3. Плюмы или горячие точки мантии менее значительных размеров, контролирующие проявления магматизма внутриплитного типа на поверхности Земли.

В статье на основе данных по магматизму и палеогеодинамическим реконструкциям мы намерены оценить роль конвергентных границ западно-тихоокеанского типа в истории развития той части Центрально-Азиатского орогенного пояса, которая отвечала южной (в современных координатах) активной континентальной окраине Сибирского палеоконтинента, находящейся между Сибирским и Сино-Корейским кратонами. В основу работы положены результаты анализа времени проявления и закономерностей размещения магматических комплексов разной геодинамической природы (конвергентных и дивергентных границ, а также внутриплитной природы), сформировавшихся в регионе на протяжении фанерозоя. Процессы глубинной тектоники, участвующие в формировании границ рассматриваемого типа, частично были описаны ранее [Kuzmin et al., 2010], поэтому в этой статье не обсуждаются.

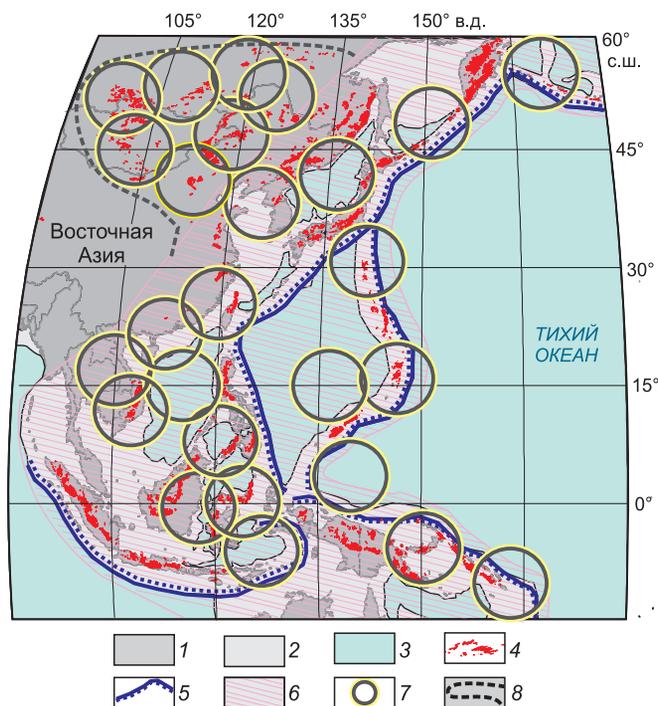
ЗАПАДНО-ТИХООКЕАНСКИЙ ТИП КОНВЕРГЕНТНЫХ ГРАНИЦ И ЕГО ОТЛИЧИТЕЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ

Особые черты строения этого типа границ хорошо видны на всех обзорных геологических картах. Они определяются, прежде всего, тем, что зона конвергенции плит в области взаимодействия Азиатского континента и Тихоокеанской океанической плиты начинается в пределах океанического бассейна и распространяется вплоть до континента, захватывая его краевые части. Для этого типа границ характерен ряд закономерно сменяющих друг друга структур: островных дуг, окраинных бассейнов, а также рифтовых впадин и сопряженных с ними областей современного вулканизма в краевой части Восточной Азии. Размеры всей зоны конвергенции составляют тысячи километров в поперечнике [Федоров, 2006] (рис. 1).

Особенности строения и закономерности формирования этого типа конвергентных границ и причины образования в их пределах окраинных и задуговых бассейнов рассматривались разными исследователями. Авторы работы [Molnar, Tarronpiet, 1975] предполагали, что ведущей причиной дробления Азиатского континента и, в частности, образования окраинных бассейнов стала Индо-Азиатская коллизия. Л.П. Зоненшайн и Л.А. Савостин [1979] считали, что задуговые бассейны стали результатом проявления процессов «заякоревания» субдуцированной плиты. А.И. Ханчук [Khanchuk, 2001] специфику развития западной окраины Тихого океана связывал с процессами скольжения плит и реализацией механизма *pull-apart* в зоне их взаимодействия. Популярной является модель «перескок желоба назад» (Trench rollback), объясняющая задуговые моря механизмом отката трога [Stern, 2002]. Для объяснения

Рис. 1. Строение зоны конвергенции литосферных плит в западной части Тихого океана.

1 — континентальные области; 2 — область шельфа; 3 — океаническое ложе; 4 — области кайнозойского вулканизма; 5 — зоны субдукции; 6 — область конвергентной границы западно-тихоокеанского типа; 7 — мантийные плюмы, по [Maruyama et al., 2007]; 8 — граница Центрально-Азиатского горячего поля мантии [Zorin et al., 1989; Яромлюк и др., 1995].



необычной тектоники и магматизма в восточной и юго-восточной частях Азии А. Миаширо [Miyashiro, 1986] выдвинул концепцию горячей области, питаемой глубинной горячей мантией. Большое внимание закономерностям развития Юго-Восточной и Восточной Азии, в том числе ее активных границ, уделено в работе С. Маруяма с соавторами [Maruyama et al., 2007]. Ими было показано, что процессы образования окраинных морей и специфика магматизма в регионе определялась двойной субдукцией — с востока древней части Тихоокеанской плиты и с юга Индо-Австралийской плиты. Опираясь на данные о движении плит и их субдукции под Западно-Тихоокеанскую треугольную зону (WPTZ), а также на результаты сейсмотомографических исследований, эти авторы выдвинули концепцию, в основе которой лежали представления, что в этом секторе Земли происходит зарождение будущего суперконтинента. Были предложены модели конвективных потоков, в соответствии с ними в глубинах мантии происходило накопление воды, обеспечившей высокую и специфическую тектоническую и магматическую активность [Maruyama et al., 2007].

Детальные исследования глубинного строения западной окраины Тихого океана показали, что формирование конвергентных границ здесь происходило в условиях взаимодействия литосферы с горячей областью мантии [Maruyama, 1994]. Так, по данным сейсмотомографии, мантия этого региона характеризуется сочетанием участков низкоскоростной горячей и высокоскоростной холодной мантии [Zhao, 2009]. Это видно на примере целого ряда разрезов через область сочленения континента и океана (рис. 2). Они охватывают верхнюю и нижнюю мантию до глубины 1200 км. На всю глубину четко проявлены совместные проявления участков высоко- и низкоскоростной мантии. На поверхности континента и океана эти горячие районы проецируются как округлые области, диаметр которых составляет порядка 1000 км [Maruyama et al., 2007; Yuen et al., 2007] (см. рис. 1), а их концентрированное проявление в этом сегменте Земли связывается с активностью Тихоокеанского суперплюма.

Типичной чертой рассматриваемой геодинамической обстановки является особая, резко выраженная латеральная зональность, хорошо наблюдаемая, например по трансекту Корея—Японское море—юго-запад о. Хонсю [Филатова, Федоров, 2001, 2003]. В интервале 23—15 млн лет в Японском море изливались толеиты E- и N-MORB, причем доля пород с деплетированными геохимическими характеристиками возросла около 17—15 млн лет. В то же время в Японском море, в частности, в фундаменте о. Оки Дого возникли шошониты с возрастом 19—18 млн лет, а на краю континента широко проявились щелочные базальтоиды с возрастом 23—15 млн лет [Федоров, 2006].

Таким образом, кайнозойские вулканические образования зон растяжения восточной окраины Евразийского континента обнаруживают изменчивость как во времени, так и по латерали, что связано, скорее всего, со степенью деструкции и интенсивности проявления растяжений как в окраинных морях, так и на краю континентальной окраины.

Особые геодинамические условия этой обстановки отражены также в вещественном составе соответствующих магматических пород [Филатова, Федоров, 2001, 2003; Филатова, 2002; Федоров, 2006]. В островодужных системах океанического края конвергентной области, например, Марианской, Идзу-Бонинской островных дугах, широко развиты породы толеитовой (островодужной) и известково-щелочные серий, характеризующиеся низким содержанием большинства несовместимых элементов, особенно высокозарядных Ti, Nb, Ta и др. В островных дугах, приближенных к краю континента (Япония, Камчатка), преобладают породы известково-щелочной серии, но, кроме того, появляются породы субще-

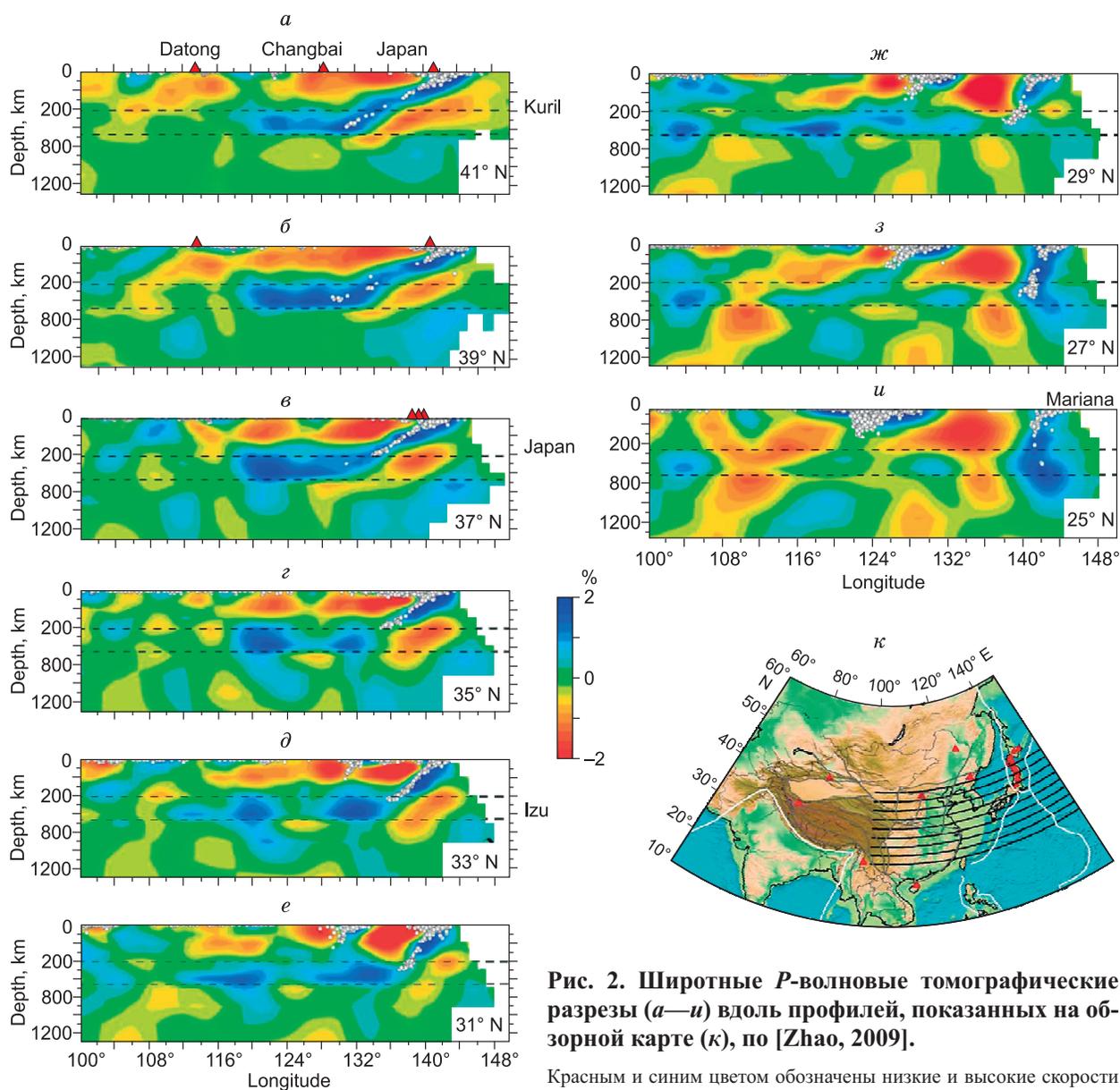


Рис. 2. Широтные *P*-волновые томографические разрезы (*a—и*) вдоль профилей, показанных на обзорной карте (*κ*), по [Zhao, 2009].

Красным и синим цветом обозначены низкие и высокие скорости соответственно. Шкала параметров скорости показана справа. Белыми точками показаны точки очагов землетрясений, наблюдаемых на расстоянии до 100 км от каждого профиля. Две штриховые линии обозначают границы 410 и 670 км, по [Zhao, 2009].

лочной серии. Для задуговых бассейнов типичны рифты (зоны спрединга), а состав их магматизма определяют базальты MORB типа, относительно обогащенные несовместимыми элементами (back arc basalt — базальты задуговых бассейнов), а также OIB типа (например, в Японском море).

На восточной окраине Азиатского континента на ранних этапах развития зон растяжения были сформированы вулканические комплексы, сложенные как породами шошонитовой серии (олигоцен Кореи), так и дифференцированными умеренно калиевыми породами известково-щелочной серии (палеоцен Западной Камчатки). В отличие от типичных надсубдукционных серий, эти комплексы были связаны с трещинными излияниями и контролировались зонами деструкции и растяжения [Федоров, 2006].

Касаясь особенностей вещественного состава кайнозойских вулканитов на окраине Азии, следует отметить, что влияние субдукционного компонента, характерное для ранних стадий развития этой территории, со временем резко ослабевало, и в плиоцен-голоценовых толеитовых и щелочных базальтоидах оно практически не ощутимо [Филатова, Федоров, 2001]. В пределах окраины вулканиты этого возраста представлены главным образом щелочными и субщелочными базальтами [Федоров, 2006],

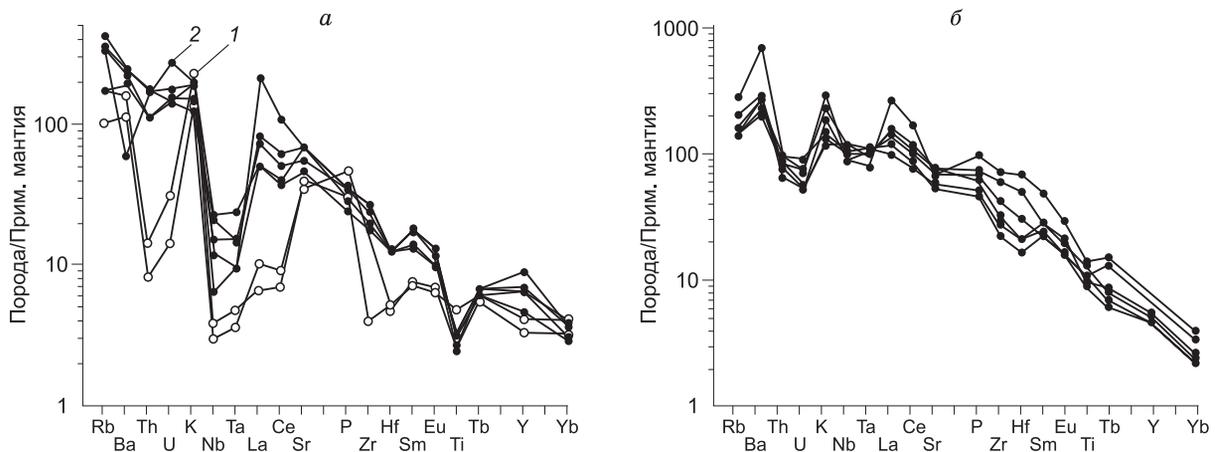


Рис. 3. Спайдер-диаграммы для кайнозойских щелочных вулканических серий в зонах растяжения на окраине Азии, характеризующихся свойствами пород внутриплитной геохимической специализации.

a — низкотитанистые (1) и высокотитанистые (2) базальты; *б* — базальты, по [Федоров, 2006].

проявление которых сопряжено с зонами развития грабенов и сбросов (рифтами). Они представлены низко- и высокотитанистыми разновидностями. Первые, как правило, являются более ранними и им свойственны пониженные содержания высокозарядных элементов и Nb-Ta минимумы на спайдер-диаграммах. Поздние щелочные базальты по составу близки к базальтам вулканических островов и у них отсутствуют Nb-Ta минимумы (рис. 3).

Впервые на совмещение конвергентной границы на западе Тихого океана с Тихоокеанским суперплюмом обратил внимание С. Маруяма [Maruyama, 1994]. По его мнению, связь вулканической активности в регионе с нижнемантийным плюмом установилась, по меньшей мере, с миоцена. Детальные исследования кайнозойского вулканизма на восточной окраине Азии, проведенные Н.И. Филатовой [2002] и П.И. Федоровым [2006], убедительно показали масштабное участие плюмовых источников в формировании этого типа конвергентных границ.

Учитывая результаты исследований вышеупомянутых исследователей, можно с уверенностью констатировать, что причиной образования конвергентных границ западно-тихоокеанского типа является взаимодействие субдуцируемых плит с горячей мантией Тихоокеанского суперплюма (или низкоскоростной Тихоокеанской мантийной провинции). В результате этого формирования зон конвергенции здесь происходило не на границе между принципиально различными литосферными плитами — океанической и континентальной, а внутри океанической плиты. Можно предположить, что подобное их образование было связано с падением плавучести холодной океанической плиты над горячей и менее плотной мантией, вследствие чего происходил излом и погружение океанической плиты в мантию с образованием внутриокеанических субдукционных границ с широким развитием вулканических пород повышенной щелочности. Горячее вещество мантии влияет также на характер развития внутренних участков области конвергенции. Оно участвует в образовании зон спрединга в окраинных морях, а также определяет характер рифтогенного магматизма в краевой части континента.

Важной особенностью границ этого типа является то, что в их пределах происходит формирование основного объема ювенильной коры Земли. В ходе своей вещественной эволюции островные дуги в этой геодинамической обстановке проходят ряд стадий — юную, развитую и зрелую [Магматические..., 1987]. В соответствии с этими стадиями закономерно изменяется характер доминирующего магматизма от толеитового к известково-щелочному и субщелочному и происходит возрастание объемов средних и кислых изверженных пород и их метаморфических аналогов. Эта эволюция регулируется, прежде всего, ростом коры в островных дугах и ее одновременной переработкой субдукционными процессами, сопровождающимися метаморфизмом и гранитизацией низов коры. В результате к моменту аккреции островные дуги обретают строение зрелой континентальной коры, отличающейся ювенильными изотопно-геохимическими характеристиками.

Ниже попытаемся, используя палеореконструкции и геохимические данные показать, что такой тип конвергентных границ проявлялся при формировании ряда орогенных поясов. В частности, он широко был развит в процессе формирования Центрально-Азиатского складчатого пояса.

КОНВЕРГЕНТНЫЕ ГРАНИЦЫ В ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

После распада Родинии возникла группа автономно развивающихся континентов, в том числе Сибирский. Вплоть до коллизии с Казахстанским и Сино-Корейским кратонами он перемещался в пределах Панталассы. При этом процессами конвергенции была охвачена южная (в современных координатах) окраина континента, граничившая с Палеоазиатской ветвью палеоокеана. Анализ геологической истории складчатого обрамления Сибирского кратона показывает, что в его становлении значительную роль играли конвергентные границы западно-тихоокеанского типа.

Центрально-Азиатский орогенный пояс выделяется ювенильной природой своей коры [Коваленко и др., 1996; Kovalenko et al., 2004] (рис. 4). В истории его формирования выделяются три крупные эпохи горообразования, связанные с развитием разновозрастных систем конвергентных границ. Это венд-кембрийская эпоха, завершившаяся формированием складчатого пояса ранних каледонид (каледонского супертеррейна); раннесреднепалеозойская, приведшая к образованию герцинского складчатого пояса; позднепалеозойско-раннемезозойская, отвечающая закрытию Палеоазиатского океана в результате коллизии Сибирского и Северо-Китайского континентов.

Венд-кембрийская (каледонская) эпоха

Образование Палеоазиатского океана относится к рубежу ~ 700—750 млн лет. Этот рубеж в структурах Сибири и отдельных докембрийских террейнов Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) зафиксирован дайковыми поясами, массивами щелочных гранитов и бимодальными вулканическими ассоциациями, сформировавшимися при расколе Родинии [Ярмолук и др., 2006; Козаков и др., 2008]. На ранних стадиях развития Палеоазиатский океан, по-видимому, был подобен Атлантическому океану и характеризовался пассивными континентальными окраинами, а в его пределах образовывались магматические комплексы, отвечающие океаническим островам и океаническим лавовым плато [Kovalenko et al., 2004; Ярмолук и др., 2006; Гордиенко и др., 2007; Сафонова, 2008; Safonova, 2009; Utsunomiya et al., 2009; Ковач и др., 2011; Добрецов, 2011]. На рубеже 570 млн лет режим развития изменился — в пределах палеоокеана начались процессы конвергенции, сопровождавшиеся образованием островных дуг. Одновременно с конвергентными границами в пределах палеоокеана продолжали фор-

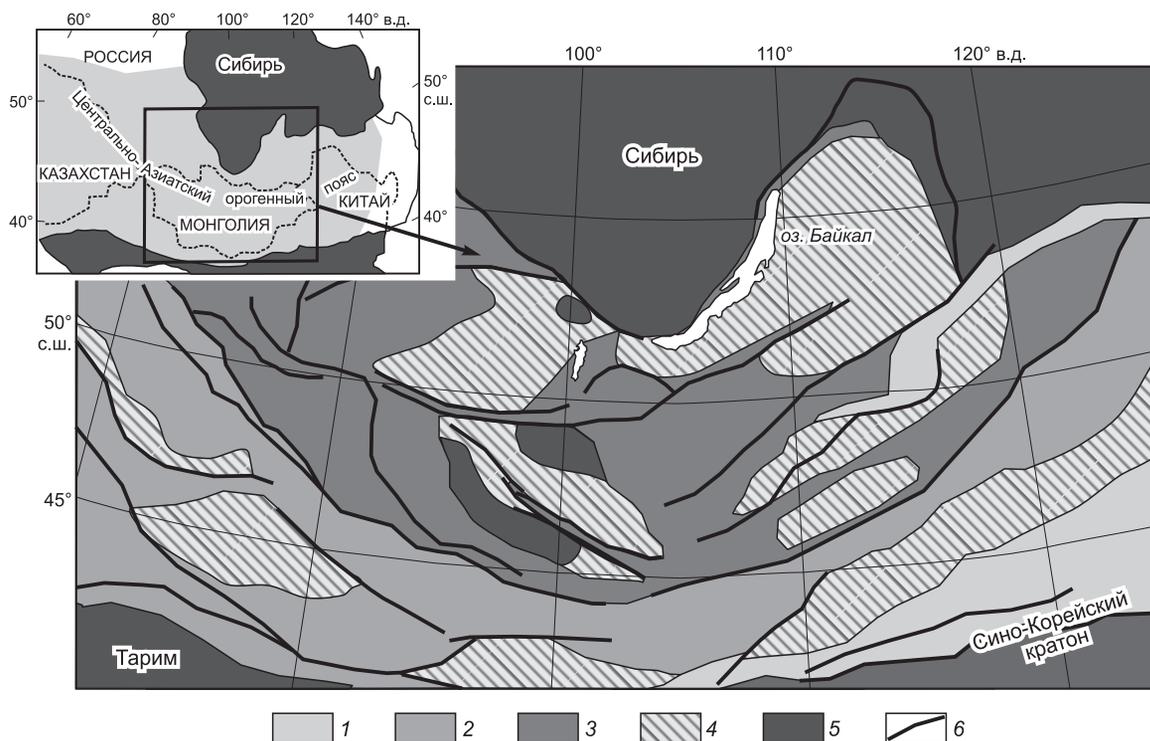


Рис. 4. Схема строения Центрально-Азиатского складчатого пояса.

1—3 — складчатые комплексы, сформированные в обстановке конвергентных границ западно-тихоокеанского типа: 1 — индосиниды, 2 — герциниды, 3 — каледониды; 4, 5 — докембрийские комплексы: 4 — байкалиды, 5 — дорифейские складчатые области; 6 — разломы.

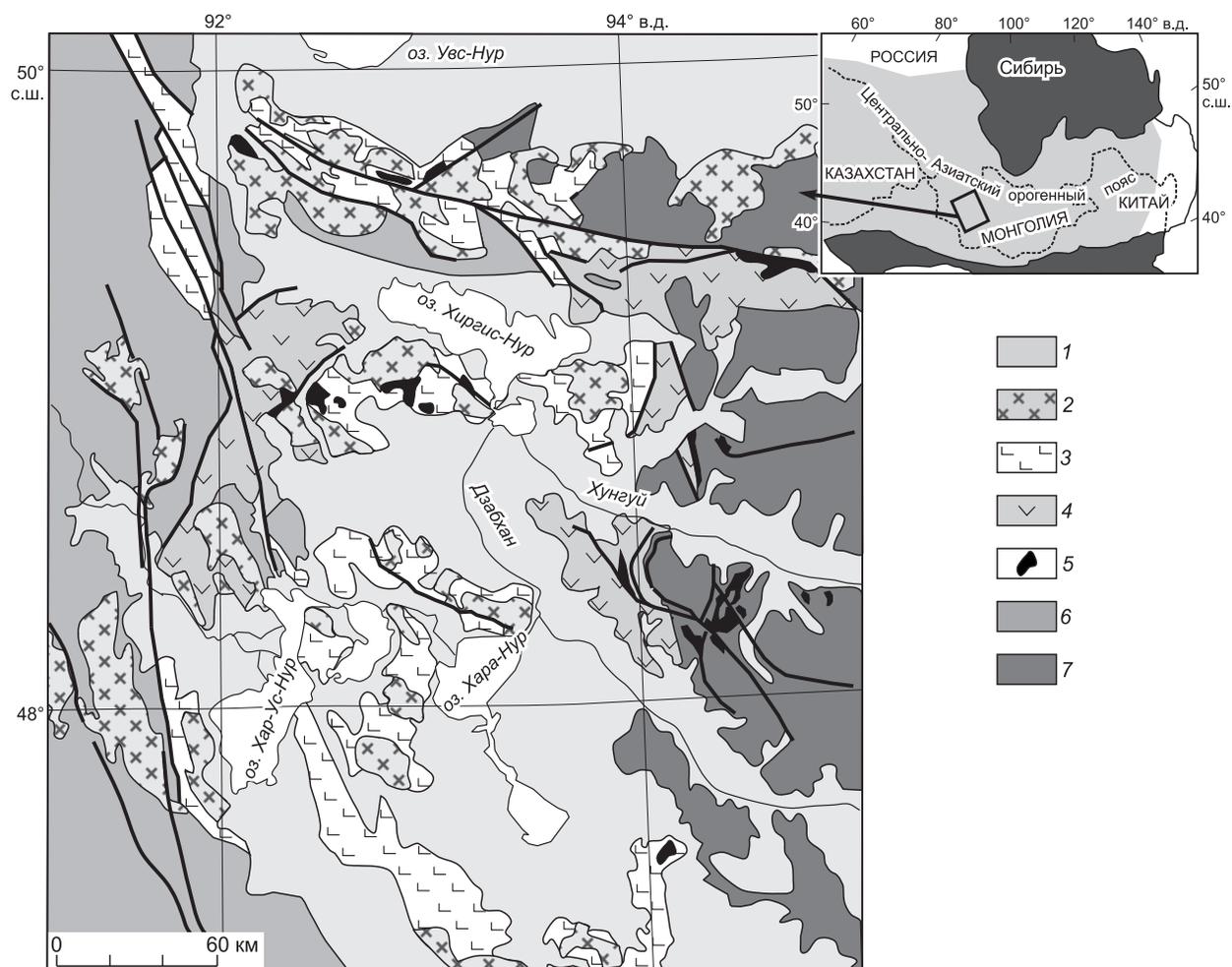


Рис. 5. Схема строения Озерной зоны каледонид ЦАСП.

1 — мезозойско-кайнозойский чехол; 2 — гранитоиды; 3—5 — доаккреционные комплексы: 3 — существенно базальтового состава, 4 — базальт-андезитового и андезитового состава, 5 — гипербазитов и пород расслоенного комплекса; 6 — поздние каледониды Монголо-Алтайской зоны; 7 — докембрийские комплексы.

мироваться комплексы пород, связанные с горячими точками мантии [Ярмолюк и др., 2006; Гордиенко и др., 2007; Сафонова, 2008; Safonova, 2009; Utsunomiya et al., 2009; Ковач и др., 2011]. Заключительным этапом в развитии венд-кембрийского Палеоазиатского океана стала аккреция всех новообразованных структур палеоокеана (океанических островов, островных дуг, задуговых бассейнов) и находившихся в его пределах докембрийских террейнов, которая произошла в интервале 505—490 млн лет и завершилась формированием каледонского супертеррейна ЦАСП.

Одним из наиболее ярких примеров сопряженности конвергентных и внутриплитных процессов в пределах каледонского палеоокеана являются доскладчатые образования Озерной зоны каледонид ЦАСП [Коваленко и др., 1996; Ярмолюк и др., 2002; Kovalenko et al., 2004] (рис. 5). Они представлены комплексами вулканических пород, а также разнообразными по составу проявлениями plutonического магматизма [Ярмолюк и др., 2011; Ковач и др., 2011]. Вулканические комплексы различаются составом пород, что связывается с различными палеотектоническими условиями их образования.

Обстановке внутриокеанических горячих точек (океанических островов или лавовых плато) в пределах Озерной зоны отвечает комплекс подушечных базальтов, сложенный высокотитанистыми субщелочными лавами основного состава. Эти базальты характеризуются относительно пониженными величинами $\epsilon_{Nd}(T)$ от +7.5 до +4.8 (рис. 6), подчеркивающими обогащенный характер их источника, а их геохимические параметры, в частности, отсутствие Ta-Nb минимума, позволяют сравнивать их с базальтами ОИВ типа [Ковач и др., 2011]. В ассоциации с ними грубообломочные осадки не известны, что свидетельствует об образовании этого комплекса вне областей размыва. Все это позволяет говорить о

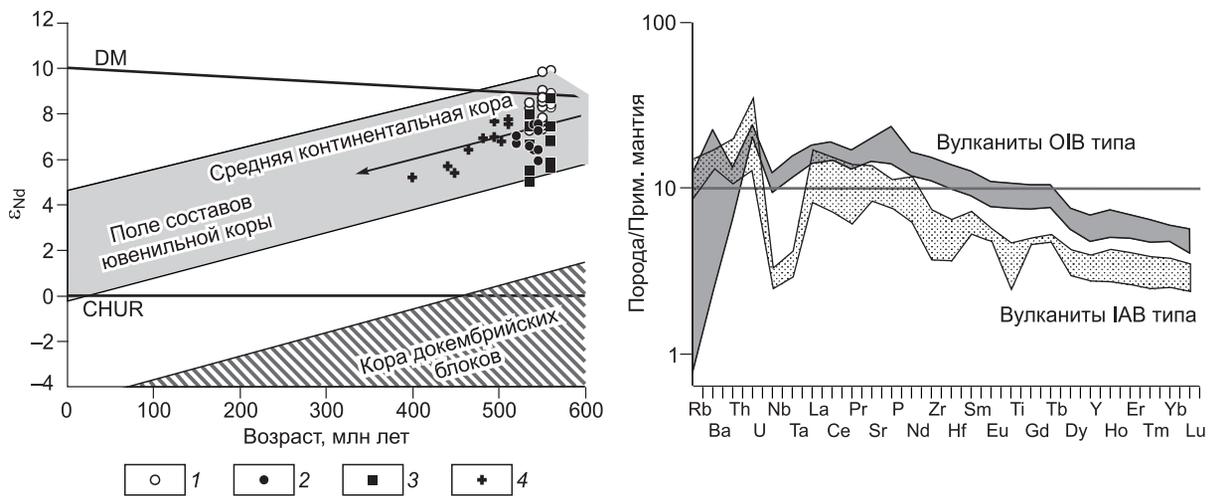


Рис. 6. Изотопные ($\epsilon_{Nd}(T)$) и геохимические характеристики пород и эволюция состава коры каледонид Озерной зоны.

1 — базальт-андезитовый и андезитовый (островодужный) комплекс; 2 — базальтовый (OIB типа) комплекс; 3 — осадки, ассоциирующие с вулканитами; 4 — гранитоиды.

связи этих пород с активностью внутриокеанических горячих точек мантии. Подобные ассоциации пород распространены и в других складчатых зонах герцинид ЦАСП [Альмухамедов и др., 1996; Плотников и др., 2000; Гордиенко и др., 2007; Сафонова, 2008; Safonova, 2009; Utsunomiya et al., 2009], что позволяет предполагать наличие целой серии океанических островов, контролируемых мантийными плюмами в пределах той части венд-кембрийского Палеоазиатского океана, в которую перемещался Сибирский континент.

Островодужные ассоциации представлены породами базальт-андезитового и андезитового комплексов. Они сложены лавами основного и среднего составов, которые характеризуются низкими содержаниями TiO_2 и сопровождаются грубообломочными терригенными породами, свидетельствующими о их формировании в условиях расчлененного рельефа, что типично для вулканических дуг [Альмухамедов и др., 1996; Коваленко и др., 1996; Kovalenko et al., 2004; Ярмолук и др., 2006]. В пределах Озерной зоны, например, они отличаются от пород базальтового комплекса более высокими значениями $\epsilon_{Nd}(T) \geq +7.3$ и отрицательными аномалиями Nb-Ta, Zr-Hf и Ti, типичными для пород островных дуг, а также активных окраин (см. рис. 6).

Плутонический магматизм проявлялся на разных стадиях конвергентных процессов в пределах каледонского Палеоазиатского океана. Его продуктами стали многочисленные массивы, сложенные преимущественно породами тоналит-гранодиорит-плагиигранитовой ассоциации [Руднев и др., 2009]. Нормальные и субщелочные граниты и граносиениты распространены также достаточно широко, но они более характерны для комплексов активных окраин некоторых докембрийских террейнов, участвующих в строении каледонид [Козаков и др., 2003]. Еще более редкими являются массивы агпайтовых гранитов, щелочных и нефелиновых сиенитов [Ярмолук и др., 2003, 2006]. Породы плагиигранитоидного ряда, развитые в пределах складчатых зон, имеют близкие величины $\epsilon_{Nd}(T)$ от +6.5 до +7.9 (см. рис. 6) и позднерифейские значения Nd модельных возрастов $T_{Nd}(DM) = 0.73\text{—}0.70$ млрд лет, что свидетельствует об их формировании за счет ювенильного корового субстрата.

Внутриплитный магматизм и специфика геодинамического режима каледонид ЦАОП. Особенностью магматизма каледонид ЦАОП является широкое развитие в их строении пород внутриплитной специфики. Помимо Озерной зоны высокотитанистые субщелочные базальты OIB типа установлены в строении офиолитовых комплексов Кузнецкого Алатау [Плотников и др., 2000], Горного Алтая [Сафонова, 2008; Safonova, 2009; Utsunomiya et al., 2009] и Джидинской зоны [Альмухамедов и др., 1996]. Интрузивный магматизм внутриплитной специфики широкое развитие получил на преаккреционной и аккреционной стадиях развития коры региона (в интервале времени 515—490 млн лет), когда возникли многочисленные массивы щелочных пород, в том числе щелочные комплексы с карбонатами в Кузнецком Алатау (510 млн лет [Врублевский и др., 2003, 2012]) и на Алтае (комплекс эдельвейс, 507 млн лет [Врублевский и др., 2009]), щелочные и нефелиновые сиениты, массивы щелочных гранитов [Котов и др., 1997; Козаков и др., 2003; Ярмолук и др., 2011], а также субщелочные габброиды [Владимиров и др.,

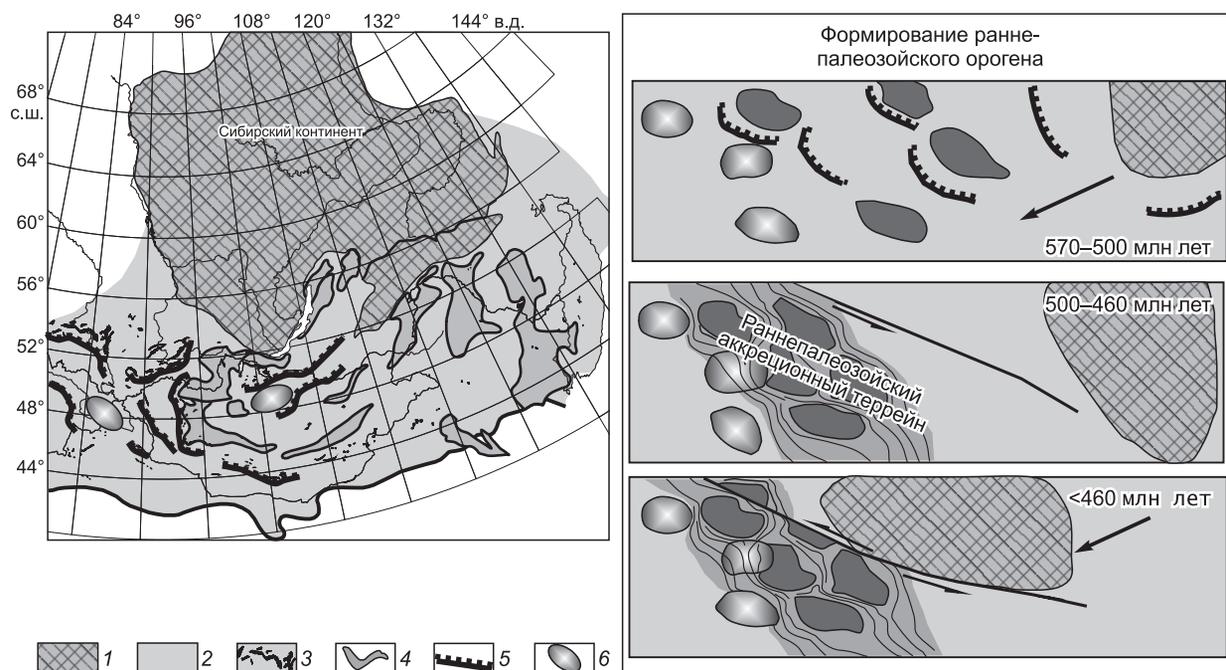


Рис. 7. Схема строения венд-кембрийской (каледонской) области конвергенции Центрально-Азиатского складчатого пояса.

1 — Сибирь; 2 — Палеоазиатский океан; 3 — вулканические дуги; 4 — докембрийские террейны; 5 — зоны субдукции; 6 — горячие точки.

1999]. Таким образом эти породы распределены по всей площади каледонид. Как правило, они обладают общими геохимическими особенностями. На примере таких пород из Агардаг-Эрзинской зоны было показано, что в ряду габбро—монцитониты рост содержания несовместимых элементов в породах определяется процессами фракционирования. Дальнейшее изменение составов вплоть до лейкогранитов и щелочных гранитов было сопряжено с процессами коровой контаминации [Козаков и др., 2003]. Изотопный состав Nd пород этой группы $\epsilon_{Nd}(T) = 3.5—4.6$ близок к составу $\epsilon_{Nd}(T) = 2.4—6$ базальтов ОИВ типа из офиолитовых зон Западной Монголии и Тувы. Отмечаемая связь внутриплитного магматизма с областью развития ювенильной каледонской коры, вероятно, указывает на формирование последней над горячим полем мантии. Очевидно, что это горячее поле подстилало литосферу Палеоазиатского океана [Ярмолюк, Коваленко, 2003; Ярмолюк и др., 2006] и повлияло на характер заложения в ней конвергентных границ.

Палеогеодинамические условия формирования каледонид ЦАСП. Схема размещения конвергентных границ в венд-кембрийском Палеоазиатском океане и схема формирования каледонского супертеррейна показаны на рис. 7. Имеющиеся данные позволяют говорить, что процессы конвергенции в Палеоазиатском океане начались около 570 млн л.н. и привели к образованию энсиматических островных дуг, представленных офиолитовыми [Хаин и др., 1995; Гибшер и др., 2001], а также базальт-андезитовыми комплексами. Около 545 млн л.н., т.е. к границе венда—кембрия островные дуги достигли зрелой стадии развития, что выразилось в формировании существенно андезитовых и терригенных толщ в их пределах [Ярмолюк и др., 2011]. Одновременно с вулканическими широко протекали плутонические процессы, характер которых определяли средние и кислые породы натровой серии — от диоритов до тоналитов и трондьемитов.

Параллельно с развитием островодужных систем в Палеоазиатском океане проявилась активность горячих точек мантии, приведшая к образованию комплекса подушечных базальтов. В формировании этих пород участвовал обогащенный плюмовый источник (см. рис. 6). Его участие (дайки и силлы высоко-Ti базальтов, субщелочные дациты, щелочные габброиды и агпаитовые граниты) отмечается также в строении ряда островодужных комплексов [Альмухамедов и др., 1996; Ковач и др., 2011], что свидетельствует о формировании островных дуг над зонами влияния мантийных плюмов. Это влияние сохранилось и в аккреционную стадию развития каледонид и стало причиной образования ряда массивов щелочных пород, рассредоточенных по всей территории складчатой области. Они развивались одновре-

менно с многочисленными плутонами гранитоидов [Владимиров и др., 1999; Ярмолюк и др., 2003; Izoch et al., 2008], совокупные размеры которых соответствуют гигантским батолитам и превышают 200 000 км². Представляется, что столь масштабное плавление коры было инициировано тепловым воздействием мантийного плюма на литосферу новообразованной складчатой области.

Модель формирования каледонид ЦАСП, учитывающая широкое участие внутриплитных источников магматизма на всех стадиях развития складчатой области, приведена на врезке к рис. 7. В соответствии с моделью образование области произошло в результате столкновения структур Палеоокеанического бассейна — островных дуг, задуговых бассейнов, террейнов докембрийской коры и океанических островов. В результате новообразованный аккреционный супертеррейн перекрыл мантийный плюм, тепловое и вещественное воздействие которого на литосферу привело к образованию своеобразной крупной кислой изверженной провинции. В ее составе наряду с продуктами корового анатексиса проявился также магматизм собственно плюмового источника.

Нам представляется, что приведенные геологические (сочетание внутриокеанических островных дуг и горячего поля мантии) и изотопно-геохимические характеристики, свидетельствующие о ювенильном корообразовании, позволяют сопоставить образование каледонид ЦАСП с режимом конвергентной границы западно-тихоокеанского типа.

Раннесреднепалеозойская эпоха

Каледонский супертеррейн был аккретирован Сибирью в середине—конце раннего палеозоя. К началу среднего палеозоя в регионе сложилась следующая обстановка. В пределах морских бассейнов, обрамлявших Сибирский континент с юга и юго-запада (в современных координатах), возникли зоны внутриокеанической конвергенции, представленные островными дугами, а в краевой части континента в пределах Алтае-Саянской части каледонид ЦАСП сформировалась тройная система грабенов и проявился интенсивный магматизм внутриплитного типа (рис. 8).

Комплексы внутриокеанических зон конвергенции. Индикатором конвергентных процессов в пределах среднепалеозойского Палеоазиатского океана служат островодужные и офиолитовые комплексы, которые участвуют в складчатой структуре герцинид Южной Монголии [Dergunov et al., 2001], Китайского [Wang Tao et al., 2009] и Рудного Алтая. Их формирование началось еще в раннем палеозое, о чем свидетельствуют датировки (421 ± 3 и 417 ± 2 млн лет) офиолитов, полученные в работе [Helo et al., 2006]. Геохронологические исследования островодужных комплексов в восточной части Южной Монголии показали, что островодужный режим в регионе продолжался до конца девона [Khashgerel et al., 2006].

В составе вулканических комплексов герцинид преобладают базальты, в меньшей степени распространены андезиты и более кислые вулканические породы. Среди них преобладают низкотитанистые ($TiO_2 < 1$ мас. %) разновидности, характеризующиеся фракционированным распределением несовместимых элементов, умеренным обогащением легкими РЗЭ и отрицательными аномалиями Nb, Ta, Zr, Hf, Ti [Ярмолюк и др., 2006]. Вулканиды ассоциируют с морскими осадками, что в комплексе с геохимическими данными позволяет связать их образование с обстановками островных дуг или задуговых бассейнов.

Наряду с этими вулканидами в составе вулканических комплексов проявлены также умеренно- и высокотитанистые базальты с геохимическими свойствами MORB, E-MORB и OIB [Helo et al., 2006; Ярмолюк и др., 2006]. Они образуют отдельные лавовые потоки и дайки в строении ассоциаций с доминирующими островодужными характеристиками или слагают автономные тектонические пластины [Руженцев и др., 1989], которые, по-видимому, можно связывать с обстановками океанических островов.

Изотопный состав лав с островодужными характеристиками отвечает диапазону $\epsilon_{Nd}(0.42) = 6.1—7.7$ (рис. 9). По-видимому, их магмы формировались в зоне субдукции при незначительном вкладе осадочного материала с более древними изотопными параметрами. Исходные расплавы умеренно- и высокотитанистых базальтов, вероятно, были образованы из умеренно обогащенного мантийного источника при участии обогащенного плюмового компонента [Ярмолюк и др., 2006].

Суммируя данные по составу складчатых комплексов герцинид, следует отметить, что их образование началось к рубежу 420 млн л.н. и проходило в условиях энсиматических островных дуг, задуговых бассейнов и океанических плато или островов. В соответствии с данными о составе осадков, которые имеют перекрывающийся с вулканидами диапазон величин $\epsilon_{Nd}(0.42) = 3.1—7.4$, все эти новообразованные структуры формировались в пределах океанической литосферы на достаточно удаленном расстоянии от областей континентального сноса. Влияние континента начинает ощущаться только в наиболее приближенных к нему участках герцинид в Эдренгийнской зоне, осадочные породы которой характеризуются диапазоном значений $\epsilon_{Nd}(0.42) = 3.1—3.9$ [Ярмолюк и др., 2006, 2007а].

В составе среднепалеозойских островодужных комплексов Китайского и Рудного Алтая известны как позднесилурийско-раннедевонские кислые вулканиды с возрастом 413—407 млн лет, проявленные

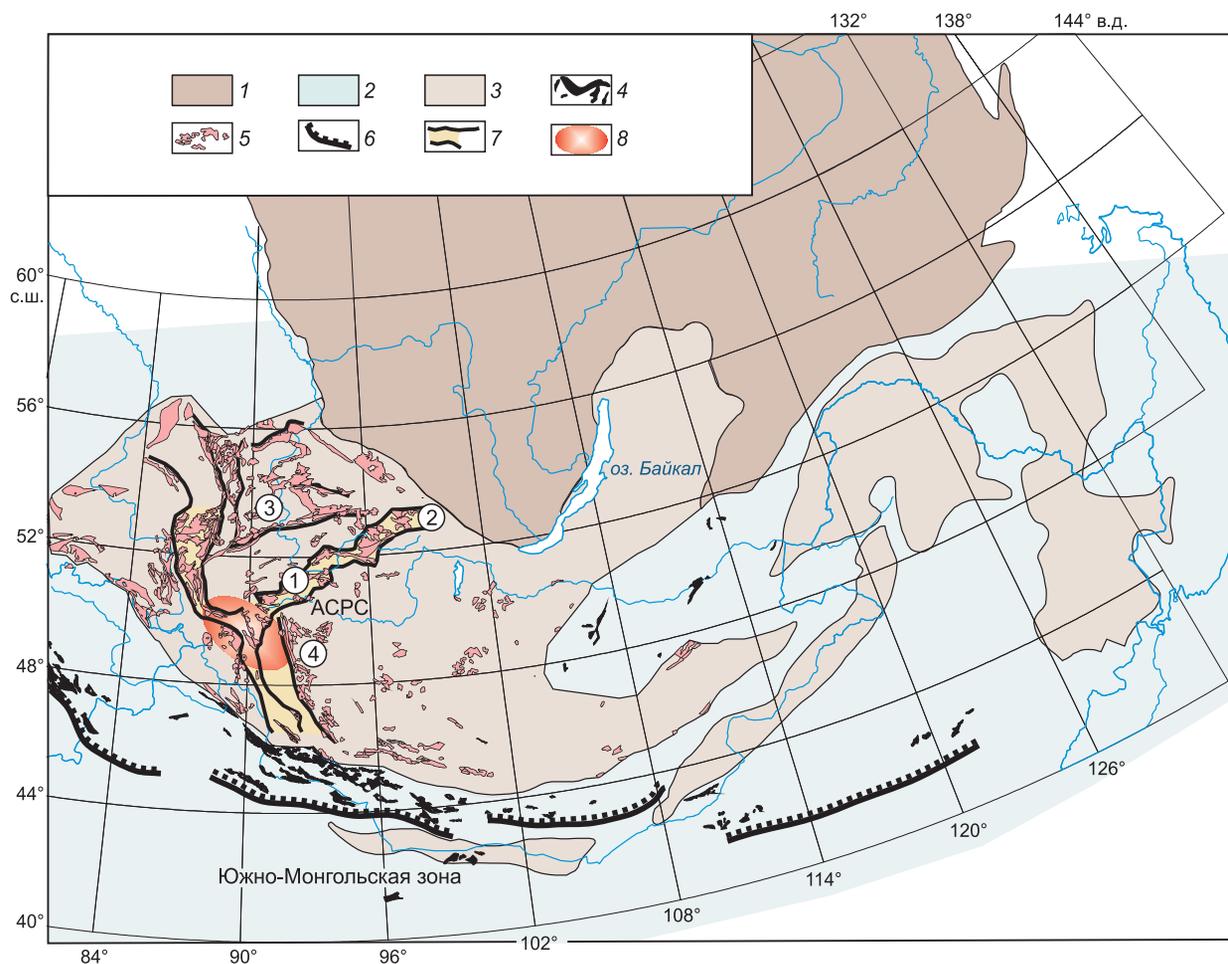


Рис. 8. Схема строения среднепалеозойской области конвергенции в южном и юго-западном обрамлении Сибирского континента.

1 — Сибирь; 2 — Палеоазиатский океан; 3 — раннепалеозойские аккреционные террейны; 4, 5 — вулканиды: 4 — океанические, 5 — континентальные; 6 — зоны субдукции; 7 — разломы и рифты; 8 — горячая точка. Цифры в кружках — районы: 1 — Тувинский, 2 — Кропоткинский, 3 — Минусинский, 4 — Северо-Западная Монголия. АСРС — Алтае-Саянская рифтовая система.

в структурах бассейна Келанг [Chai Fengmei et al., 2009], так и более поздние средне- и позднедевонские андезиты и дациты, развитые в восточной части территории вблизи границы с Монголией [Wang et al., 2009]. В отличие от островодужных комплексов южно-монгольских герцинид, представляющих результат ювенильного корообразования, магматизм в пределах Китайского Алтая проявился в пределах территории, кора которой представляла чередование узких зон разного возраста формирования, в том числе с ювенильными Nd изотопными характеристиками.

Рифтогенные магматические комплексы связаны с образованием Алтае-Саянской рифтовой системы. Она возникла в пределах активной континентальной окраины среднепалеозойского Сибирского континента в раннем девоне [Kuzmin et al., 2010] и представлена тройной системой грабенов (см. рис. 8). В составе рифтогенных вулканических продуктов преобладают высоко- и умеренно титанистые базальты и андезитобазальты, но, кроме того, широко распространены трахиты, комендиты и многочисленные интрузии щелочных пород разного состава [Воронцов и др., 2010]. Высокотитанистые базальты по геохимическим характеристикам близки к базальтам E-MORB типа (рис. 10). Умеренно титанистые базальты отличаются от них только наличием Ta-Nb и Ti минимумов, что, по-видимому, обусловлено влиянием водного флюида, заимствованного в область плавления из зоны субдукции на активной континентальной окраине.

Специфику изотопного состава основных вулканических пород области определяет широкий разброс значений изотопного состава Sr при более или менее выдержанных положительных значениях ϵ_{Nd} (см. рис. 10). Подобные вариации состава пород связываются с участием в источнике расплавов субду-

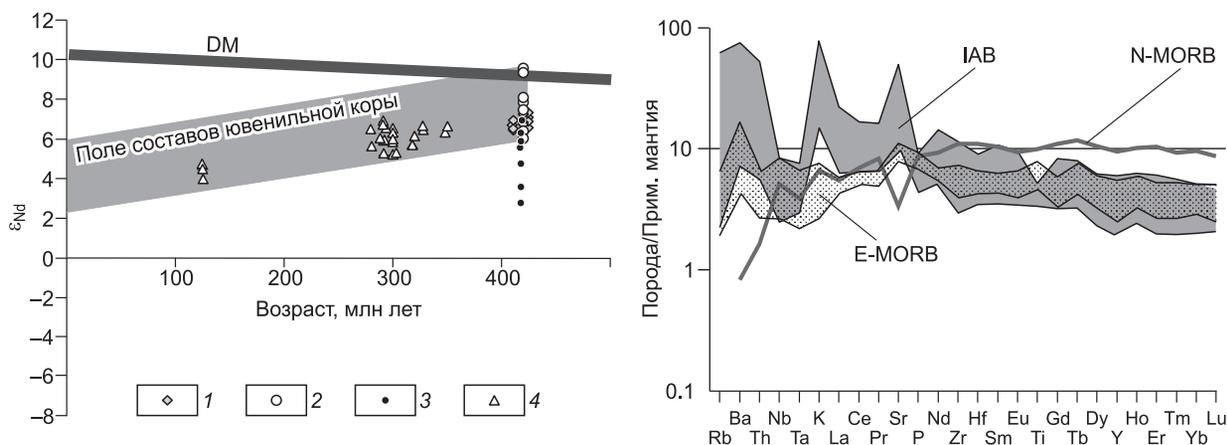


Рис. 9. Изотопные ($\epsilon_{Nd}(T)$) и геохимические характеристики пород и эволюция состава коры герцинид Южной Монголии.

1, 2 — вулканы: 1 — IAB типа, 2 — E-MORB и N-MORB типов; 3 — осадочные породы; 4 — посторогенные граниты и вулканы.

цированного карбонатного материала [Ярмолюк и др., 2003; Воронцов и др., 2010], обогащенного радиогенным стронцием и обедненного неодимом. Параметры изотопного состава наименее загрязненных пород области близки к PREMA, что позволяет говорить о нем как о ведущем источнике плюмового магматизма.

Палеогеодинамическая обстановка раннесреднепалеозойской эпохи в южном и юго-западном обрамлении Сибири. Как показали [Зоненшайн и др., 1990], каледонский супертеррейн был аккрецирован к Сибирскому континенту в середине—конце раннего палеозоя. По-видимому, к этому же времени (к рубежу 420 млн л.н. [Helo et al., 2006]) относится заложение конвергентных границ в пределах герцинского Палеоазиатского океана. С этого времени и практически до начала карбона здесь формировались островные дуги энсиматического типа, сложенные преимущественно лавами основного и среднего составов толеитовой и известково-щелочной серий [Ярмолюк и др., 2007а].

Отличительной особенностью складчатой области герцинид стали мощные толщи осадочных пород, изотопный состав которых соответствует продуктам размытия островодужной (ювенильной) коры с разнополюсным участием более древнего корового материала [Ярмолюк и др., 2007а]. Это позволяет предполагать, что основной объем осадочных толщ образовался в задуговых бассейнах, разделявших островные дуги и окраину континента.

Одновременно с формированием конвергентных границ в пределах герцинского палеоокеана проявлялся базальтовый магматизм горячих точек. Активное воздействие мантийного плюма зафиксировано также в краевой части континента, где возникла Алтае-Саянская рифтовая область.

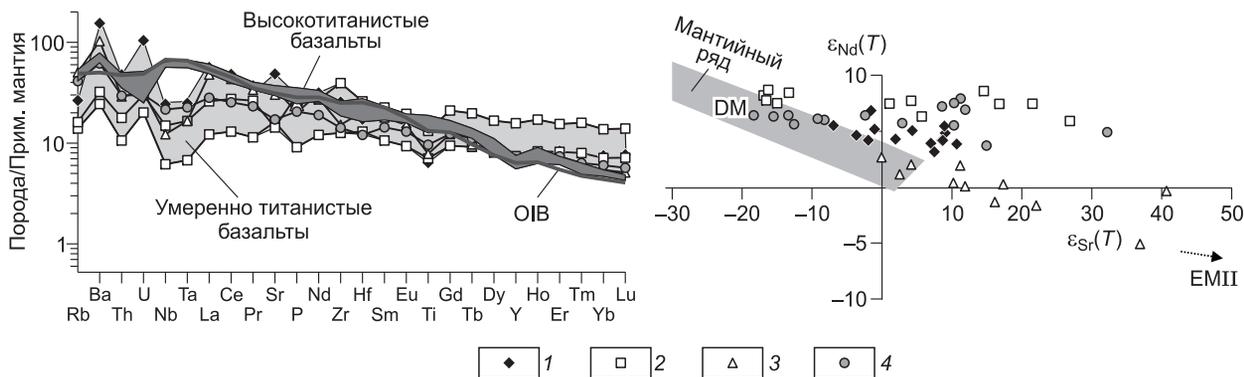


Рис. 10. Изотопные (Sr, Nd) и геохимические характеристики пород Алтае-Саянской рифтовой провинции.

1—4 — базальты: 1 — Минусинской впадины, 2 — Тувинского прогиба, 3 — Кропоткинского грабена, 4 — грабенов Северо-Западной Монголии.

Таким образом, мы приходим к выводу, что формирование конвергентных границ в Палеоазиатском океане в раннем—среднем палеозое происходило над мантийными плюмами. Последние располагались под всей зоной конвергенции, что стало причиной заложения внутриокеанических островных дуг и одновременного проявления в этой области внутриплитного магматизма. Очевидно, что все эти параметры вполне согласуются с характеристиками современной окраины западно-тихоокеанского типа.

Позднепалеозойско-раннемезозойская эпоха

Эта эпоха стала заключительной в истории Палеоазиатского океана. Она началась вслед за аккрецией всего комплекса герцинид к южному (в современных координатах) краю Сибирского континента. Новообразованный край континента практически сразу подвергся переработке в режиме активной континентальной окраины, который сохранялся около 30 млн лет (между 350 и 320 млн лет) [Ярмолюк и др., 2007а, 2008]. Примерно в это же время в позднем карбоне и ранней перми в пределах Палеоазиатского океана была сформирована энциматическая Солонкерская островная дуга. Она сложена базальтами и андезитами, изотопно-геохимические характеристики которых свидетельствуют об их образовании в обстановке энциматической островной дуги при плавлении субдукционно измененной деплетированной мантии. Данными о наличии внутриокеанических горячих точек, разновозрастных с этой дугой, мы не располагаем. Однако в пограничных с океаном краевых участках Сибирского континента в эту эпоху проявилась интенсивная внутриплитная активность, которая привела к образованию позднепалеозойско-раннемезозойской рифтовой системы Центральной Азии (рис. 11). Эта система объединяет группу разновозрастных субпараллельных рифтовых зон [Ярмолюк и др., 2000; Ярмолюк, Коваленко, 2003; Кузьмин и др., 2003; Kuzmin et al., 2010], выполненных бимодальными базальт-комендитовыми и базальт-пантеллеритовыми вулканическими ассоциациями и контролирующими распределение многочисленных массивов щелочных гранитов и сиенитов. Образование рифтовой системы происходило в форме прогрессивного перемещения зон рифтогенеза в глубь континента. Одновременно происходило закрытие Палеоазиатского океана в результате коллизии Сибирского и Сино-Корейского (Северо-Китайского) континентов. Смена режима конвергентных границ западно-тихоокеанского типа режимом внутриконтинентальной активизации по всей территории Северной Азии [Kuzmin et al., 2010] стала следствием перекрытия континентом горячих точек мантии, существовавших до этого в пределах Палеоазиатского океана. К рубежу 190 млн лет внутриплитная активность в пределах континента резко сократилась, обозначив тем самым окончание позднепалеозойско-раннемезозойской эпохи.

Позднемезозойско-кайнозойский внутриплитный магматизм Центральной Азии и его связь с конвергентными границами Тихоокеанской окраины

Возобновление магматической активности в пределах Центральной Азии произошло в начале позднего мезозоя. С рубежа ~ 150—160 млн л.н. в регионе возник ряд рифтовых зон: Западно-Забайкальская, Южно-Хангайская, Восточно-Монгольская. Магматизм рифтовых зон характеризовался проявлениями умеренно титанистых базальтов, в меньшей степени трахитов, трахириолитов, фонолитов, тефритов, меланефелинитов и карбонатитов. Продуктивность магматизма постепенно снижалась от раннего мела к началу позднего мела [Ярмолюк и др., 1995]. На протяжении позднего мела и раннего мела вулканическая активность носила эпизодический характер, но без больших перерывов во времени. Активизация вулканической деятельности пришлась на конец раннего кайнозоя и с этого времени вулканизм охватил всю территорию Центральной и Восточной Азии. Наряду с упомянутыми вулканическими областями возникли новые вулканические области, в том числе Южно-Байкальская, Удоканская, Дариганга, Токинского Становика и др. [Ярмолюк и др., 1995] (рис. 12). В составе вулканических продуктов этого времени преобладают высокотитанистые базальты, андезибазальты и тефриты с геохимическими характеристиками, отвечающими базальтам ОIВ типа. С учетом пространственной изолированности областей предполагается, что они были связаны с деятельностью отдельных мантийных плюмов [Ярмолюк и др., 1995, 2007б; Саватенков и др., 2010].

Этим представлениями вполне соответствуют данные о глубинном строении региона, в основании которого установлено поднятие астеносферы до глубин менее 100 км [Zorin et al., 1989; Зорин, Турутанов, 2005; Зорин и др., 2006]. Это поднятие, выделяемое нами как Центрально-Азиатское горячее поле мантии [Ярмолюк и др., 1995], осложнено локальными выступами астеносферы, которые расположены под областями новейшего вулканизма и поднимаются до глубин менее 50 км от поверхности Земли [Зорин, Турутанов, 2005] (см. рис. 12). Сейсмотомографические исследования Южно-Хангайской вулканической области [Мордвинова и др., 2007, 2008] выявили в ее основании низкоскоростную аномалию, которая прослежена до глубин 450—600 км и представляет корневую зону этой горячей точки мантии.

Время заложения Центрально-Азиатского горячего поля мантии мы связываем с моментом возникновения наиболее древних в ее строении Западно-Забайкальской и Южно-Хангайской вулканических

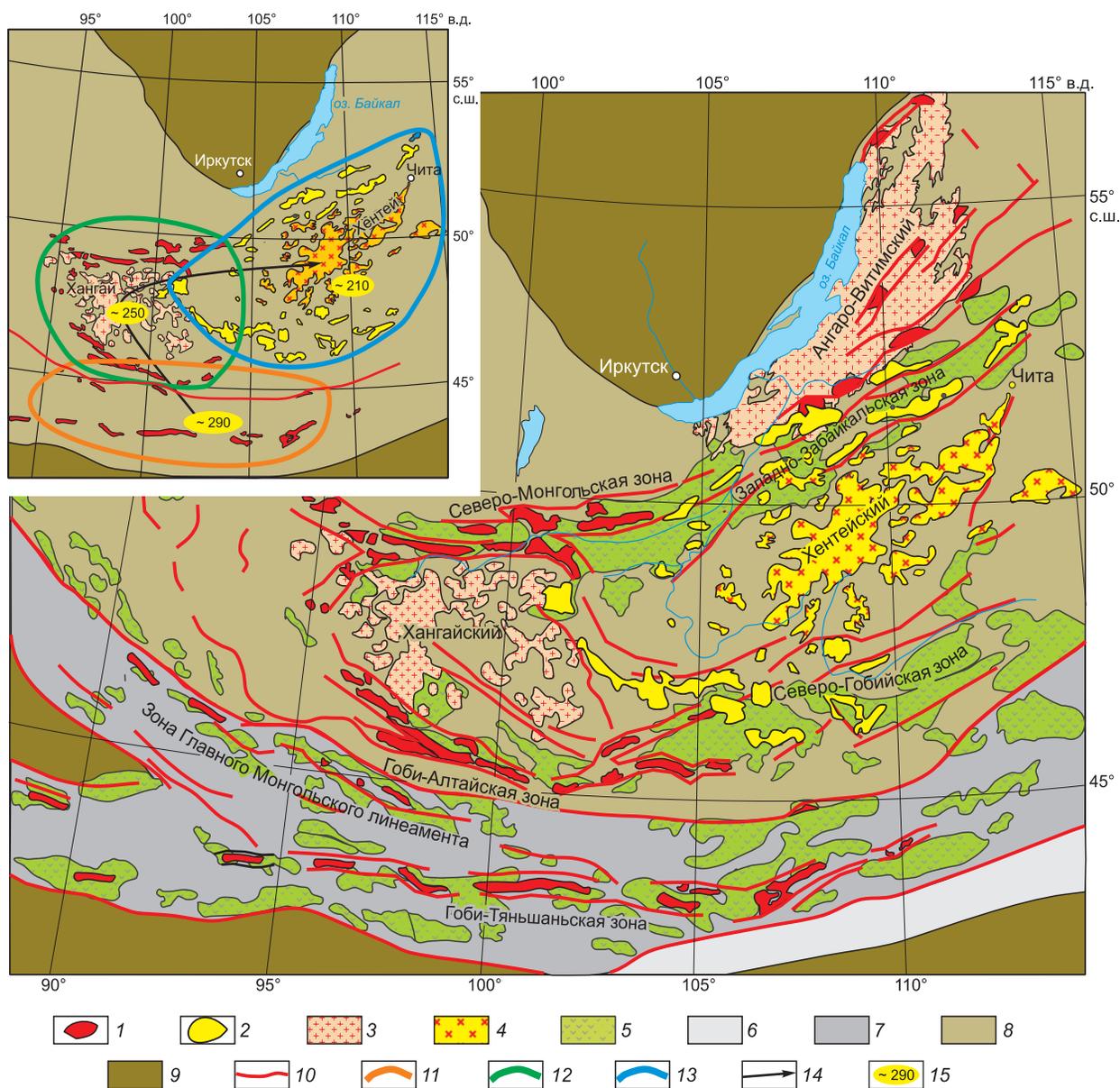


Рис. 11. Позднепалеозойско-раннемезозойский магматизм Центрально-Азиатской рифтовой системы.

1, 2 — базальт-комендит-пантеллеритовые ассоциации с щелочными гранитами: 1 — позднепалеозойские, 2 — раннемезозойские; 3 — позднепалеозойские гранитоидные батолиты (Ангаро-Витимский и Хангайский); 4 — раннемезозойский Хентейский гранитоидный батолит, 5 — вулканические породы активной континентальной окраины, 6—8 — складчатые зоны: 6 — раннемезозойские (индосиниды), 7 — среднепозднепалеозойские (герциниды), 8 — раннепалеозойские (каледониды), 9 — платформы, 10 — разломы; 11—13 — размещение магматических ассоциаций, связанных с мантийным плюмом для интервалов времени: 11 — поздний карбон—ранняя пермь, 12 — поздняя пермь, 13 — поздний триас—ранняя юра, 14 — траектория перемещения проекции мантийного плюма на литосферу в ходе формирования рифтовой системы, 15 — среднее значение возраста плюмовой активности в магматических ареалах.

ких областей [Ярмолюк и др., 1995]. Так, развитие Южно-Хангайской области прослеживается на протяжении 160 млн лет и характеризуется стабильным составом магматизма, отвечающим умеренно обедненным (PREMA) и обогащенным (EMI и EMII) источникам с геохимическими характеристиками OIB типа [Ярмолюк и др., 2007б; Саватенков и др., 2010; Кудряшова и др., 2010]. При этом палеогеографическая позиция центров вулканизма оставалась постоянной и соответствовала координатам (45—51° с.ш.), которые отвечают позиции позднекайнозойского ареала вулканизма и расположенного под этим ареалом астеносферного выступа аномальной мантии [Коваленко, 2009].

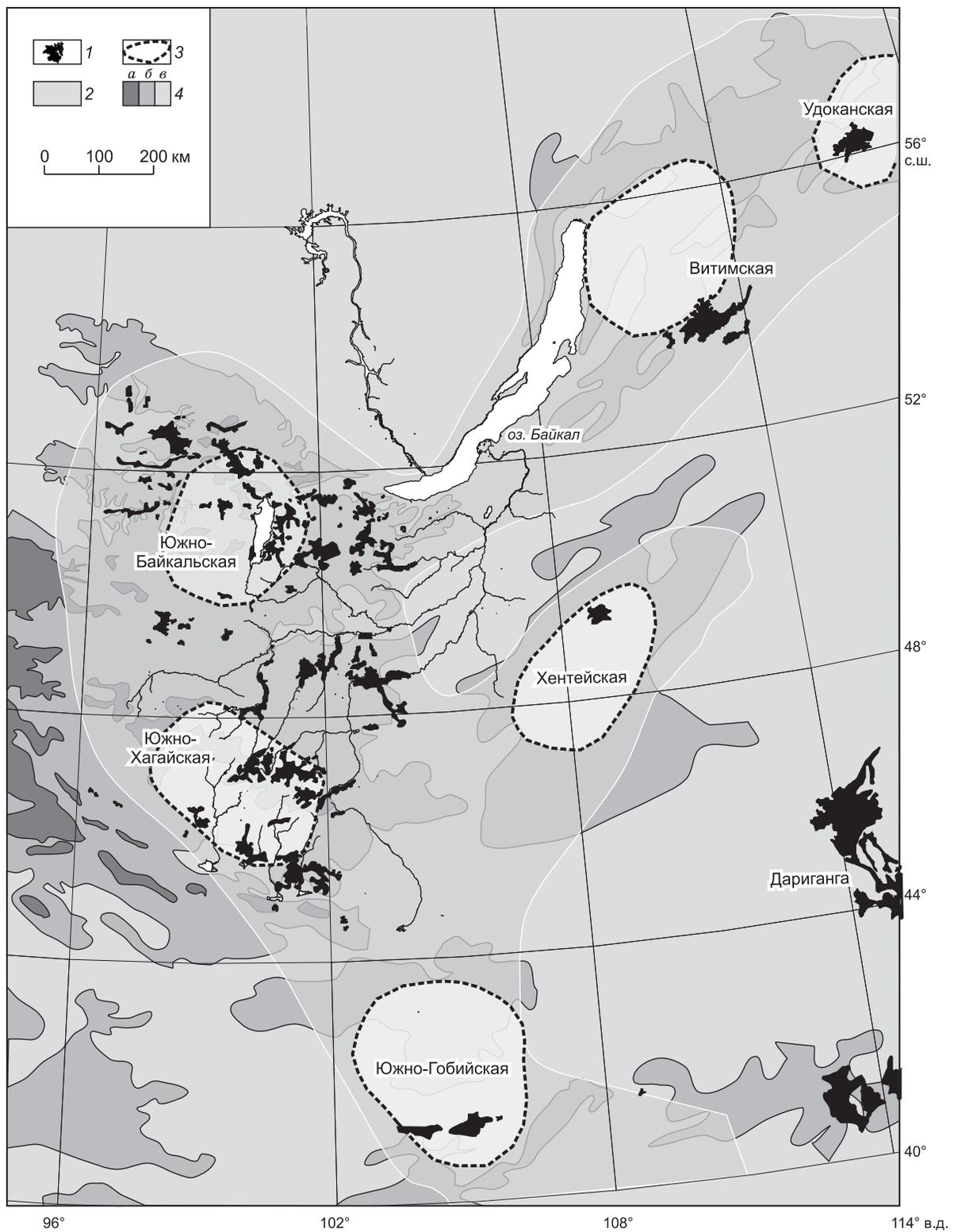


Рис. 12. Распределение позднекайнозойского вулканизма в Центральной Азии.

1 — лавовые поля; 2 — граница астеносферы с глубиной залегания менее 100 км [Zorin et al., 1989]; 3 — астеносферные выступы с высотой подъема до глубин менее 50 км (проекция мантийных плюмов) [Zorin et al., 1989]; 4 — уровни рельефа (м): а — > 3000, б — 1500—3000, в — < 1500.

В современной структуре мантии востока Азии Центрально-Азиатское горячее поле мантии соответствует северо-восточной части скопления мантийных плюмов [Maquyama и др., 2007], которое прослеживается в сторону Тихоокеанского суперплюма. По-видимому, это скопление может рассматриваться как ветвь последнего, определившая особенности строения и развития конвергентной границы на западе Тихого океана (см. рис. 1).

ЗАПАДНО-ТИХООКЕАНСКИЙ ТИП КОНВЕРГЕНТНЫХ ГРАНИЦ КАК РЕЗУЛЬТАТ ПЕРЕМЕЩЕНИЯ СИБИРИ НАД ГОРЯЧИМ ПОЛЕМ МАНТИИ

Изложенный материал показывает, что на протяжении большей части фанерозоя конвергентные границы в обрамлении Сибири развивались в режиме западно-тихоокеанского типа этих границ. Здесь напомним, что после распада Родинии Сибирский континент был перемещен в рифейский океан, рассматриваемый в нашей литературе так же, как Палеоазиатский. В результате этого перемещения континент попал в пределы скопления горячих точек, оставивших след в его структуре. Эти точки: Алтае-Саянская (PZ_{1-2}), Вилуйская ($D-C_1$), Монгольская (PZ_3-MZ_1), Сибирская или Исландская, с деятельностью которой связывается образование Баргузино-Витимского зонального магматического ареала (C_3-P_1), траппов Сибирской платформы ($P-T$) и мезозойских проявлений внутриплитного магматизма в Арктическом секторе Азии [Kuzmin et al., 2010].

Нами были выполнены палеогеографические реконструкции (рис. 13), основанные на восстановлении палеогеографических координат этих горячих точек [Kuzmin et al., 2010]. Особое место в наших построениях было отведено Исландской горячей точке, которая, следуя [Lawver, Muller, 1994; Харин, 2000; Lundin, Dore, 2005], определяла образование сибирских траппов. Считается, что эта горячая точка занимает стабильное положение вблизи северной границы Африканского суперплюма или соответствующей ему крупнейшей низкоскоростной сейсмической провинции на протяжении более 250 млн лет.

Как следует из этих реконструкций (см. рис. 12), след перемещений Сибири полностью вписывается в контуры Африканской LLSVP. Этот след мы прослеживаем с венда и до конца раннего мезозоя. В позднем мезозое Сибирь была перемещена за пределы этой низкоскоростной мантийной провинции и была перемещена к востоку [Kuzmin et al., 2010], где она попала в область влияния Тихоокеанского LLSVP.

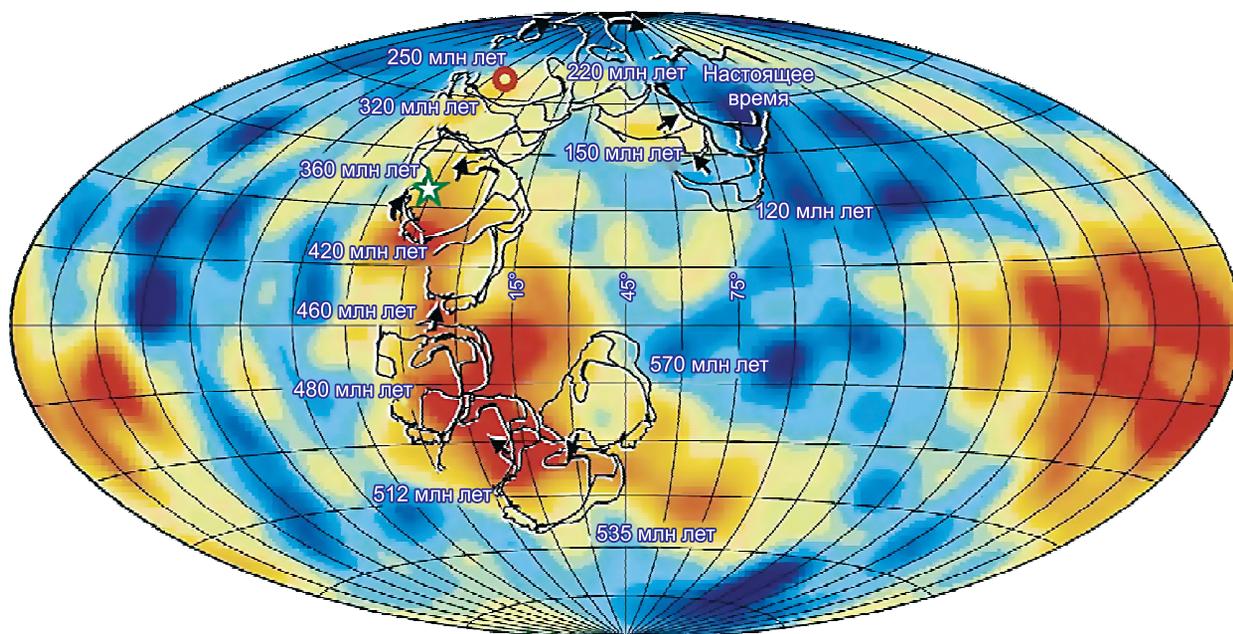


Рис. 13. Реконструкция палеопозиции Сибирской платформы от 570 млн лет (проекция Хаммера—Айтофа (Hammer—Aitoff)), по [Kuzmin et al., 2010].

Реконструкция предполагает, что Сибирь располагалась над Африканской низкоскоростной сейсмической провинцией в течение всего палеозоя.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выделен западно-тихоокеанский тип конвергентных границ, характеризующийся большой шириной и рядом закономерно сменяющих друг друга от океана к континенту структурных элементов: островных дуг, окраинных бассейнов, рифтовых впадин в краевой части континента и сопряженных с ними основных вулканических пород типа ОИВ.

Образования границ этого типа определяется взаимодействием субдуцируемых плит с горячей мантией суперплюмов на краю континентов. В результате формирования субдукционных зон в пределах таких конвергентных границ происходило не на границе между океанической и континентальной плитами, а было вынесено во внутренние части океана. Подобное их образование связывается с уменьшением плавучести холодной океанической плиты над менее плотной горячей мантией, ее изломом и последующим погружением в мантию с образованием внутриокеанических субдукционных границ. Мантия суперплюмов влияет также на развитие внутренних областей зон конвергенции этого типа. Она участвует в образовании зон спрединга в окраинных морях, а также определяет характер рифтогенного магматизма с внутриплитными изотопно-геохимическими свойствами в краевой части континента.

Формирование конвергентных границ западно-тихоокеанского типа в складчатом обрамлении Сибирского континента было вызвано его дрейфом над Африканской LLSVP. Взаимодействие литосферной плиты с мантийным суперплюмом привело к образованию внутриокеанических островных дуг и к широкому проявлению внутриплитных процессов не только в океане, но и в пределах континентальной окраины.

Работа выполнена в рамках программы VII.65.1 программы Президиума РАН №4 при поддержке интеграционного проекта СО РАН № 11 и НИШ – 6153.2012.5.

ЛИТЕРАТУРА

Альмухамедов А.И., Гордиенко И.В., Кузьмин М.И., Томуртоого О., Томурхуу Д. Джидинская зона — фрагмент Палеоазиатского океана // Геотектоника, 1996, № 4, с. 25—42.

Владимиров А.Г., Гибшер А.С., Изох А.Э., Руднев С.Н. Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Центральной Азии: масштабы, источники и геодинамические условия формирования // ДАН, 1999, т. 369, № 6, с. 795—798.

Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Федосеев Г.С., Никифоров А.В., Сандиминова Г.П. Изотопно-геохимическая зональность девонского магматизма Алтае-Саянской рифтовой области: состав и геодинамическая природа мантийных источников // Петрология, 2010, т. 18, № 6, с. 621—634.

Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Журавлев Д.З., Макаренко Н.А. Sm-Nd-изотопный возраст и природа источника ассоциации щелочных основных пород и карбонатитов Кузнецкого Алатау // ДАН, 2003, т. 391, № 3, с. 378—382.

Врублевский В.В., Изох А.Э., Поляков Г.В., Гертнер И.Ф., Юдин Д.С., Крупчатников В.И. Раннепалеозойский щелочной магматизм Горного Алтая: ^{40}Ar - ^{39}Ar -геохронологическое свидетельство комплекса эдельвейс // ДАН, 2009, т. 427, № 1, с. 96—100.

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

Гибшер А.С., Хаин Е.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Козаков И.К., Ковач В.П., Яковлева С.З., Федосеев А.М. Поздневендский возраст хантайширского офиолитового комплекса Западной Монголии // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (8), с. 1179—1185.

Гордиенко И.В., Филимонов А.В., Минина О.Р., Горнова М.А., Медведев А.Я., Климук 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.

Добрецов Н.Л. Раннепалеозойская тектоника и геодинамика Центральной Азии: роль раннепалеозойских мантийных плюмов // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (12), с. 1957—1973.

Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. М., Недра, 1979, 311 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., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М., Недра, 1990, кн. 1, 327 с.; кн. 2, 324 с.

Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х. Плюмы и геодинамика Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (7), с. 685—699.

Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х., Кожевников В.М., Рассказов С.В., Иванов А.В. О природе кайнозойских верхнемантийных плюмов в Восточной Сибири (Россия) и Центральной Монголии // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (10), с. 1060—1074.

Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Козаков И.К., Сальникова Е.Б. Источники фанерозойских гранитоидов Центральной Азии: Sm-Nd-изотопные данные // Геохимия, 1996, № 8, с. 699—712.

Коваленко Д.В. Особенности пространственного распределения ареалов кайнозойского магматизма Центрально-Азиатской внутриплитной вулканической провинции, связь с кинематикой Евразии // ДАН, 2009, т. 428, № 2, с. 215—219.

Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Козловский А.М., Котов А.Б., Терентьева Л.Б. Состав, источники и механизмы формирования континентальной коры Озерной зоны каледонид Центральной Азии. Часть II: геохимические и Nd изотопные данные // Петрология, 2011, т. 19, № 4, с. 417—444.

Козаков И.К., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Загорная Н.Ю. Кораобразующие процессы в геологическом развитии Тувино-Монгольского массива: Sm-Nd изотопные и геохимические данные по гранитоидам // Петрология, 2003, т. 11, № 5, с. 491—511.

Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Анисимова И.В., Козловский А.М., Плоткина Ю.В., Мыскова Т.А., Федосеев А.М., Яковлева С.З., Сугорова А.М. Вендский этап в формировании раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии // Стратиграфия и геологическая корреляция, 2008, т. 16, № 4, с. 14—39.

Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Резницкий Л.З., Васильев Е.П., Козаков И.К., Яковлева С.З., Ковач В.П., Бережная Н.Г. О возрасте метаморфизма слюдянского кристаллического комплекса (Южное Прибайкалье): результаты U-Pb геохронологических исследований гранитоидов // Петрология, 1997, т. 5, № 4, с. 380—393.

Кудряшова Е.А., Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Саватенков В.М. Магматическая зональность позднекайнозойского вулканизма Центральной Монголии и ее связь с мантийным плюмом // ДАН, 2010, т. 432, № 2, с. 215—219.

Кузьмин М.И., Альмухамедов А.И., Ярмолюк В.В., Кравчинский В.А. Рифтогенный и внутриплитовый магматизм, соотношение с «горячими» и «холодными» полями мантии // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (12), с. 1270—1279.

Магматические горные породы. Т. 6. Эволюция магматизма в истории Земли / Ред. О.А. Богатиков. М., Наука, 1987, 435 с.

Мордвинова В.В., Дешам А., Дугармаа Т., Девершер Ж., Улзийбат М., Саньков В.А., Артемьев А.А., Перро Ж. Исследование скоростной структуры литосферы на Монголо-Байкальском трансекте 2003 по обменным SV-волнам // Физика Земли, 2007, № 2, с. 21—32.

Мордвинова В.В., Треусов А.В., Шарова Е.В., Гребенщикова В.И. Результаты телесеismicкой двумерной Р-томографии: свидетельство мантийного плюма под Хангаем // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 6, т. 2. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2008, с. 41—43.

Плотников А.В., Ступаков С.И., Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Симонов В.А. Возраст и геодинамическая природа офиолитов Кузнецкого Алатау // ДАН, 2000, т. 372, № 1, с. 80—85.

Руднев С.Н., Изох А.Э., Ковач В.П., Шелепаев Р.А., Терентьева Л.Б. Возраст, состав, источники и геодинамические условия формирования гранитоидов северной части Озерной зоны Западной Монголии: механизмы роста палеозойской континентальной коры // Петрология, 2009, т. 17, № 5, с. 470—508.

Руженцев С.В., Поспелов И.И., Бадарч Г. Тектоника индосинид Монголии // Геотектоника, 1989, № 6, с. 13—27.

Саватенков В.М., Ярмолюк В.В., Кудряшова Е.А., Козловский А.М. Источники и геодинамика позднекайнозойского вулканизма Центральной Монголии по данным изотопно-геохимических исследований // Петрология, 2010, т. 18, № 3, с. 297—327.

Сафонова И.Ю. Геохимическая эволюция внутриплитного океанического магматизма Палеоазиатского океана от позднего протерозоя до раннего кембрия // Петрология, 2008, т. 16, № 5, с. 527—547.

Федоров П.И. Кайнозойский вулканизм в зонах растяжения на восточной окраине Азии. М., ГЕОС, 2006, 316 с.

Филатова Н.И. Сравнительная характеристика базальтоидов зон окраинно-континентального растяжения Азии и океанических островов Тихого океана: изотопный и сейсмотомографический аспекты // Петрология, 2002, т. 10, № 4, с. 411—441.

Филатова Н.И., Федоров П.И. Кайнозойский магматизм зон растяжения континентальных окраин (на примере Корейско-Япономорского региона) // Петрология, 2001, т. 9, № 5, с. 519—546.

- Филатова Н.И., Федоров П.И.** Кайнозойский магматизм Корейско-Японского региона и геодинамические обстановки его проявления // Геотектоника, 2003, № 1, с. 54—77.
- Хаин Е.В., Амелин Ю.В., Изох А.Э.** Sm-Nd-данные о возрасте ультрабазит-базитовых комплексов в зоне обдукции Западной Монголии // ДАН, 1995, т. 341, № 6, с. 791—796.
- Харин Г.С.** Импульсы магматизма Исландского плюма // Петрология, 2000, т. 8, № 2, с. 115—130.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.** Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология, 2003, т. 11, № 6, с. 556—586.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г.** Внутриплитная позднемезозойская-кайнозойская вулканическая провинция Центрально-Восточной Азии — проекция горячего поля мантии // Геотектоника, 1995, № 5, с. 41—67.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И.** Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника, 2000, № 5, с. 3—29.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б.** Изотопный состав, источники корового магматизма и строение коры каледонид Озерной зоны Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН, 2002, т. 387, № 3, с. 387—392.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б.** Геодинамика формирования каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН, 2003, т. 389, № 3, с. 354—359.
- 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—663.
- Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Коваленко В.И., Терентьева Л.Б., Козаков И.К., Котов А.Б., Энжин Г.** Изотопный состав коры герцинид Южной Монголии: к обоснованию герцинского этапа ювенильного корообразования // ДАН, 2007а, т. 416, № 6, с. 804—809.
- Ярмолюк В.В., Кудряшова Е.А., Козловский А.М., Саватенков В.М.** Позднемеловой-раннекайнозойский вулканизм Южной Монголии — след Южно-Хангайской горячей точки мантии // Вулканология и сейсмология, 2007б, № 1, с. 3—31.
- 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 окраины Сибирского континента // Стратиграфия и геологическая корреляция, 2008, т. 16, № 2, с. 59—80.
- Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Козловский А.М., Котов А.Б., Яковлева С.З., Федосенко А.М.** Состав, источники и механизмы формирования континентальной коры Озерной зоны каледонид Центральной Азии. I. Геологические и геохронологические данные // Петрология, 2011, т. 19, № 1, с. 56—79.
- Chai Fengmei, Mao Jingwen, Dong Lianhui, Yang Fuquan, Liu Feng, Geng Xinxia, Zhang Zhixin.** Geochronology of metarhyolites from the Kangbutiebao Formation in the Kelang basin, Altay Mountains, Xinjiang: implications for the tectonic evolution and metallogeny // Gondwana Res., 2009, v. 16, № 2, p. 189—200.
- Dergunov A.B., Kovalenko V.I., Ruzhentsev S.V., Yarmolyuk V.V.** Tectonics, magmatism, and metallogeny of Mongolia. New York, Routledge, 2001, 288 p.
- Helo Ch., Hegner E., Kroner A., Badarch G., Tomurtogoo O., Windley B.F., Dulski P.** Geochemical signature of Paleozoic accretionary complexes of the Central Asian Orogenic Belt in South Mongolia: constraints on arc environments and crustal growth // Chem. Geol., 2006, v. 227, № 3—4, p. 236—257.
- 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.lar-igneousprovinces.org>.
- Kearey Ph., Klepeis K.A., Vine F.J.** Global tectonics. Wiley-Blackwell, 2009, 482 p.
- Khanchuk A.I.** Pre-Neogene tectonics of the Sea-of-Japan region. A view from Russia side // Earth Sci. (Chikyu Kagaku), 2001, v. 55, p. 275—291.
- Khashgerel B.E., Rye R.O., Hedenquist J.W., Cavalieris I.** Geology and reconnaissance stable isotope study of the Oyu Tolgoi porphyry Cu-Au system, South Gobi, Mongolia // Econ. Geol., 2006, v. 101, № 3, p. 503—522.
- Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V., Kovach V.P., Kotov A.B., Kozakov I.K., Salnikova E.B., Larin A.M.** Isotope provinces, mechanisms of generation and sources of the continental crust in the Central Asian Mobile Belt: geological and isotopic evidence // J. Asian Earth Sci., 2004, v. 23, № 5, p. 605—627.

Kuzmin V.I., Yarmolyuk V.V., Kravchinsky V.A. Phanerozoic hot spot traces and paleogeographic reconstruction 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.

Lawver L.A., Muller R.D. Iceland hotspot track // *Geology*, 1994, v. 22, № 4, p. 311—314.

Li Z.X., Zhong S. Supercontinent—superplume coupling, true polar wander and plume mobility: plate dominance in whole_mantle tectonics // *Phys. Earth Planet. Inter.*, 2009, v. 176, p. 143—156.

Lundin E.R., Doré A.G. Fixity of the Iceland «hotspot» on the Mid-Atlantic Ridge: observational evidence, mechanism and implications for Atlantic volcanic margins // *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, 2005, v. 388, p. 627—651.

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.

Miyashiro A. Hot regions and the origin of marginal basins in the western Pacific // *Tectonophysics*, 1986, v. 122, № 3—4, p. 195—216.

Molnar P., Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision // *Science*, 1975, v. 189, № 4201, p. 419—426.

Romanowicz B. Using seismic waves to image Earth's internal structure // *Nature*, 2008, v. 451, № 7176, p. 266—268.

Safonova I.Yu. Intraplate magmatism and oceanic plate stratigraphy of the Paleo-Asian and Paleo-Pacific Oceans from 600 to 140 Ma // *Ore Geol. Rev.*, 2009, v. 35, № 2, p. 137—154.

Stern R.J. Subduction zones // *Rev. Geophys.*, 2002, v. 40, № 4, p. 1012—1049.

Torsvik T.H., Smethurst M.A., Burke K., Steinberger B. Long term stability in deep mantle structure: evidence from the 300 Ma Skagerrak-Centered Large Igneous Province (the SCLIP) // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2007, v. 267, p. 444—452.

Utsunomiya A., Jahn B.-M., Ota T., Safonova I.Yu. A geochemical and Sr-Nd isotopic study of the Vendian greenstones from Gorny Altai, southern Siberia: implications for the tectonic setting of the formation of greenstones and the role of oceanic plateaus in accretionary orogen // *Lithos*, 2009, v. 113, № 3—4, p. 437—453.

Wang Tao, Jahn Bor-Ming, Kovach V.P., Tong Ying, Hong Da-Wei, Han Bao-Fu. Nd-Sr isotopic mapping of the Chinese Altai and implications for continental growth in the Central Asian Orogenic Belt // *Lithos*, 2009, v. 110, № 1—4, p. 359—372.

Yuen D.A., Maruyama S., Karato S., Windley B.E. Superplumes: beyond plate tectonics. Dordrecht, Springer, 2007, 509 p.

Zhao D. Seismic structure and origin of hotspots and mantle plumes // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2001, v. 192, p. 251—265.

Zhao D. Multiscale seismic tomography and mantle dynamics // *Gondwana Res.*, 2009, v. 15, № 3—4, p. 297—323.

Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Natapov L.M. Geology of the USSR: a plate-tectonic synthesis. American Geophysical Union, Washington, 1991, 442 p.

Zorin Yu.A., Kozhevnikov V.M., Novoselova M.R., Turutanov E.Kh. Thickness of the lithosphere beneath the Baikal rift zone and adjacent regions // *Tectonophysics*, 1989, v. 168, № 4, p. 327—337.

*Рекомендована к печати 21 февраля 2013 г.
Н.Л. Добрецовым*

*Поступила в редакцию
13 ноября 2012 г.*