

## О ПРОБЛЕМАХ ГЕОДИНАМИКИ, ТЕКТониКИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ

Н.Л. Добрецов, М.М. Буслов

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,  
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

Обсуждены статьи из спецномера журнала «Геология и геофизика», № 12 за 2011 год. Спецномер подготовлен на основе докладов, прозвучавших на Международном совещании «Геодинамическая эволюция, тектоника и металлогения орогенических поясов» 28–30 июня 2010 г. в Новосибирске (<http://altay2010.igm.nsc.ru>). Основной целью данного совещания являлось обсуждение общей эволюции Центрально-Азиатского складчатого пояса с особым акцентом на проблемы континентального роста, эволюции палеоокеанов и континентальных окраин, роли плюмов в аккреционно-коллизивной тектонике и металлогении. Обсуждение статей сгруппированы в три раздела: 1. Общие вопросы геодинамики и геодинамической эволюции; 2. Роль мантийных плюмов в тектонической активности, магматизме и оруденении; 3. Региональные проблемы тектоники и геодинамики Азии.

Приведенные обобщения показывают важную роль мантийных плюмов в эволюции Палеоазиатского океана и формировании складчатых структур Центральной Азии.

Кроме установленных для большинства континентов трех крупных максимумов (трех импульсов) роста континентальной коры около 2900—2700, 1900—1700, 900—700 млн лет выделены три важные орогенные стадии в росте континентальной коры Евразии: позднекембрийско-ордовикская (510—470 млн лет), позднедевонско-раннекарбоновая (380—320 млн лет) и пермско-триасовая (285—230 млн лет). Эти стадии в эволюции Центрально-Азиатского складчатого пояса сопровождалась проявлением плюмового магматизма (ультрабазит-базитового и бимодального), облегчивших формирование крупных транслитосферных сдвигов. Показано, что образование позднекембрийско-ордовикского орогена на территории Центральной Азии (Северный Казахстан, Алтае-Саянская область, Тува, Прибайкалье) сопровождалось раскрытием Палеотетиса, Уральского, Обь-Зайсанского и Туркестанского океанов с интенсивным проявлением плюмового магматизма. Закрытие Обь-Зайсанского океана и столкновение восточной части Казахстанско-Байкальского континента с Сибирским в позднем девоне—раннем карбоне совпало с максимальным раскрытием Туркестанского океана, вероятно, связанного с плюмовой активностью. Периоды проявления Таримского (285—275 млн лет) и Сибирского (250—230 млн лет) суперплюмов совпадают с закрытием Уральского океана и раскрытием Мезо- и Неотетиса, а также с эпохами крупнейших эндогенных оруденений.

*Мантийные плюмы, магматизм и оруденение, сдвиги, рост континентальной коры, Центрально-Азиатский складчатый пояс, Палеоазиатский океан.*

## PROBLEMS OF GEODYNAMICS, TECTONICS, AND METALLOGENY OF OROGENS

N.L. Dobretsov and M.M. Buslov

This is an overview of papers published in the present volume of *Russian Geology and Geophysics (Geologiya i Geofizika)*, a special issue that covers presentations at the International Conference “Geodynamic Evolution, Tectonics, and Metallogeny of Orogens”, held on 28–30 June 2010 in Novosibirsk (<http://altay2010.igm.nsc.ru>). The workshop concerned the general evolution of the Central Asian orogenic system, with a special focus on continental growth, history of oceans and continental margins, and role of plumes in accretionary-collisional tectonics and metallogeny. The discussed papers are grouped in three sections: 1. General issues of geodynamics and geodynamic evolution; 2. Role of mantle plumes in tectonics, magmatism, and metallogeny; 3. Regional tectonic and geodynamic problems of Asia.

The synthesis of data reported at the workshop demonstrates critical importance of mantle plumes for the evolution of the Paleasian ocean and for orogenic processes in Central Asia.

In addition to three large pulses of continental growth at about 2900–2700, 1900–1700, and 900–700 Ma, three orogenic stages have been distinguished in the geological history of Eurasia: Late Cambrian–Ordovician

(510–470 Ma), Late Devonian–Early Carboniferous (380–320 Ma), and Permian–Triassic (285–230 Ma). In the evolution of the Central Asian orogen, these stages were associated with events of ultramafic-mafic and bimodal plume magmatism which promoted translithospheric strike-slip faulting. Plume magmatism was an active agent in the ocean opening when the Paleotethys, Ural, Ob–Zaisan, and Turkestan basins appeared, while the Late Cambrian–Ordovician orogen was forming in Central Asia (Northern Kazakhstan, Altai–Sayan, Tuva, and Baikal areas). Closure of the Ob–Zaisan ocean and collision of the Kazakhstan–Baikal continent with Siberia in the Late Devonian–Early Carboniferous was coeval with the maximum opening of the Turkestan ocean, possibly, as a consequence of plume activity. The Tarim (285–275 Ma) and Siberian (250–230 Ma) superplume events corresponded in time to the closure of the Ural ocean and opening of the Meso- and Neotethys, as well as to major metallogenic events.

*Mantle plumes, magmatism and metallogeny, strike-slip faulting, continental growth, Central Asian orogen, Paleoasian ocean*

## ВВЕДЕНИЕ

При расшифровке процессов формирования складчатых поясов Центральной Азии важную роль играют офиолиты как реликтовые структуры древних океанических бассейнов. Они служат маркерами, позволяющими выделить важнейшие палеотектонические зоны и выявить этапы формирования складчатых сооружений региона. Палеоокеанические структуры являются тектоническими и эволюционными реперами, дающими возможность наиболее достоверно расшифровывать историю палеоокеанов. В последние годы в венд-палеозойских аккреционно-коллизийных поясах Центральной Азии наряду с офиолитами все чаще отмечаются случаи нахождения фрагментов океанических плато или симаунтов [Буслов, Ватанабе, 1996; Добрецов и др., 2004; Safonova et al., 2004; Сафонова и др., 2011], формирование которых связано с проявлениями мантийных плюмов.

Во многих работах рассмотрены основные пики и периодичность плюмовой активности [Maruyama, 1994; Condie, 1998; Добрецов и др., 2001; Ярмолюк и др., 2003; Добрецов, 2005, 2008, 2010б; Maruyama et al., 2007; Pirajno, 2007, 2010; Коваленко и др., 2010; Condie, Aster, 2010; Kuzmin et al., 2011], как правило, совпадающей с эпохами крупных тектонических перестроек, однако ее проявления в регионах Центральной Азии изучены еще в очень разной степени. Развитие плюмов обычно приводит к излиянию значительных объемов базальтовых магм как на континентах, формируя платобазальты, силлы и интрузии, так и в океанических условиях с образованием океанических плато, поднятий и островов. Большое значение для расшифровки особенностей палеоокеанических структур имеет сравнительный формационно-геохимический анализ древних океанических ассоциаций с данными по современным океаническим областям. В случае концентрации плюмового магматизма в форме суперплюма он может приводить к расколу континентов, раскрытию и закрытию океанов [Maruyama, 1994; Maruyama et al., 2007], контролировать эволюцию Земли [Добрецов, 2010б] (рис. 1).

Настоящий спецномер журнала «Геология и геофизика» подготовлен на основе докладов, прочитавших на Международном совещании «Геодинамическая эволюция, тектоника и металлогения орогенных поясов» 28–30 июня 2010 г. в г. Новосибирске [Abstract volume, 2010; <http://altay2010.igm.nsc.ru>]. Основной целью данного совещания являлось обсуждение общей эволюции Центрально-Азиатского складчатого пояса с особым акцентом на проблемы континентального роста, эволюции палеоокеанов и континентальных окраин, роли плюмов в аккреционно-коллизийной тектонике и металлогении.

Подготовленные статьи сгруппированы в три раздела.

1. Общие вопросы геодинамики и геодинамической эволюции.
2. Роль мантийных плюмов в тектонической активности, магматизме и оруденении.
3. Региональные проблемы тектоники и геодинамики Азии.

## ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ГЕОДИНАМИКИ И ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ

В трех статьях этого раздела [Комия, 2011; Диденко, 2011; Добрецов, 2011] обсуждаются формирование континентальной коры, важные импульсы этого процесса и роль мантийных плюмов в образовании ювенильной гранитной коры и импульсности (периодичности) ее рециклинга.

В статье проф. Т. Комия [2011] обосновывается большая роль континентального рециклинга, включающего внутрикоровый рециклинг (переотложение континентальной коры в осадочных бассейнах), переработку коры (метаморфизм и переплавление), рециклинг при взаимодействии кора–мантия в зонах субдукции. Ключевым моментом, по мнению Т. Комия, является субдукция и переплавление как осадков, так и первичной базальтовой коры. При обсуждении этого вопроса недостаточно учтены работы российских (советских) ученых [Соболев, Соболев, 1975; Зоненшайн и др., 1990; Хаин, 2003; Хаин, Гончаров, 2006; Добрецов, 2010а,б], хотя две последние статьи им упомянуты. В.С. Соболев одним из

первых сформулировал двухэтапность формирования континентальной (гранитной) коры: сначала формировалась океаническая базальтовая кора, затем она была трансформирована в зонах субдукции в эклогиты (как правило, со свободным  $\text{SiO}_2$  даже при трансформации базальтов, умеренно богатых оливином), при плавлении которых в зоне субдукции формируются граниты-диориты (в зависимости от степени плавления и парциального давления воды).

Обзорный рис. 1 в статье [Комия, 2011] показывает большое разнообразие мнений о времени и темпах выделения континентальной коры. В работах (1978—1984 гг.) предполагалось, что 50 % и более континентальной коры было сформировано ранее 3 млрд лет (в среднем около 3.5 млрд лет). Остальные кривые, включая недавние работы [Condie, 1998; Rino et al., 2004, 2008; Iizuka et al., 2005; Maruyama et al., 2007], группируются вокруг оценок, формирующих 50 % континентальной коры 2800 ± 100 млн лет назад (6 кривых), 1900 ± 100 (5 кривых), 750—800 млн лет [Maruyama, 1994; Utsunomiya et al., 2007]. Эти три пика являются главными и на диаграммах рис. 3—6 в работе [Комия, 2011], основанных на возрасте обломочных цирконов из крупнейших рек. С одной стороны, эти три цифры 2800, 1900 и 800 млн лет близки к трем главным максимумам эндогенных событий, установленных давно [Condie, 1998; Condie, Aster, 2010]. С другой стороны, на гистограммах рис. 3—6 из [Комия, 2011] с учетом других работ [Добрецов, 2010б] и рис. 1 выделяется не менее 12 максимумов эндогенной активности: 3600, 3200, 2800, 2500, 2200, 1900—1700, 1500, 1150, 900—1000, 650, 300, 100—0 — в среднем через 300 млн лет.

В обзоре по Китайскому Алтаю, представляющему центральную часть ЦАПП [Кай и др., 2011, рис. 8], приводится отчетливый максимум Hf-цирконовых модельных возрастов 500—600 млн лет (венд—кембрий) из серии Хабахэ, близкой к горноалтайской серии позднего кембрия—силура. Остальные модельные возрасты из цирконов этой серии и парагнейсов дают преимущественно гренвильские максимумы (около 1.0, 1.2 и 1.5 млрд лет), которые присутствуют на диаграммах в работе [Комия, 2011] и отсутствуют на верхней диаграмме рис. 1, составленного на материале Восточно-Европейской и Сибирской платформ и их обрамления.

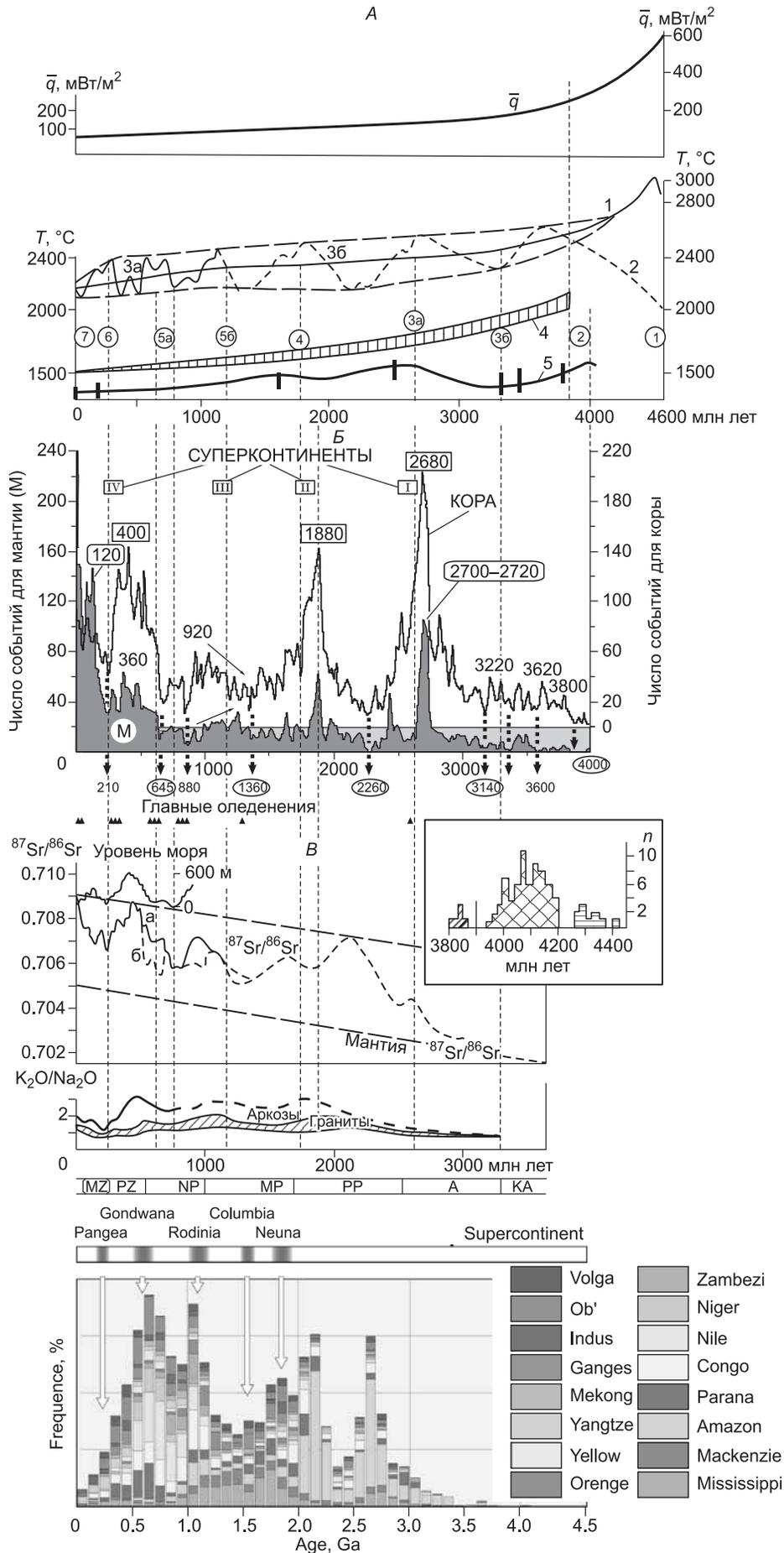
Мало информации о наиболее ранней Земле (в интервале 4400—3600 млн лет), но с появлением очень древних цирконов в осадочных толщах Австралии [Wilde et al., 2001] и в гнейсах Акасто [Iizuka et al., 2005, 2010] прогресс в этом отношении намечается.

В итоговой кривой на рис. 13 из работы [Комия, 2011] Т. Комия рассчитал три крупных максимума (три импульса) роста континентальной коры около 2900—2700, 1900—1700, 900—700 млн лет и разделяющих их пять отчетливых минимумов 3100, 2200, 1300, 650, 350 млн лет, когда объем континентальной коры не только не увеличивался, но даже уменьшался за счет усиления субдукции и «исчезновения» континентальных осадков в зонах субдукции. При этом Т. Комия [2011] вслед за Ш. Маруяма [Maruyama et al., 2007], основываясь на Hf-цирконовых модельных возрастах, заключает, что в фанерозое существенного роста континентальной коры не происходило, что противоречит другим данным в публикуемых статьях спецвыпуска [Диденко, 2011; Добрецов, 2011; Берзина и др., 2011].

В статье А.Н. Диденко [2011] рассмотрены периодические колебания частоты геомагнитных инверсий как инструмент познания процессов на границе ядро—мантия и как вероятная причина периодичности глобальных процессов. Проанализирована уже известная корреляция частоты магнитных инверсий с максимумами мантийного магматизма в фанерозое [Larson, Olsen, 1991; Диденко, 1998; Добрецов и др., 2001; Добрецов, 2005, 2010] и к ней добавлен анализ периодической вариации изотопных отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в морских карбонатных осадках, коррелирующихся с частотой геомагнитных инверсий и мантийных плюмов. Отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в океанах и осадках, как справедливо подчеркнуто в работе [Диденко, 2011], могло уменьшаться только в периоды увеличения притока Sr из мантийных источников и уменьшения вклада коровых источников и, таким образом, можно «отождествлять минимумы на временной зависимости  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  с периодами увеличения притока мантийного стронция» вместе с мантийными плюмами.

В табл. 1 и на рис. 1 в работе [Диденко, 2011] выделены пять этапов (гиперхронов) многополярного геомагнитного поля: 1) 83—123; 2) 186—214; 3) 258—315; 4) 347—375; 5) 468—495 млн лет, с которыми коррелируются максимумы плюмового магматизма по данным [Ernst, Buchan, 2001; Добрецов и др., 2001], и минимумы  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  отношений: 1) 95—105; 2) 155; 3) 260; 4) 350; 5) 455 млн лет. Минимумы (2), (3) и (5) более отчетливы: приведенные отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  опускаются ниже 0.707. Для случаев (3), (4), (5) стронциевые минимумы близки к окончанию гиперхрона и плюмовой активности, для случая (1) попадают в середину гиперхрона, в случае (2) моложе окончания гиперхрона на 30 млн лет, что А.Н. Диденко [2011] логично связывает с запаздыванием Sr-сигнала в осадках по сравнению с максимумом или окончанием плюмовой активности. В работах [Куренков и др., 2002; Добрецов, 2003; Добрецов, Буслов, 2007; Диденко, 2011; Добрецов, 2011] подчеркивается, что все пять эпизодов связаны с перестройкой океанов.

В венд-палеозойское время в пределах Азии намечаются пять эпох активного образования океанической коры, обычно состоящей из офиолитов срединно-океанических хребтов в ассоциации с плюмо-



**Рис. 1. Сводные диаграммы, иллюстрирующие эволюцию Земли [Добрецов, 2010б; Комия, 2011].**

*A* — изменение теплового потока из мантии ( $q$ ) и температуры в мантии (кривые 1—5); кривые  $q$ , 1, 2 — [Tajika, Matsui, 1992]; За, 3б — [Добрецов и др., 2001; Добрецов, 2010б]; 4, 5 — [Komiya, 2007]; *B* — основные события в истории Земли: время существования суперконтинентов I—IV (I — Пангея О, II — Палеопангея, III — Родиния, IV — Пангея), по [Хаин, 2003] с уточнениями; статистика возраста пород коры (кора) и мантия (м) — [Балашов, Глазнев, 2008; Добрецов, 2011]; главные оледенения [Добрецов, Чумаков, 2001]. *B* — геолого-геохимические индикаторы эволюции: уровень моря [Matsuyama et al., 2007]; изотопия  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в карбонатных породах [Halverson et al., 2007; Matsuyama, Liou, 2005] отношение  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  в гранитах и аркозовых песчаниках [Добрецов, 2010б], на врезке показано распределение возрастов древнейших детритовых цирконов [Cavosie et al., 2007; Wilde et al., 2001]; цифры в овалах и прямоугольниках — даты, упоминаемые в тексте [Добрецов, 2010б]. *Г* — гистограмма U-Pb возрастов детритовых цирконов из крупнейших 16 рек. Вертикальная ось нормализована в процентном отношении к общему количеству (100 %). Доминируют 5 пиков в 2.7, 2.0—2.2, 1.7—1.9, 1.0—1.2, 0.5—0.8 млрд лет, указывающие на эпизоды максимального роста континентальной коры [Комия, 2011].

выми базальтами океанических поднятий, островов и плато [Chi et al., 1993; Берзин и др., 1994; Пучков, 2000; Куренков и др., 2002; Добрецов, Буслев, 2007; Коробкин, Буслев, 2011].

1. Венд—ранний кембрий (620—540 млн лет). Фрагменты океанической коры этого возраста широко распространены в аккреционных призмах Кузнецко-Алтайской и Тувино-Монгольской островных дуг, аккреционно-коллизийных поясах Северной и Западной Монголии, Северного и Западного Казахстана. Их формирование обусловлено максимальным развитием Палеоазиатского океана.

2. Конец кембрия — средний ордовик (500—470 млн лет). Фрагменты океанической коры включены в аккреционно-коллизийные пояса Центрального Казахстана, Северного Тянь-Шаня, Урала, Алтае-Саянской складчатой области. С этим периодом связано раскрытие Уральского, Туркестанского и Обь-Зайсанского океанов.

3. Конец ордовика—силур (450—420 млн лет). Остатки океанической коры этого времени находятся в аккреционно-коллизийных поясах Урала, Южного Тянь-Шаня, Джунгарии, Южной Монголии, Алтае-Саянской области. Вероятно, в это время максимально раскрывался Уральский океан и возник Палеотетис-1.

4. Средний девон—ранний карбон (380—320 млн лет). Океаническая кора этого периода установлена в складчатых областях Полярного и Южного Урала, Южного Тянь-Шаня, Джунгарии, Южной Монголии и представляет собой новую генерацию продуктов спрединга и внутриплитного плюмового магматизма уже существовавших Уральского, Туркестанского океанов, Палеотетиса-1. Формируется новый океанический бассейн Палеотетис-2.

5. Пермь (290—250 млн лет). Океаническая кора этого возраста надежно установлена в Южной Монголии и Забайкалье (Монголо-Охотской сутурной зоне). Вероятно, что ее формирование связано с раскрытием Монголо-Охотского океана.

В работе Н.Л. Добрецова [Добрецов, 2011] дополнительно обосновывается значение ордовикского (460—495 млн лет) этапа активности мантийных плюмов, проявляющегося в перестройке Палеоазиатского океана и/или сопутствующих коллизийных событиях магматизма и метаморфизма. В дискуссионной части статьи приведены также данные о мантийно-плюмовой активности около 740 и 620 млн лет, подтверждая ранее сделанный вывод [Добрецов, 2005], что в неопротерозое и фанерозое главные максимумы плюмовой активности проявляются через 120—125 млн лет (в среднем 740, 620, 495, 375, 250, 125, 10 млн лет), более крупные из них — через 250 млн лет, что близко к периодичности около 300 млн лет, упомянутой выше. Самая крупная периодичность, как упомянуто выше и рассмотрено в работах [Хаин, 2003; Хаин, Гончаров, 2006; Добрецов, 2008, 2010б; Комия, 2011] (см. рис. 1), — от Пангеи до Пангеи, составляет около 750—900 млн лет ( $3 \times 250$  или  $3 \times 300$ ).

Во введении к статье [Добрецов, 2011] подчеркивается значение международных проектов IGSP 383, IGSP 420, в которых на примере фанерозойской истории Северной Азии было показано, что в периоды плюмовой активности формируется огромное количество анорогенных гранитоидов с мантийными метками. В целом в Центрально-Азиатском складчатом поясе такие (мантийные) гранитоиды на этапе мезозоя и среднего—позднего палеозоя преобладали, компенсируя исчезновение коровых осадков в зонах субдукции [Владимиров и др., 1999; Jhan et al., 2001; Добрецов, 2003, 2005].

Однако с такой интерпретацией Т. Комия не согласен. На замечания рецензента он написал: «Не могу согласиться с предложением добавить в дискуссию, что граниты *A*-типа (связанные с плюмами граниты) вносят количественный вклад в детритовые цирконы, но не отражают возраст орогенических событий. Граниты *A*-типа (анорогенные граниты) образуются благодаря переплавлению коры, обусловленному континентальной коллизией. Таким образом, они относятся к процессам переработки коры и не отражают образование ювенильной континентальной коры». В статье он объединяет граниты *A*- и *S*-типов. Получается парадокс: анорогенные граниты все равно связаны с орогенией, а разделение *S*-гранитов и *A*-гранитов в этом случае несущественно!

## РОЛЬ МАНТИЙНЫХ ПЛЮМОВ В ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ, МАГМАТИЗМЕ И ОРУДЕНЕНИИ

В настоящее время активно развивается идея, что развитие складчатых структур определяется, прежде всего, историей раскрытия и закрытия палеоокеанов, в течение которой большое влияние на геодинамические процессы оказывали мантийные плюмы [Maruyama, 1994; Sleep, 1996, 2009; Condie, 1998; Добрецов и др., 2001; Ярмолюк и др., 2003; Добрецов, 2005, 2008, 2010б; Maruyama et al., 2007; Condie, Aster, 2010; Коваленко и др., 2010; Кузьмин и др., 2011]. На заключительных стадиях формирования континентальной земной коры главную роль играли аккреционно-коллизийные процессы. Несомненно, что на современном этапе развития тектоники и геодинамики континентов необходимы детальные исследования эталонных объектов палеоокеанов и задуговых бассейнов (офиолитов, палеокеанических поднятий и островов), примитивных и развитых островных дуг, а также ключевых комплексов аккреционно-коллизийной стадии: флиша, олистостром, меланжей, пород высоких и сверхвысоких давлений, метаморфических пород зон надвигов и сдвигов. Перечисленные объекты различного возраста широко представлены в структуре Центральной Азии, характеризуя ее как сложный коллаж разновозрастных террейнов различной геодинамической природы [Добрецов, Буслов, 2007; Коробкин, Буслов, 2011].

В вышеупомянутой статье [Добрецов, 2011] достаточно подробно анализируется влияние ордовикского плюма (495—400 млн лет) на тектоническую активность и взаимосвязанные магматизм, метаморфизм и оруденение. В частности приводится корреляция магматических и метаморфических событий в пяти различных регионах Урало-Монгольского пояса от Полярного Урала до Прибайкалья с характерными максимумами 520, 490—480, 460, 425 и около 400 млн лет, причем первые три имеют доказательства плюмовой активности. Те же максимумы приведены для магматизма Китайского Алтая [Кай и др., 2011, рис. 7], к ним близки пики метаморфизма (515, 484, 466, 438 млн лет) [Кай и др., 2011, рис. 8], а также более молодые импульсы магматизма и метаморфизма около 375 (390—365), 286 (293—275) и 260 (268—254) млн лет, которые совпадают с максимумами девонского Таримского и Эмейшань-Сибирского плюмов [Добрецов и др., 2010б].

В статье [Берзина и др., 2011] обосновывается влияние мантийных плюмов на развитие рудно-магматических систем. Основным примером в этой статье является Кузнецкий Алатау и Сорское Cu-Мо месторождение. Развитие системы начинается с внедрения Уйбатского плутона, где габброиды и монцититы с мантийными метками соответствуют возрасту 485—460 млн лет — пику плюмового магматизма. Вторая фаза магматизма (лейкограниты) имеет возраст 440—420 млн лет, предрудные дайки (габбромонцититоиды) 405—402 млн лет, рудоносные гранит-порфиры 390—388 млн лет. Легко видеть соответствие с максимумами, приведенными выше. В статье приведены и другие примеры Cu-Мо месторождений, связанных с плюмовым магматизмом, — Эрдэнэтуин-Обо в Монголии, связанное с Сибирским суперплюмом (252—240 млн лет), Фламмефельд в Гренландии, связанное с Исландским протоплюмом (рудоносные порфиры 40 млн лет, «материнские» щелочные и габброидные массивы 47—50 млн лет), Мо-порфиновые и Au-Ag месторождения, связанные с Йелоустонским протоплюмом (40—30 млн лет).

Позднепалеозойские дайки и оруденение в Горном Алтае и СЗ Монголии (вблизи границы с Китайским Алтаем) анализируется в статье [Васюкова и др., 2011]. Высококальциевые лампрофиры в нескольких дайковых ареалах внедряются в два этапа 250—242 и 236—234 млн лет, соответствующие главному и позднему (регрессивному) этапу Сибирского суперплюма. Ареал развития К-лампрофиров пространственно и генетически совмещен с крупным районом, содержащим Ag-Sb, Mo-W-грейзеновые, Ni-Co-As типы оруденения [Борисенко и др., 2006; Васюкова и др., 2011].

Кошрабатский монцитит-гранитовый массив в Узбекистане, по геохимическим и геологическим данным, генетически связан с крупным золоторудным месторождением [Конопелько и др., 2011]. Высокая железистость и повышенные содержания HFSE сближают породы массива с гранитами А-типа, которые в ЦАСП часто связаны с мантийно-плюмовыми источниками [Jahn et al., 2002]. Авторы [Конопелько и др., 2011] справедливо отмечают широкое распространение постколлизийных золотоносных А-гранитов в Тянь-Шане (от Северного Тянь-Шаня до Мурунтау [Конопелько и др., 2011, рис. 1]) и близость их по возрасту (310—270 млн лет). Этот возрастной интервал в точности соответствует Таримскому плюму [Добрецов и др., 2010]. Но авторы эту связь не обнаруживают, а постколлизийный магматизм и металлогению Северного Мурунтау связывают с крупноамплитудным трансформальным сдвигом, хотя объяснить весь Тяньшаньский ареал [Конопелько и др., 2011, рис. 1] с системой крупноамплитудных сдвигов вряд ли удастся. В пояснении к замечаниям рецензентов Д.Л. Конопелько отмечает «модель, предложенная авторами для Тянь-Шаня, не является универсальной... для других районов вполне возможны другие способы магмогенерации».

Конечно, совпадение по возрасту гранитоидов с плюмовым магматизмом (базальты, ультраосновные, щелочные и щелочно-базитовые интрузии) — недостаточное доказательство для их генетической связи, но разные авторы [Pirajno, 2007, 2010; Добрецов и др., 2010; Добрецов, 2011; Берзина и др., 2011;

Васюкова и др., 2011] приводят дополнительные геохимические и геологические доказательства этой связи, включая изотопную геохимию, перемежаемость разных даек и оруденения, зональность магматизма и оруденения относительно центров плюмового магматизма, в том числе и для Таримского плюма [Добрецов и др., 2010].

Особый интерес представляют проявления коллизионного метаморфизма, по времени совпадающего с максимумами плюмового магматизма. Например, в Китайском Алтае [Кай и др., 2011], Восточном Саяне [Рябинин и др., 2011], Ангаро-Витимском ареале [Цыганков и др., 2010] проявлен синколлизионный метаморфизм в интервале 310—275 млн лет, синхронный с проявлениями Таримского мантийно-плюмового магматизма, но очень далеко от главных коллизионных швов, которые располагались в Южном Тянь-Шане и Южном Гоби. Здесь ситуация может быть аналогична кайнозойской орогенезу в Азии, когда коллизия Индостанского континента с Евразией распространилась далеко от Гималаев до Байкала и Станового хребта [Dobretsov et al., 1996; De Grave et al., 2007]. Поворот Амурской плиты по часовой стрелке был обеспечен наличием «подушки» кайнозойского плюмового расплава в основании литосферы и вызвал растяжение в районе Хубсугула и Байкала и сжатие в районе Станового хребта, а в позднем карбоне—перми — обратные вращения и сжатие в Прибайкалье и растяжение в Становике и Северной Монголии.

Пример многоэтапного метаморфизма в Ольхонском Прибайкалье приведен в статье [Добрецов, 2011, рис. 10] на основе работы [Владимиров и др., 2011]. Главный этап синколлизионного метаморфизма произошел 480—500 млн лет назад и достигал гранулитовой фации. Затем произошли еще три этапа метаморфизма, каждый этап сопровождался «задавливанием вглубь» литопластин и начальным повышением  $P$ - $T$  условий с общим снижением максимальной температуры на каждом этапе. Это более сложная модель метаморфизма, чем обычно описывается в ареалах зонального метаморфизма. Она близка к многократно описанной многоэтапной модели метаморфизма в высокобарических поясах (Францискан в Калифорнии, Санбогава в Монголии, Кокчетавский массив в Казахстане и др.) (см. обзор [Добрецов, 2010a; Hacker et al., 2010]).

В статье [Баталев и др., 2011] используются данные по ксенолитам эклогитов и гранулитов, извлеченных щелочно-базальтовыми трубками взрыва на Тянь-Шане, с возрастом 70—50 млн лет. Лабораторные измерения плотности и электромагнитных свойств ксенолитов позволили сопоставить их с наблюдаемыми геофизическими разрезами Тянь-Шаня. Хорошая корреляция с региональными тектоническими структурами позволяет выделить коровые проводники, которые трассируют зоны крупнейших разломов и сутурные зоны закрытия палеоокеанов. В разрезах земной коры по двум субмеридиональным профилям глубинных МТЗ через Тянь-Шань ( $74^\circ$  и  $76^\circ$  в.д.) выделены проводящие объекты, соответствующие боковым границам и подошве Иссык-Кульского микроконтинента, а также синформе в районе Атбашинской зоны. Распределение сейсмических скоростей  $v_p$ , полученное по методу обменных волн землетрясений (МОВЗ) вдоль трансекта MANAS (2007 г.), в сопоставлении с геоэлектрической моделью для Атбашинской аккреционно-коллизионной зоны подтвердило предположение о том, что расположение и наклон крупных пластин (чешуй), а также способ и направление эксгумации эклогитов в этой зоне аналогичны наблюдаемому в Северо-Западном Китае. Данные петрологического анализа, термобарометрии и лабораторных исследований скоростей упругих волн нижнекоровых и верхнемантийных ксенолитов свидетельствуют о том, что поверхность Мохо на момент выноса ксенолитов около 70 млн лет назад располагалась на глубине около 35 км, в то время как ее современная глубина залегания составляет 55 км. Тепловой поток на поверхности за 70 млн лет уменьшился с 80 до 60 мВт/м<sup>2</sup>.

## РЕГИОНАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ТЕКТОНИКИ И ГЕОДИНАМИКИ АЗИИ

Специфика тектоники и геодинамики складчатых областей Азии заключается в том, что в их формировании и деформациях земной коры огромную роль играли разнообразные по строению и размерам блоки (террейны, микроконтиненты, составные континенты, континенты), сложенные преимущественно породами докембрийского Гондванского суперконтинента. Суперконтинент раскалывался в течение позднего докембрия—палеозоя и его фрагменты включались в состав новообразованной океанической коры Палеоазиатского океана [Моссаковский и др., 1993; Диденко и др., 1994; Берзин и др., 1994; Печерский, Диденко, 1995; Филиппова и др., 2001; Добрецов, 2003; Добрецов, Буслов, 2007; Levashova et al., 2010; Kravchinsky et al., 2010; Коробкин, Буслов, 2011]. Гондванские блоки, сложенные породами не только докембрийского фундамента, но и комплексами пород активных и пассивных окраин, субдуцировали совместно с океанической корой под Казахстанско-Тувинно-Монгольскую островную дугу, обрамляющую Сибирский континент с востока (в древних координатах), и в ордовике сформировали фундамент Казахстанско-Байкальского составного континента, состоящего из аккреционно-коллизионного коллажа островных дуг, микроконтинентов (кратонных террейнов) и окраинно-континентальных террейнов Гондванского суперконтинента, образований аккреционной призмы (флиша, олистостром, фрагментов океанической коры, фрагментов ультра- и высокобарических пород палеосубдукционных зон, сформирован-

ных за счет пород субдуцированных континентальных и океанических террейнов). В среднем—позднем палеозое составной континент имел активные окраины, внутри него формировались чехольные осадочные комплексы [Добрецов, Буслов, 2007; Коробкин, Буслов, 2011].

В конце палеозоя в результате аккреции и последующей коллизии Восточно-Европейский, Казахстанско-Байкальский и Сибирский континенты слились в единый Евразийский континент (рис. 2). Коллизия крупных континентальных блоков разделила крупноамплитудными сдвигами их сложное строение окраины, а Казахстанско-Байкальский составной континент, не имеющий мощного консолидированного фундамента, был полностью разделен на множество сдвиговых террейнов, включающих гондванские континентальные блоки и образования разновозрастных активных окраин [Коробкин, Буслов, 2011]. В связи с изложенным сценарием мозаично-блоковая структура Центральной Азии может быть рассмотрена как сложный по строению и по формированию коллаж позднепалеозойских сдвиговых террейнов, включающих крупные докембрийские блоки Гондваны (Кокчетавский, Илийско-Джунгарский, Иссык-Кульский, Алтае-Монгольский, Монголо-Тувинский и многие другие), расположенные среди фрагментов венд-палеозойских островных дуг и аккреционно-коллизионных поясов, формировавших активные окраины Восточно-Европейского, Сибирского и Казахстанско-Байкальского континентов.

Эта идея продолжает серию работ, в которых обосновывается, что позднепалеозойские сдвиговые деформации играют ведущую роль в формировании структуры Центральной Азии [Зоненшайн и др., 1990; Berzin, Dobretsov, 1993; Sengör et al., 1993; Берзин и др., 1994; Диденко и др., 1994; Windley et al., 2002, 2007; Добрецов, 2003; Буслов и др., 2003; Buslov et al., 2004; Добрецов, Буслов, 2007]. Сдвиги определяют орогенический коллаж террейнов, образованный в две стадии: в позднем девоне—раннем карбоне при столкновении Казахстанского (Казахстанско-Байкальского) составного континента с Сибирским континентом, и в позднем карбоне—перми при столкновении Восточно-Европейского континента, Казахстанско-Байкальского и Сибирского континентов [Буслов и др., 2003, Buslov et al., 2004; Добрецов, Буслов, 2007; Буслов, 2011; Коробкин, Буслов, 2011].

Наиболее интенсивные позднекарбонно-пермские сдвиги (Чарский, Иртышский, Северо-Восточный) проявились в Восточном Казахстане, разделившие составной континент на два крупных коллажа сдвиговых террейнов: Казахстанский и Байкальский, деформированных в крупные ороклинальные складки (см. рис. 2).

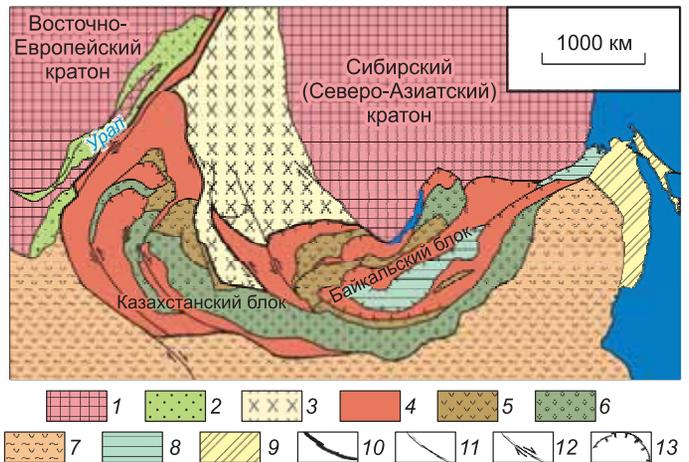
В статьях настоящего сборника освещены более детально некоторые вопросы, обозначенные выше. Так, в статье [Коробкин, Буслов, 2011] на основании анализа стратиграфических и геологических данных показаны палеогеографические и палинспастические реконструкции палеозойд Казахстана (западной части Казахстанско-Байкальского составного континента, по [Добрецов, Буслов, 2007; Буслов, 2011]) последовательно для серии этапов: позднекембрийско-раннеордовикского, ордовикского, силурийского, раннепозднедевонского, позднедевонско-раннекарбонного, среднепозднекарбонного и пермского этапов. Наиболее важные из которых соответствуют периодам проявления плюмовой активности и максимальных открытий океанических бассейнов.

На основе анализа перечисленных этапов рассмотрена многостадийная геодинамическая эволюция палеозойд: 1) заложение кембрийских островных дуг; 2) ордовикское формирование фундамента составного аккреционно-коллизионного Казахстанско-Байкальского континента как результат континентальной субдукции и амальгамации блоков Гондваны с островными дугами; 3) в позднем ордовике в пределах Казахстанского континента формируются терригенные и вулканогенные компенсированные осадочные комплексы, которые продолжали свое развитие в силуре; 4) в конце силура происходит коллизия Казахстанского континента с островными дугами Туркестанского и Обь-Зайсанского океанов, что приводит к формированию моласс, а также гранитных поясов в Северном Тянь-Шане и Чингизе. На границах с Уральским, Туркестанским и Джунгаро-Балхашским океанами формируются Сакмарская, Тагильская и Восточно-Уральская вулканические островные дуги; 5) развитие девонских и каменноугольно-пермских активных окраин составного континента. Во внутренних его частях формируются раннедевонские рифтогенные вулканогенно-осадочные образования, среднепозднедевонская вулканогенная моласса, позднедевонско-раннекарбонные рифтогенные осадочно-вулканогенные, шельфовые терригенно-карбонатные толщи и угленосные озерно-болотные осадки, среднепозднекарбонные обломочные образования бессточных впадин; 6) в пермское время на южной окраине составного Казахстанского континента проявился плюмовый магматизм, который по времени совпал с формированием красноцветной молассы и тектонической деструкцией палеозойд Казахстана, сдвигами, проявленными в результате коллизии Восточно-Европейского, Казахстанско-Байкальского и Сибирского континентов.

В статье [Кай и др., 2011] приведено обобщение геологического строения и тектонической эволюции Китайского Алтая. На основе геохронологического датирования и Hf-цирконовых модельных возрастов сделан вывод, что Китайский Алтай сформирован как субдукционно-коллизионный комплекс в палеозое, при этом отрицается существование докембрийского микроконтинента, хорошо известного в литературе как Алтае-Монгольский [Зоненшайн и др., 1990]. Интервал датировок детритовых цирконов

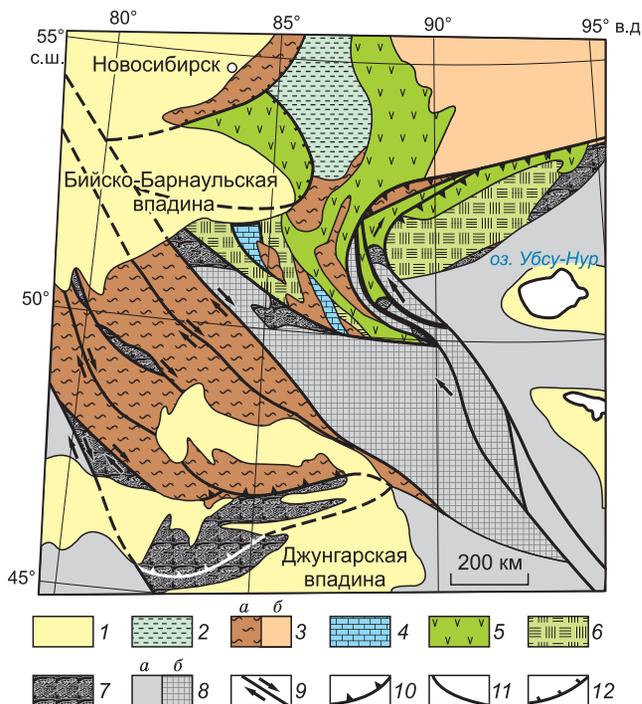
**Рис. 2. Схема тектонического районирования Центрально-Азиатского складчатого пояса [Добрецов, Буслов, 2007; Буслов, 2011].**

1 — докембрийские кратоны; 2 — палеозойские образования пассивной окраины Восточно-Европейского кратона; 3 — венд-палеозойские окраинно-континентальные образования Сибирского (Северо-Азиатского) кратона; 4—7 — Казахстанско-Байкальский составной континент: 4 — аккреционно-коллизийные зоны с докембрийскими микроконтинентами гондванской группы, 5, 6 — венд-раннекембрийская Казахстанско-Тувино-Монгольская островная дуга: 5 — преимущественно магматические породы, 6 — образования аккреционных призм и преддуговых прогибов; 7 — раннемезозойский аккреционно-коллизийный пояс, содержащий микроконтиненты и континенты гондванского происхождения; 8 — раннемезозойская Монголо-Охотская сутурно-сдвиговая зона; 9 — поздне-раннекембрийская Казахстанско-Тувино-Монгольская островная дуга; 10 — разломы, ограничивающие Казахстанско-Байкальский составной континент; 11 — позднепалеозойские разломы нерасчлененные; 12 — позднепалеозойские и раннемезозойские сдвиги, стрелки показаны направления смещений; 13 — позднепалеозойские и раннемезозойские надвиги.



из метасадочных толщ соответствует 543—421 млн лет, а Hf-цирконовые модельные возрасты цирконов указывают, что 84 % коры Китайского Алтая сформировано из ювенильного палеозойского материала.

Анализируя данные этой статьи, следует отметить, что Китайский Алтай и Джунгария являются продолжением Чарской, Иртышской и Северо-Восточной позднепалеозойских сдвиговых зон (рис. 3). В Северо-Западном Китае сдвиговые зоны позднекаменноугольно-раннепермского возраста сгущаются и включают фрагменты среднепалеозойских офиолитов и голубых сланцев [Chi et al., 1993; Xiao et al., 2009; Briggs et al., 2007], аналоги которых широко развиты в Русском Алтае (Горном Алтае) и Западных Саянах. Здесь установлено [Буслов и др., 2003; Buslov et al., 2004; Добрецов, Буслов, 2007], что в составе Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянской сутурно-сдвиговой зоны хорошо сохранились кембрийские офиолиты и турбидиты, ордовикские голубые сланцы и раннепалеозойские кристаллические сланцы (Уймонская, Северо-Чуйская, Курайская и Улаганская зоны Горного Алтая). Их формирование происходило в аккреционно-коллизийной обстановке на северной окраине Казахстанско-Байкальского составного континента, включающего Алтае-Монгольский докембрийский террейн. В отличие от полимиктовых



**Рис. 3. Схема структурного положения среднепозднепалеозойской Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянской сутурно-сдвиговой зоны на территории Восточного Казахстана, Джунгарии и Алтае-Саяна [Добрецов, Буслов, 2007; Буслов, 2011].**

1 — кайнозойско-четвертичные отложения, 2 — пермско-мезозойские образования Кузнецкого бассейна, 3 — ранне-среднедевонский пояс активной окраины (а) и задугового бассейна (б) Сибирского континента, 4 — образования ордовикско-раннедевонской пассивной окраины Сибирского континента, 5 — венд-кембрийские комплексы Кузнецко-Алтайской островной дуги, 6 — позднекембрийские турбидиты преддуговых прогибов, 7 — офиолиты, турбидиты и голубые сланцы среднепозднепалеозойской Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянской сутурно-сдвиговой зоны и ее возможных аналогов на территории Восточного Казахстана и Джунгарии, 8 — образования Казахстанско-Байкальского континента (а), включающего Алтае-Монгольский террейн (б), 9 — позднекаменноугольно-пермские сдвиги, стрелки указывают на направления смещений, 10 — позднекаменноугольно-пермские надвиги, 11 — позднедевонско-раннекаменноугольные сдвиги Курайской и Телецко-Башкауской зон разломов, 12 — мезозойские надвиги.

турбидитов аккреционно-коллизийных зон, чехольные формации докембрийского террейна сложены преимущественно турбидитами кварц-полевошпатового состава. В южной части Горного Алтая они стратиграфически перекрыты ордовикскими карбонатно-терригенными породами бирюсинской свиты [Дергунов, 1981], а в Чулышманском нагорье Горного Алтая прорваны дайками габбро-диабазов с U-Pb возрастом цирконов в  $535 \pm 16$  млн лет [Glorie et al., 2011].

В продолжение дискуссии по проблемам выделения докембрийского Алтае-Монгольского микроконтинента следует отметить, что на территории Алтая и Саяна расположено, как минимум, три турбидитовые формации, сформированные в разное время и в различных геодинамических обстановках. Одна из них, горноалтайская серия Ануйско-Чуйской зоны, представлена фаунистически охарактеризованным среднепозднекембрийским полимиктовым флишем, содержащим линзы и прослои, сложенные грубообломочным материалом в форме олистостром и песчано-конгломератовых образований, поступивших в бассейн с мутьевыми потоками с островной дуги и ее аккреционного клина [Буслов и др., 1998]. Другой тип ордовикско-силурийских полимиктовых турбидитов, характерный для Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянской сутурно-сдвиговой зоны, представлен также в Китайском Алтае. Турбидиты формировались в преддуговом прогибе и глубоководном желобе активной окраины Казахстано-Байкальского континента, в состав которого уже был включен докембрийский Алтае-Монгольский террейн с характерным кварц-полевошпатовым составом флиша (третий тип флиша). Формирование этого флиша происходило, вероятно, в пассивной окраине Гондваны [Зоненшайн и др., 1990]. Но, к сожалению, датировки цирконов из них пока не получены. В некоторых зонах сгущения разломных структур, как, например, в Китайском Алтае, Уймонской и Курайской зонах Горного Алтая, разнотипные флишевые формации тектонически совмещены и метаморфизованы до эпидот-амфиболитовой фации, что затрудняет проводить их диагностику. Одной из главных задач в решении этой проблемы является изучение возраста цирконов и их Hf-цирконовых модельных возрастов из кварц-полевошпатового флиша, а также детальное изучение геодинамической природы и возраста прорывающих его базитовых даек, которые могут маркировать этап раскола Гондваны и отделения от нее Алтае-Монгольского микроконтинента.

В статьях И.Ф. Жимулева и др. [2011] и А.Б. Рябинина и др. [2011] показано, что на территории Тункинских Гольцов Восточного Саяна, так же как на территории Китайского Алтая, проявились позднепалеозойские метаморфизм и сдвиговые деформации, усложнившие каледонский структурный план.

В статье Жимулева и др. [2011] обращается внимание на то, что позднепалеозойские деформации, определившие структурный план юго-восточного складчатого обрамления Сибирского кратона, оторваны во времени от накопления осадочных и вулканических комплексов. Это резко отличает герцинский орогенный этап от каледонского. Герцинский орогенез в регионе происходил во внутриконтинентальных условиях, далеко от континентальных окраин, где происходили аккреционно-коллизийные события. Структура данного района была сформирована в позднем карбоне—перми под влиянием отдаленных коллизийных событий, происходивших в результате фронтальной коллизии Восточно-Европейского континента с западной частью Казахстано-Байкальского континента [Буслов, 2011]. Деформации, вызванные этими коллизийными событиями, распространились на многие тысячи километров в глубь континента, что привело к реактивации каледонского аккреционно-коллизийного складчато-покровного сооружения вблизи его стыка с Сибирским кратоном (см. рис. 2). Зонами концентрации деформаций при этом являлись крупные сдвиги, в том числе Главный Саянский разлом. Современным аналогом орогенов подобного типа могут служить горные сооружения Гималайско-Центральноазиатского пояса, возникшие на месте более древних складчатых поясов в результате отдаленной Индо-Евразийской коллизии. Выше отмечались связанные с этим повороты Амурской плиты против часовой стрелки в перми и по часовой стрелке — в конце кайнозоя.

В статье А.Б. Рябинина и др. [2011] на основе сопоставления геологических, геохронологических и структурных данных изложена характеристика герцинского орогена юго-восточного складчатого обрамления Сибирского кратона. Обосновано, что формирование покровно-складчатой структуры Тункинских Гольцов произошло в позднем карбоне—ранней перми. Возраст деформационных событий определен  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  методом по синтетектоническим слюдам и амфиболам, структурная и пространственная позиция которых определена в ориентированных шлифах. На основании геометрического анализа макро- и микроструктур выделяются три этапа формирования деформационных структур, последовательно сменяющих друг друга в ходе прогрессивной деформации. Первый — «покровный» (316—310 млн лет) характеризуется формированием пакета надвиговых пластин северной вергентности. В ходе второго — «покровно-складчатого» этапа (305—303 млн лет) пакет надвиговых пластин был смят в складки. Третий этап — «складчато-сдвиговый» (около 286 млн лет) проявился в формировании систем крутопадающих сдвигов, по которым клиновидные блоки выдавливались из областей наибольшего сжатия, в западном направлении. Все деформационные структуры развивались в обстановке субмеридионального сжатия. Покровообразование в Тункинских Гольцах одновозрастно с формированием главных сдвиговых структур восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (Главного Саянского разлома,

Курайской, Северо-Восточной и Иртышской зон смятий и др.) и одновременно с проявлением окраинно-континентальных известково-щелочных и шшонитовых серий (305—278 млн лет), а также щелочных и щелочно-полевошпатовых сиенитов и гранитов (281—278 млн лет) Таримского мантийного плюма в Ангаро-Витимском плутоне, расположенном восточнее изученного региона. Сделано предположение, что одновозрастное формирование позднепалеозойских деформационных структур, образований активной окраины и плюмового магматизма территории Южной Сибири может быть связано с глобальными геодинамическими событиями, обусловленными взаимодействием тектонических плит, сформировавших Центрально-Азиатский складчатый пояс. К такому событию относиться конвергенция Восточно-Европейской и Казахстанско-Байкальской плит [Добрецов, Буслов, 2007; Буслов, 2011; Коробкин, Буслов, 2011].

Статья Е.Ф. Летниковой и др. [2011] посвящена обстановкам формирования неопротерозойского осадочного чехла, перекрывающего Тувино-Монгольский микроконтинент. Он является составной частью Казахстанско-Байкальского континента, который был сформирован как единая структура в результате вендско-ордовикских субдукционно-коллизионных процессов [Добрецов, Буслов, 2007; Буслов, 2011]. Показано, что при накоплении неопротерозойских терригенных отложений источником сноса обломочного материала, с одной стороны, были вулканические образования островной дуги, с другой, — континентальная кора докембрийского фундамента Тувино-Монгольского микроконтинента и его активная континентальная окраина. На одних этапах эволюции этого бассейна доминировал снос с докембрийского массива, на других главным поставщиком обломочного материала явились поднятия островных дуг. В структуре Казахстанско-Байкальского составного континента Тувино-Монгольский кратонный микроконтинент и ассоциирующие с ним образования активных окраин и осадочный чехол являются аллохтонными и характеризуют фрагмент структуры Гондванского суперконтинента.

События коллизионного взаимодействия плит охарактеризованы также в статье Б.Ф. Шевченко и др. [2011]. На основе новых геолого-геофизических данных (сейсмических, геоэлектрических, космоструктурных, геологических карт нового поколения) сделано заключение о наличии режима косой коллизии при схождении тектонических плит и соответственно слагающих их тектонических элементов при закрытии Монголо-Охотского палеобассейна. О подобном сценарии развития в пределах Алдано-Станового щита свидетельствуют области развития син- и постколлизионного магматизма с их своеобразной глубиной структурой и геохимическими характеристиками, а также наличие позднемезозойской складчато-надвиговой зоны. Глубинные «следы» этих тектономагматических событий, установленные при геолого-геофизических модельных построениях, проявлены в виде наклонных глубинных границ раздела коровых и литосферных блоков. На земной поверхности им соответствуют крупные системы разломов — Джелтулакский, Северо-Тукурингрский, Южно-Тукурингрский, Гилюйский, Становой. Установлено, что влияние коллизионных процессов по мере удаления от границы сочленения восточной части Центрально-Азиатского пояса и Сибирской платформы (Джелтулакский и Северо-Тукурингрский сквозькоровые разломы) затухает в северном направлении.

Таким образом, в складчатых областях Центральной Азии палеозойские крупноамплитудные сдвиги сформированы синхронно плюмовому магматизму. Какой из процессов, тектонический или плюмовый, является определяющим в этой цепочке, нужно рассматривать через глобальный анализ геодинамики Земли. Помощь может оказать учет предыдущих субдукционных событий.

Приведенные выше обобщения показывают важную роль мантийных плюмов в эволюции Палеоазиатского океана и формировании складчатых структур Центральной Азии. Выделены три важные стадии: позднекембрийско-ордовикская, позднедевонско-раннекарбонная и пермско-триасовая. Показано, что образование позднекембрийско-ордовикского орогена на территории Центральной Азии (Северный Казахстан, Алтае-Саянская область, Тува, Прибайкалье) сопровождалось раскрытием Палеотетиса, Уральского, Обь-Зайсанского и Туркестанского океанов с интенсивным проявлением плюмового магматизма. Закрытие Обь-Зайсанского океана и столкновение восточной части Казахстанско-Байкальского континента с Сибирским в позднем девоне—раннем карбоне совпало с максимальным раскрытием Туркестанского океана, вероятно, связанным с плюмовой активностью. Периоды проявления Таримского (285—275 млн лет) и Сибирского (250—230 млн лет) суперплюмов совпадают с закрытием Уральского океана и раскрытием Мезо- и Неотетиса, а также с эпохами крупнейших эндогенных оруденений [Борисенко и др., 2006; Pirajno, 2007, 2010; Zhang et al., 2008; Добрецов и др., 2010].

Завершая этот обзор, мы можем сформулировать некоторые задачи будущих исследований, частично уже обозначенные выше.

1. Дальнейшая разработка многопорядковой периодичности в эволюции Земли, поиск дополнительных доказательств определяющей роли мантийных плюмов и моделирование этого процесса, значение Африканского и Тихоокеанского суперплюмов в истории Земли [Maruyama, Liou, 2005; Kuzmin et al., 2010; Кузьмин и др., 2011].

2. Уточнение темпов роста континентальной коры, его доказательства для фанерозойского этапа на фоне глобальных и региональных особенностей, поиска эффективных показателей этого роста, позволяющих различать ювенильные и рециклинговые (вторичные) гранитоиды и кислые вулканиты.

3. Выявление палеомагнитных, геолого-геохимических, изотопно-геохронологических и геофизических признаков, позволяющих уверенно выделять микроконтиненты и террейны в структуре складчатых областей, в том числе выделение Алтае-Монгольского террейна.

4. Изучение взаимосвязи коллизионной тектоники и мантийных плюмов, с особым вниманием к процессам многоэтапного метаморфизма в горячих сдвиговых зонах, формированию сквозьлитосферных сдвигов.

#### ЛИТЕРАТУРА

**Балашов Ю.А., Глазнев В.А.** Геохимические и изотопные особенности наиболее ранних этапов корообразования и дифференциации мантии Земли // ТИНЕТА, 2008, № 4, с. 22—27.

**Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Егорова В.В., Матюков В.Е., Рыбин А.К.** Геоэлектрическая структура литосферы Центрального и Южного Тянь-Шаня в сопоставлении с петрологическим анализом и лабораторными исследованиями нижнекоровых и верхнемантийных ксенолитов // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (12), с. 2022—2031.

**Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Сяо Сючань, Чанг Э.З.** Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7—8), с. 8—28.

**Берзина А.П., Берзина А.Н., Гимон В.О.** Сорское Cu-Mo-порфировое месторождение (Кузнецкий Алатау): магматизм, влияние мантийного плюма на развитие рудно-магматической системы // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (12), с. 1974—1986.

**Борисенко А.С., Сотников В.И., Изох А.Э., Поляков Г.В., Оболенский А.А.** Пермотриасовое оруденение Азии и его связь с проявлением плюмового магматизма // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (1), с. 166—182.

**Буслов М.М.** Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика, 2011, т. 52(1), с. 66—90.

**Буслов М.М., Ватанабе Т.** Внутрисубдукционная коллизия и ее роль в эволюции аккреционного клина (на примере Курайской зоны Горного Алтая, Центральная Азия) // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (1), с. 82—93.

**Буслов М.М., Сенников Н.В., Ивата К., Зыбин В.А., Обут О.Т., Гусев Н.И., Шокальский С.П.** Новые данные о строении и возрасте олистостромовой и песчано-алевролитовой толщ горно-алтайской серии на юго-востоке Горного Алтая // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (6), с. 789—798.

**Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В., Фудживара И., Ивата К., де Граве И., Семаков Н.Н., Травин А.В., Кирьянова А.П., Кох Д.А.** Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (1—2), с. 49—75.

**Васюкова Е.А., Изох А.Э., Борисенко А.С., Павлова Г.Г., Сухоруков В.П., Чан Туан Ань.** Петрология и возрастные рубежи раннемезозойских лампрофиров Горного Алтая // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (12), с. 2001—2021.

**Владимиров А.Г., Гибшер А.С., Изох А.Э., Руднев С.Н.** Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Центральной Азии: масштабы, источники, геодинамические условия формирования // Докл. РАН, 1999, т. 369, с. 795—798.

**Владимиров А.Г., Волкова Н.Н., Мехоношин А.С., Травин А.В., Владимиров В.Г., Хромых С.В., Юдин Д.С., Колотилина Т.Б.** Геодинамическая модель ранних каледонид Ольхонского региона (Зап. Прибайкалье) // Докл. РАН, 2011, т. 436 (6), с. 793—799.

**Дергунов А.Б.** Строение каледонид и развитие земной коры в Западной Монголии и Алтае-Саянской области // Проблемы тектоники земной коры. М., Наука, 1981, с. 188—193.

**Диденко А.Н.** Стомиллионлетие вариации в палеозое и о связи процессов в ядре и литосфере // Физика Земли, 1998, № 5, с. 3—10.

**Диденко А.Н.** О возможной причине квазипериодических колебаний частоты геомагнитных инверсий и величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в морских карбонатных породах в фанерозое // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (12), с. 1945—1956.

**Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.** Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7—8), с. 59—75.

**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.** Крупнейшие магматические провинции Азии (250 млн лет): сибирские и эмейшаньские траппы (платобазальты) и ассоциирующие гранитоиды // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (9), с. 891—920.

**Добрецов Н.Л.** Геологические следствия термохимической модели плюмов // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (7), с. 578—604.

**Добрецов Н.Л.** Петрологические, геохимические и геодинамические особенности субдукционного магматизма // Петрология, 2010а, т. 18, № 1, с. 1—24.

**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., Чумаков Н.М.** Глобальные периодичности в эволюции литосферы и биосферы // Глобальные изменения природной среды / Под ред. Н.Л. Добрецова, В.И. Коваленко. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001, с. 11—27.

**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. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001, 408 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. 1383—1405.

**Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М.** Термохимическая модель пермотриасовых мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых благородно- и редкометалльных месторождений // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (9), с. 1159—1187.

**Жимулев Ф.И., Буслов М.М., Глорие С., де Граве Й., Фидлер М.А., Измер А.** Соотношение ордовикских и каменноугольно-пермских коллизионных событий в юго-восточной части Тункинских Гольцов Восточного Саяна (юго-западное обрамление Сибирской платформы) // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (12), с. 2075—2086.

**Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М.** Тектоника литосферных плит территории СССР. М., Недра, 1990, т. 1, 327 с.; т. 2, 334 с.

**Кай Кеда, Сунь Мин, Ян Чао, Лонг Хиаопин, Хиао Венджио.** Обзор геологического строения Китайского Алтая (Северо-Западный Китай) и его тектонической эволюции в палеозое // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (12), с. 2056—2074.

**Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Богатиков О.А.** Новейший вулканизм и его связь с процессами межплитного литосферного взаимодействия и глубинной геодинамикой // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (9), с. 1204—1221.

**Комия Т.** Континентальный рециклинг или истинный континентальный рост // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (12), с. 1927—1944.

**Конопелько Д.Л., Бискэ Ю.С., Куллеруд К., Зельтманн Р., Диваев Ф.К.** Кошрабадский гранитный массив в Узбекистане: петрогенезис, металлогения и геодинамическая обстановка формирования // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (12), с. 1987—2000.

**Коробкин В.В., Буслов М.М.** Геодинамика и тектоника западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (палеозоиды Казахстана) // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (12), с. 2032—2055.

**Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Кравчинский В.А.** Абсолютные палеогеографические реконструкции Сибирского континента в фанерозое: к проблеме оценки времени существования суперплюмов // Докл. РАН, 2011, т. 437 (1), с. 68—73.

**Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А.** Геодинамика палеоспрединга. М., ГЕОС, 2002, 294 с.

**Летникова Е.Ф., Вещева С.В., Прошенкин А.И., Кузнецов А.Б.** Неопротерозойские терригенные отложения Тувино-Монгольского массива: геохимическая корреляция, источники сноса, геодинамическая реконструкция // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (12), с. 2110—2121.

**Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.** Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника, 1993, № 6, с. 3—33.

**Печерский Д.М., Диденко А.Н.** Палеоазиатский океан. М., ОИФЗ РАН, 1995, 298 с.

**Пучков В.Н.** Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа, Даурия, 2000, 146 с.

**Рябинин А.Б., Буслов М.М., Жимулев Ф.И., Травин А.В.** Позднепалеозойская складчато-покровная структура Тункинских Гольцов Восточного Саяна (южное обрамление Сибирской платформы) // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (12), с. 2087—2109.

**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.

**Соболев В.С., Соболев Н.В.** Проблемы двустадийного образования коры // Докл. АН СССР, 1975, т. 224 (2), с. 435—438.

**Филиппова И.Б., Буш В.А., Диденко А.Н.** Среднепалеозойские субдукционные пояса — ведущий фактор формирования структуры Центрально-Азиатского покровно-складчатого пояса // Российский журнал наук о Земле, 2001, т. 3, № 6, с. 405—427.

**Шевченко Б.Ф., Горошко М.В., Диденко А.Н., Гурьянов В.А., Старосельцев В.С., Сальникова А.С.** Глубинное строение, мезозойская тектоника и геодинамика области сочленения восточной части Центрально-Азиатского пояса и Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (12), с. 2122—2131.

**Хаин В.И.** Основные проблемы современной геологии. М., Научный мир, 2003, 348 с.

**Хаин В.Е., Гончаров М.А.** Геодинамические циклы и геодинамические системы разного ранга: их взаимоотношение и эволюция в истории Земли // Геотектоника, 2006, т. 40, с. 327—344.

**Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М., Рейков М., Лю Д.И., Ларионов А.Н., Преняков С.Л., Лепехина Е.Н., Сергеев С.А.** Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (9), с. 1249—1276.

**Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б.** Геодинамика формирования каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. РАН, 2003, т. 389, №3, с. 354—359.

**Abstract** volume of the International workshop «Geodynamic evolution, tectonics and magmatism of the Central Asian Orogenic Belt», June 20—30, 2010, Novosibirsk, Russia. SB RAS Publ., p. 145.

**Berzin N.A., Dobretsov N.L.** Geodynamic evolution of Southern Siberia in Late Precambrian-Early Paleozoic time // Reconstruction of the Paleasian Ocean. VSP Intern. Sci. Publishers, the Netherlands, 1993, p. 45—62.

**Briggs S.M., Yin A., Manning C.E., Chen Z-L., Wang X-F., Grove M.** Late Paleozoic tectonic history of the Ertix Fault in the Chinese Altai and its implications for the development of the Central Asian Orogenic // Geol. Soc. Amer. Bull., 2007, v. 119, p. 944—960.

**Buslov M.M., Watanabe T., Fujiwara Y., Iwata K., Smirnova L.V., Saphonova I.Yu., Semakov N.N., Kiryanova A.P.** Late Paleozoic faults of the Altai region, Central Asia: tectonic pattern and model of formation // J. Asian Earth Sci., 2004, v. 23, p. 655—671.

**Cavosie A.J., Wilde S.A., Liu D., Weiblen P., Valley J.W.** Internal zoning and U-Th-Pb chemistry of Jack Hills detrital zircons: a mineral record of Early Archean to Mesoproterozoic (4348—1576 Ma) magmatism // Precamb. Res., 2007, v. 135, p. 251—279.

**Chi Z., Mingguo Z., Allen M.B., Saunders A.D., Ghangrei W., Xuan H.** Implications of Paleozoic ophiolites from Western Junggar, NW China, for the tectonics of Central Asia // J. Geol. Soc., London, 1993, v. 150, p. 551—561.

**Condie K.C.** Episodic continental growth and supercontinents: a mantle avalanche connection? // Earth Planet. Sci. Lett., 1998, v. 163, p. 97—108.

**Condie K.C., Aster R.C.** Episodic zircon age spectra of orogenic granitoids: the supercontinent connection and continental growth // Precam. Res., 2010, v. 180, p. 227—236.

**De Grave J., Buslov M.M., Van den Haute P.** Distant effects of India—Eurasia convergence and Mesozoic intracontinental deformation in Central Asia: constraints from apatite fission-track thermochronology // J. Asian Earth Sci., 2007, v. 29, p. 188—204.

**Dobretsov N.L., Buslov M.M., Delvaux D., Berzin N.A., Ermikov V.D.** Meso- and Cenozoic tectonics of the Central Asian mountain belt: effects of lithospheric plate interaction and mantle plume // Intern. Geol. Rev., 1996, v. 38, p. 430—466.

**Ernst R.E., Buchan K.L.** Large mafic magmatic events through time and links to mantle plume-heads / Eds. R.E. Ernst, K.L. Buchan // Mantle plumes: their identification through time, Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 352, 2001, p. 3—35.

**Glorie S., De Grave J., Buslov M.M., Zhimulev F.I., Izmer A., Elburg M.A., Ryabinin A.B., Vandoorne W., Vanhaeke F., Van den Haute P.** Formation and Palaeozoic evolution of the Gorny-Altai — Altai-Mongolia suture zone (Siberia): zircon U/Pb constraints on its igneous record. *Gondwana Research*, 2011.

**Hacker B.R., Andersen T.B., Johnston S., Kylander-Clark A.R.C., Peterman E.M., Walsh E.O., Young D.** High-temperature deformation during continental-margin subduction and exhumation: the ultrahigh-pressure Western Gneiss of Norway // *Tectonophysics*, 2010, v. 480, p. 149—171.

**Halverson G.P., Dudas F.O., Maloot A.C., Bowring S.A.** Evolution of the  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  composition of neoproterozoic seawater // *PPP*, 2007, v. 256, p. 103—129.

**Iizuka T., Hirata T., Komiya T., Rino S., Katayama I., Motoki A., Maruyama S.** U-Pb and Lu-Hf isotope systematics of zircons from the Mississippi River sand: implications for reworking and growth of continental crust // *Geol.*, 2005, v. 33, p. 485—488.

**Iizuka T., Komiya T., Rino S., Maruyama S., Hirata T.** Detrital zircon evidence for Hf isotopic evolution of granitoid crust and continental growth // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2010, v. 74, p. 2450—2472.

**Jahn B.M., Wu F-Yu, Chen B.** Growth of Asia in the Phanerozoic — Nd isotope evidence // *Continental Growth in the Phanerozoic*. Novosibirsk, 2001, p. 21—24.

**Komiya T.** Material circulation through time — chemical differentiation within the mantle and secular variation of temperature and composition of the mantle / Eds. D.A. Yuen, S. Maruyama, S. Karato, B.F. Windley. *Superplumes: beyond plate tectonics*. Springer, New York, 2007, p. 187—234.

**Kravchinsky V.A., Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Harbert W.P.** Paleomagnetism of the Precambrian Eastern Sayan rocks: implications for the Ediacaran—Early Cambrian paleogeography of the Tuva-Mongolian composite terrane // *Tectonophysics*, 2010, v. 486, p. 65—80.

**Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V., Kravchinsky V.A.** Phanerozoic hot spot traces and paleogeographic reconstructions of the Siberian continent based on interaction with the African large low shear velocity province // *Earth. Sci. Revs.*, 2010, v. 102 (1–2), p. 29—59.

**Larson R.L., Olson P.** Mantle plume controls magnetic reversal frequency // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1991, v. 107, p. 437—447.

**Levashova N.M., Kalugin V.M., Gibsher A.S., Yff J., Ryabinin A.B., Meert J.G., Malone S.J.** The origin of the Baydaric microcontinent, Mongolia: constraints from paleomagnetism and geochronology // *Tectonophysics*, 2010, v. 485, p. 306—320.

**Maruyama Sh.** Plume tectonics // *J. Geol. Soc. Japan*, 1994, v. 100 (1), p. 24—49.

**Maruyama Sh., Liou J.G.** From snowball to Phanerozoic Earth // *Intern. Geol. Rev.*, 2005, v. 47, p. 775—791.

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

**Pirajno F.** Mantle plumes, associated intraplate tectono-magmatic processes and ore systems // *Episodes*, 2007, v. 30 (1), p. 6—19.

**Pirajno F.** Intracontinental strike-slip faults, associated magmatism, mineral systems and mantle dynamics: examples from NW China and Altay-Sayan (Siberia) // *J. Geodyn.*, 2010, v. 50, p. 325—346.

**Rino S., Komiya T., Windley B.F., Katayama I., Motoki A., Hirata T.** Major episodic increases of continental crustal growth determined from zircon ages of river sands; implications for mantle overturns in the Early Precambrian // *Phys. Earth Planet. Inter.*, 2004, v. 146, p. 369—394.

**Rino S., Kon Y., Sato W., Maruyama S., Santosh M., Zhao D.** The Grenvillian and Pan-African orogens: World's largest orogenies through geologic time, and their implications on the origin of superplume // *Gondw. Res.*, 2008, v. 14, p. 51—72.

**Safonova I.Yu., Buslov M.M., Iwata K., Kokh D.A.** Fragments of Vendian-Early Carboniferous oceanic crust of the Paleo-Asian Ocean in foldbelts of the Altai-Sayan region of Central Asia: geochemistry, biostratigraphy and structural setting // *Gondw. Res.*, 2004, v. 7, № 3, p. 771—790.

**Sengör A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S.** Evolution of the Alaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia // *Nature*, 1993, v. 364, p. 299—307.

**Sleep N.H.** Lateral flow of hot plume material ponded at sublithospheric depths // *J. Geophys. Res.*, 1996, v. 101 (B12), p. 28,065—28,083.

**Sleep N.H.** Channeling at the base of the lithosphere during the lateral flow of plume material beneath flow line hot spots // *Geochem. Geophys. Geosys.*, 2009, № 9, doi:10.10129/2008GC002090.

**Tajika E., Matsui T.** Evolution of terrestrial proto-CO<sub>2</sub> atmosphere coupled with thermal history of Earth // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1992, v. 113, p. 251—266.

**Utsunomiya A., Ota T., Windley B.F., Suzuki N., Uchio Y., Munekata K., Maruyama S.** History of the Pacific superplume: implications for Pacific paleogeography since the Late Proterozoic / Eds. D.A. Yuen, S. Maruyama, S. Karato, B.F. Windley. Superplumes: beyond plate tectonics. Springer, New York, 2007, p. 363—408.

**Wilde S.A., Valley J.W., Peck W.H., Graham C.M.** Evidence from detrital zircons for the existence of continental crust and oceans on the Earth 4.4 Gyr ago // *Nature*, 2001, v. 409, p. 175—178.

**Windley B.F., Kroner A., Guo J., Qu G., Li Y., Chi Zhang.** Neoproterozoic to Paleozoic geology of the Altai orogen, NW China: new zircon age data and tectonic evolution // *J. Geology*, 2002, v. 110, p. 719—737.

**Windley B.F., Alexeiev D., Xiao W.J., Kroner A., Badarch G.** Tectonic models for accretion of the Central Asian orogenic belt // *J. Geol. Soc. London*, 2007, v. 164, p. 31—47.

**Xiao W.J., Windley B.F., Huang B.C., Han C.M., Yuan C., Chen H.L., Sun M., Sun S., Li L.** End-Permian to mid-Triassic termination of the accretionary processes of the southern Altaids: implications for the geodynamic evolution, Phanerozoic continental growth, and metallogeny of Central Asia // *Int. J. Earth Sci.*, 2009, v. 98, p. 1189—1217.

*Поступила в редакцию  
22 июня 2011 г.*