

РАННЕПАЛЕОЗОЙСКАЯ ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ: РОЛЬ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ МАНТИЙНЫХ ПЛЮМОВ

Н.Л. Добрецов

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

В истории палеозойских, сформированных на месте Палеоазиатского океана, выделяются две переломные стадии: кембрийско-ордовикская и пермийско-триасовая. В обоих случаях запечатлено закрытие ранее существовавших океанических пространств, открытие новых океанов, которые сопровождаются интенсивным плюмовым магматизмом, определившим остывание ядра Земли и появление суперхрон (прекращение магнитных инверсий). Три суперхрона около 490–460, 260–300 и 124–86 млн лет коррелируются с крупнейшими эпохами плюмового магматизма. Интервал 490–460 млн лет, коррелирующийся с суперхроной и открытием новых океанов, нуждается в более детальной реконструкции плюмовых этапов магматизма. Предшествующий суперплюм около 800–740 млн лет требует еще более тщательного обоснования и реконструкции, но укладывается в общую глобальную периодичность через 240 (или 120) млн лет, с более дробными этапами через 30 млн лет.

В позднекембрийско-ордовикскую стадию огромная территория, в настоящей структуре протягивающаяся от Полярного Урала до Байкала (а в прошлом в несколько раз более протяженная), служила ареной масштабных аккреционных и коллизионных событий, имевших место в сходных геодинамических условиях и включавших Гондванские микроконтиненты (Кокчетавский, Алтай-Монгольский, Тувино-Монгольский и др.) и островные дуги, объединяемые в Казахстанско-Тувино-Монгольскую систему. Образование позднекембрийско-раннеордовикского орогена сопровождалось процессом открытия океанов Уральского, Обь-Зайсанского, Монголо-Охотского, Палеотетиса. Пульсы плюмовой активности (520–500 и 490–460 млн лет) результативались не только в открытии новых океанов, но и ускорении амальгамации террейнов и синхронизации геодинамических событий от Урала до Забайкалья.

Плюмовый магматизм, суперплюм, магнитные суперхроны, Палеоазиатский океан, Центрально-Азиатский подвижный пояс.

EARLY PALEOZOIC TECTONICS AND GEODYNAMICS OF CENTRAL ASIA: ROLE OF MANTLE PLUMES

N.L. Dobretsov

There were two key stages in the history of Paleozooids that formed in the place of the Paleasian ocean, one in the Cambrian–Ordovician and the other in the Permian–Triassic. Both time spans were characterized by a combination of similar geodynamic, magmatic, and geomagnetic events: closure and opening of oceanic basins, intense plume magmatism associated with Earth's core cooling, and absence of geomagnetic reversals (superchrons). Three superchrons about 490–460, 260–300, and 124–86 Ma correlate with major events of plume magmatism. Plume reconstructions have to be updated for the period 490–460 Ma, which corresponded to the third superchron and was marked by ocean opening. The previous superplume, about 800–740 Ma, requires further justification but fits the global periodicity with 240 Ma major cycles and smaller ones of 120 (or also 30) Ma.

In the Late Cambrian–Ordovician, large-scale accretion and collision events acted, in similar tectonic settings, upon the vast territory that currently extends from the Polar Urals to Lake Baikal (and was times larger in the past). As a result, Gondwanian microcontinents (Kokchetav, Altai–Mongolian, Tuva–Mongolian, etc.) and island arcs joined into the Kazakhstan–Tuva–Mongolian system. The formation of the Late Cambrian–Ordovician orogen in Central Asia was synchronous with the opening of the Ural, Ob–Zaisan, Turkestan, and Paleotethys oceans. The plume pulses (520–500 and 490–460 Ma) might have been responsible for the opening of new oceans, accelerated amalgamation of terranes, and synchronicity in geodynamic events from the Urals to Transbaikalia.

Plume magmatism, superplume, magnetic superchrons, Paleasian ocean, Central Asian orogen

ВВЕДЕНИЕ

В последние годы получен новый материал по тектонике и геодинамической эволюции Центрально-Азиатского подвижного пояса (ЦАПП). Формирование новых взглядов на строение и развитие этого региона началось с обобщающей монографии Л.П. Зоненшайна с соавторами [1990] и продолжилось

успешным выполнением международного проекта МПГК № 383 «Геодинамическая эволюция Палеоазиатского океана» (1990—1993 гг., руководители Р. Колман, Л.П. Зоненшайн, Сяо Сю-Чань).

Проект завершился в 1993 г. проведением в Новосибирске симпозиума и полевой экскурсии на Горный Алтай, изданием спецвыпуска журнала «Геология и геофизика» в 1994 г. и подготовкой геодинамической карты Палеоазиатского океана [Buslov et al., 1993; Берзин и др., 1994; Беличенко и др., 1994]. Далее начались работы по детальному геохимическому исследованию территории ЦАПП [Коваленко и др., 1999], а также по выполнению международного проекта МПГК № 420 «Рост континентальной коры в фанерозое: доказательства из Центральной Азии» (2000—2002 гг., руководители Б.-М. Чжан, А.Г. Владимиров и Н.Л. Добрецов), завершившиеся публикацией серии статей и монографий [Владимиров и др., 1999, 2000; Jahn et al., 2001; Буслов и др., 2003; Добрецов, 2003; Dobretsov et al., 2003].

Новый этап исследований, продолжающийся и ныне, инициировался созданием программ ОНЗ «Геодинамическая эволюция литосферы ЦАПП» (2003—2005 гг., координаторы Ю.Г. Леонов, Е.В. Складаров), «ЦААП: геодинамика и этапы формирования» (2006—2008 гг., координаторы Е.В. Складаров, М.Г. Леонов), «Строение и формирование основных типов структур подвижных поясов и платформ» (2009—2010 гг., координаторы Н.Л. Добрецов, М.А. Федонкин, В.В. Ярмолюк). Выполнение этих программ сопровождалось проведением ежегодных научных сессий в Иркутске на базе ИЗК СО РАН (Е.В. Складаров, Д.П. Гладкочуб) и подготовкой спецномеров журнала «Геология и геофизика» в 2007 и 2010 гг. под редакцией Е.В. Складарова.

В ходе этих двадцатилетних исследований установлены: ранние стадии эволюции Палеоазиатского океана в результате распада суперконтинента Родиния (900—850 млн лет); развитие островных дуг с бонинитовым типом магматизма 750—600 млн л.н.; последовательное столкновение островных дуг с океаническими островами и поднятиями, друг с другом и микроконтинентами гондванского типа (интервал 570—500 млн лет); возникновение новых «вторичных океанов» и островных дуг в ордовике, проявление завершающих стадий коллизии, сопровождающихся возникновением составного Казахстанско-Байкальского континента и его столкновением с Сибирским континентом в позднем палеозое, с большой ролью вращения блоков и сдвиговой тектоники [Берзин и др., 1994; Симонов и др., 1994; Buslov et al., 2002; Буслов и др., 2003; Добрецов, 2003; Dobretsov et al., 2003; Добрецов, Буслов, 2007; Буслов, 2011].

Важная роль мантийных плюмов в эволюции Палеоазиатского океана и складчатых структур, возникших на его месте, стала выявляться только в последние 5—7 лет. Важным этапом на этом пути стали обобщения по Таримскому (около 285 млн лет) и Сибирскому (около 250 млн лет) суперплюмам [Борисенко и др., 2006; Dobretsov et al., 2008; Добрецов и др., 2010]. Эти плюмы частично наложились на позднюю коллизионную стадию, завершившую историю Палеоазиатского океана, но проявились гораздо шире, захватив Сибирскую и Таримскую платформы и частично прилегающие переходные и океанические пространства. Проявление Сибирского суперплюма (260—230 млн лет) совпало с закрытием Уральского океана и раскрытием Мезо- и Неотетиса, т.е. первых событий в развитии современной системы океанов. Причинно-следственные связи этих события выяснены недостаточно.

Еще меньше выяснена роль более древних мантийных плюмов. В настоящей статье автор пытается определить роль позднекембрийского-ордовикского плюма (или плюмов?), проявившегося в интервале 520—460 млн лет. Данный период был переломным в эволюции Палеоазиатского океана [Добрецов, Буслов, 2007]. На этом этапе завершились ранние коллизионные события и произошло образование «вторичных» океанов и островных дуг, включая формирование Обь-Зайсанского и Уральского палеоокеанов. Роль более древних мантийных плюмов рассматривается в конце статьи лишь фрагментарно.

В работе воспроизведены основные черты теории термохимических плюмов и ее применение к Таримскому и Сибирскому плюму, а также дана геолого-хронологическая сводка кембро-ордовикского этапа в четырех типичных регионах ЦАПП.

ТЕОРИЯ ТЕРМОХИМИЧЕСКИХ ПЛЮМОВ И ЕЕ ПРИМЕНЕНИЕ К ЦАПП

Как было показано раньше [Добрецов и др., 2001; Добрецов, 2008, 2010; Dobretsov et al., 2008], термохимические плюмы возникают на границе ядро—мантия при наличии химической добавки, заметно понижающей температуру плавления слоя D_2 нижней мантии. В качестве такой добавки могут выступать летучие компоненты, растворенные в жидком ядре, первый поток которых в мантию концентрируется в оси вихревых течений в жидком ядре. Летучие компоненты, выделяющиеся из ядра, реагируют с FeO , которым обогащен слой D_2 , по реакции, приведенной ниже.

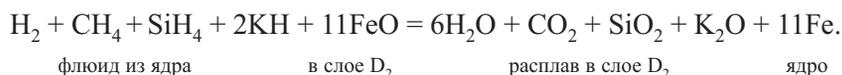


Рис. 1. Реконструкция Пангеи и океана Палеотетис на начало триаса.

Пунктиром показаны ареалы плюмового магматизма: 1 — Таримского (280 млн лет), 2 — сибирских траппов (250 млн лет), 3 — Баренцевоморского (220 млн лет), 4 — Центрально-Атлантического (190—200 млн лет), по [Борисенко и др., 2006] с дополнениями.



Образующиеся H_2O , CO_2 , SiO_2 , K_2O входят в расплав формирующегося плюма, понижая его температуру на $60—120^\circ$ (120° в случае 3 % H_2O в составе расплава), а расплав Fe стекает в ядро, определяя его рост, эквивалентный объему расплава, уносимого плюмом [Das Gupta et al., 2007; Добрецов, 2010].

Плюм благодаря летучим на его кровле (2—3 % в эквиваленте воды) проплавляет мантию подобно газовой горелке, где скорость проплавления под влиянием флюида на порядок больше максимальной скорости конвекции в мантии (110 вместо 10—12 см/год).

Детали модели изложены в работах [Добрецов и др., 2001; Добрецов, 2008; Dobretsov et al., 2008]. Модель термохимического плюма объясняет подъем струи плюма диаметром около 100 км до подошвы литосферы за время 1.5—5 млн лет, что позволяет обосновать корреляцию интенсивности плюмового мантийного магматизма и частоты магнитных инверсий [Larson, Olson, 1991; Добрецов и др., 2001], высокотемпературность и особенности состава мантийных расплавов (обогащенность K_2O , H_2O , CO_2 и переходы к кимберлит-карбонатитовым расплавам), сохранение плюмовыми расплавами мантийных меток (обогащенность He, Os, Pt-Pd, высокую восстановленность), особенности пространственно-временных проявлений на поверхности [Добрецов, 2008, 2010].

Закономерным элементом модели является формирование грибообразной шляпы, растекающейся в течение 7—15 млн лет вдоль подошвы литосферы. Образование такой шляпы должно происходить, прежде всего, в подошве континентальной литосферы, сложенной сильноистощенными породами типа дунит-гарцбургит [Boyd, 1989; Добрецов и др., 2001]. Из-за своей тугоплавкости они не будут проплавлены даже при наличии летучих компонентов на кровле плюмовой колонны. В таком случае плюмовый расплав будет растекаться вдоль подошвы литосферы все время, пока формируется и поднимается (до излияния через эруптивный канал) вторичный плюм, скорость всплывания которого 1—2 см/год.

В континентальной литосфере время подъема по расчетам равно 7—15 млн лет [Dobretsov et al., 2008]. Диаметр сформировавшейся шляпы, сопоставимый с ареалом проявления мантийного плюма на поверхности, зависит, таким образом, от толщины литосферы и тепловой мощности плюма. Расчеты показывают [Dobretsov et al., 2008; Добрецов, 2008, 2010], что для Восточно-Африканских плюмов (Эфиопского, Танзанийского) с диаметром ареала 800—1000 км мощность плюма составляет $(3—4) \cdot 10^8$ кВт, для Сибирского плюма с диаметром ареала около 3000 км мощность плюма в 3—4 раза больше. Тепловая мощность отражается в разном объеме излившейся и внедрившейся (в виде силлов и интрузий) плюмовой магмы. Для Сибирского плюма он составляет 4—12 млн km^3 (в зависимости от предполагаемой доли интрузий), для Таримского — в 2—3 раза меньше. Расчетный интервал возрастов (7—15 млн лет) должен быть увеличен за счет регрессивного этапа, а площадь (объем) излияний важны для сравнения с вероятным проявлением кембро-ордовикского плюма.

На рис. 1 представлена локализация Эмейшанского, Таримского (1) и Сибирского (2) плюмов на фоне реконструкции пермской Пангеи. Ареал 3 показывает возможное завершение Сибирского плюма в триасе, а ареал 4 соответствует раннеюрскому плюму в Центральной Атлантике [Pirajno, 2004; Добрецов, 2008]. Ареалы 1—4 образуют серию взаимосвязанных плюмов, близких к суперплюму в понимании Ш. Маруяма [Maruyama, 1994; Maruyama et al., 2007], и, возможно, отражают активность суперплюма, ныне проявленного в виде Африканско-Атлантического суперплюма [Ярмолюк и др., 2000; Кузьмин и др., 2011]. На рис. 1 не показаны возможные проявления суперплюма в океаническом пространстве, с этим связаны трудности оценки реальной зоны активности суперплюмов. Еще труднее оценить ареалы и объемы раннепалеозойского суперплюма, к чему мы сейчас переходим.

КЕМБРО-ОРДОВИКСКИЙ ЭТАП ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ПЕРЕСТРОЙКИ И ПЛЮМОВОГО МАГМАТИЗМА

Кембро-ордовикский этап был переломным в истории Палеоазиатского океана [Добрецов, Буслов, 2007]. В это время закрылась большая часть первичного океана в результате коллизии Северо-Китайского кратона и микроконтинентов, отколовшихся от Гондваны, с Сибирским кратоном, и сформировалась

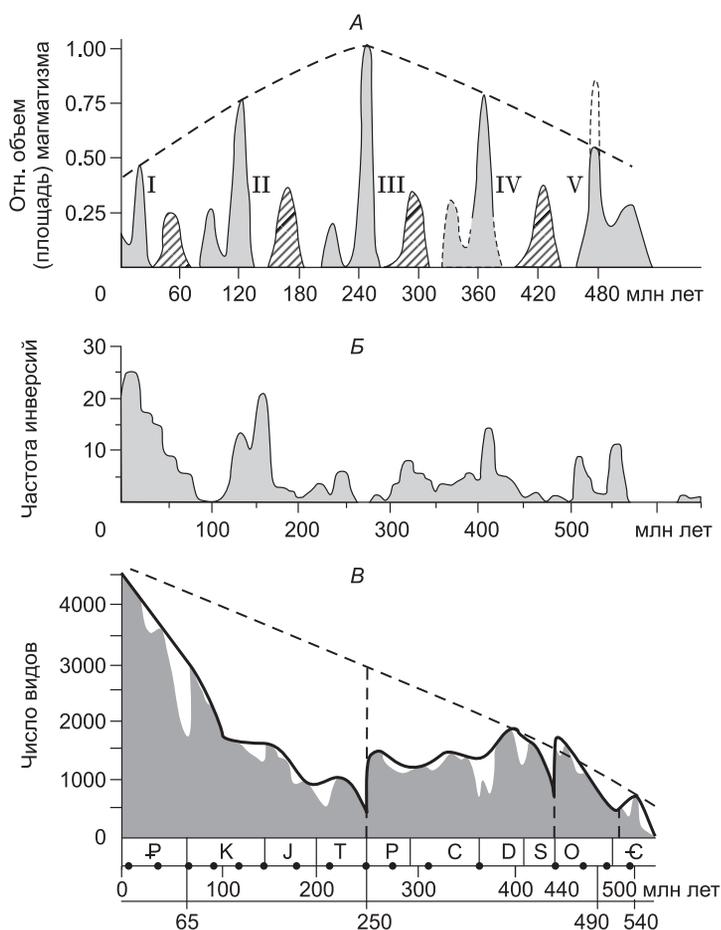


Рис. 2. Соотношения эпох плюмового магматизма I—V, по [Добрецов, 2003] с уточнениями (А), частоты инверсий магнитного поля Земли [Диденко, 1999] (Б) и числа видов животных с вымираниями [Sepkovski, 1996; Добрецов, 2010] (В).

Точками на шкале времени показаны эпохи плюмов и суперплюмов (цифры 65, 120, 250, 490—520 млн лет) в соответствии с (А) и данными работ [Добрецов, 2003, 2008].

новая система более узких океанов — Палеоуральского, Обь-Зайсанского, Палеотетиса и несколько позже Монголо-Охотского. Как мы упоминали выше, крупные перестройки океанов или открытие новых океанов в конце перми, юре и мелу были связаны с проявлением плюмов в интервалах 260—240, 210—180 и 120—90 млн лет [Добрецов и др., 2001]. Это позволяет предположить, что и в интервале 520—490 млн лет (до 460 млн лет) могла действовать система суперплюма, тем более что в конкретных регионах Центральной Азии, как мы увидим ниже, доказательства плюмовой активности имеются. Формирование ордовикских океанов в интервале 500—470 млн лет подтверждается

возрастом офиолитов на Урале [Андреичев, 2010], в Чарском поясе (Восточный Казахстан) [Добрецов, Буслов, 2007; Волкова, Скляр, 2007] и в других складчатых зонах [Зоненшайн и др., 1990].

Дополнительным аргументом в пользу активности суперплюма в названном интервале является обнаружение третьего суперхрона с возрастом 485—460 млн лет [Pavlov, Gallet, 2005]. Суперхронами в теории магнитного поля Земли принято называть интервалы времени, в течение которых не было инверсий магнитного поля [Larsen, Olson, 1991; Mazaud, Laj, 1991]. Первым был выявлен меловой суперхрон (120—86 млн лет), затем (с некоторыми оговорками) пермский (260—300 млн лет) и, наконец, третий ордовикский (490—460 млн лет) [Молостовский и др., 2007]. С первыми двумя, как отмечалось, связаны пики плюмовой активности (рис. 2). Корреляция интенсивности плюмовой активности и числа магнитных инверсий объясняется логичной их взаимосвязью: при массовом подъеме плюмовых струй от границы ядро—мантия жидкое ядро остывает, конвекция в нем успокаивается и число инверсий уменьшается вплоть до нуля [Larsen, Olson, 1991; Добрецов и др., 2001; Добрецов, 2010].

Мы рассмотрим особенности геодинамической эволюции и плюмовой активности в интервале 520—460 млн лет (с некоторым перекрытием) на примере четырех типовых регионов, расположенных в разных участках Палеоазиатского океана: Печорская плита и Полярный Урал; Кокчетавский пояс (Северный Казахстан); Тува и Северо-Восточная Монголия; Ольхонский пояс (Северо-Западное Прибайкалье).

Положение этих регионов показано на тектонической схеме (рис. 3) и на схеме палинспастических реконструкций (рис. 4) [Метелкин, 2010] для раннего кембрия — раннего ордовика (500 млн лет), девона (400 млн лет) и перми (290 млн лет). Удаленность этих ключевых регионов друг от друга и их разная геодинамическая позиция (см. рис. 3, 4) позволяют предположить, что выявленные корреляции (рис. 5) не являются результатом взаимовлияния или локальных особенностей, а действительно отражают закономерности глобального масштаба, проявленные на шести этапах (стадиях). Ниже приведен краткий анализ геодинамической эволюции и геохронологических данных, отраженных на рис. 5.

Печорская плита и Полярный Урал. Сводка по позднекембрийским и раннепалеозойским датировкам Печорской плиты, Приполярного и Полярного Урала приведена в докторской диссертации В.Л. Андреичева [2010]. Следует отметить, что позднекембрийская и кембрийская геодинамическая история этого региона (доуралиды) до сих пор вызывает противоречивые оценки. Часть исследователей трактует ее как последовательность нескольких этапов рифтогенеза, другая — признает позднекемб-

рийский (Протоуральский) океан, закрывшийся в венде. К последней точке зрения приходит и В.Л. Андричев, который считает, что Протоуральский океан заложился около 800—850 млн лет, в конце неопротерозоя (700—800 млн лет) развились островные дуги, а в венде (650—560 млн лет) произошла коллизия и широко проявился орогенный гранитоидный магматизм. Эти три стадии близки к соответствующим периодам эволюции Палеоазиатского океана.

Интересующий нас интервал от 530—520 до 490—485 млн лет интерпретируется В.Л. Андричевым [2010] как стадия внутриконтинентального рифтинга, сопровождающаяся внедрением анорогенных гранитоидов (в том числе щелочных, базитовых и щелочно-базитовых интрузий) и комагматичных вулканитов. Этот этап может быть определен и как стадия плюмового магматизма.

В табл. 2 из работы [Андричев, 2010] приведены результаты изотопного датирования гранитоидов приполярного юга Полярного Урала, всего около 60 датировок, из них 38 относятся к раннему палеозою. В их числе датировки по четырем гранитоидным массивам *I*-типа (Народнинский — датировки по цирконам 557, 544, 518 и 515 млн лет, Rb-Sr дата 405 ± 22 ; Малопотоцкий — датировки по цирконам 508, 506, 498 и 496 млн лет; Ильяизский — SHRIMP возраст 510 ± 5.8 млн лет; Малотыноготский — SHRIMP возраст 510 ± 3.7). В этот же интервал попадают шесть массивов *A*-типа (SHRIMP возраст 522 ± 6 , 514 ± 4 , 513 ± 5.6 , 498 ± 3.8 и возраст по U-Pb изотопным отношениям в цирконах от 508 до 457 млн лет). Среди массивов *S*-типа только один массив показал SHRIMP возраст 520 ± 7 млн лет по 9 зернам, в двух других большой разброс от 560 до 476 млн лет и два зерна с возрастом 327 ± 3 млн лет.

Близкие возрасты получены по цирконам из риолитов в хр. Юаснырд (495 млн лет), в хр. Малдынырд (550, 519 и 516 млн лет), в риолитах, обрамляющих граниты Лемвинского массива (526 ± 7 млн лет), в риолитах пожемского комплекса SHRIMP возраст составляет от 528 до 485 млн лет.

Эти датировки и некоторые близкие датировки, полученные Rb-Sr методом, вынесены на рис. 5, *A*, где в интервале 520—475 млн лет выделяются два пика (520—500 и 500—475 млн лет). Более древние датировки (560—540 млн лет) фиксируют завершение предшествующей коллизионной стадии, более молодые (470—380 млн лет) — историю Уральского океана.

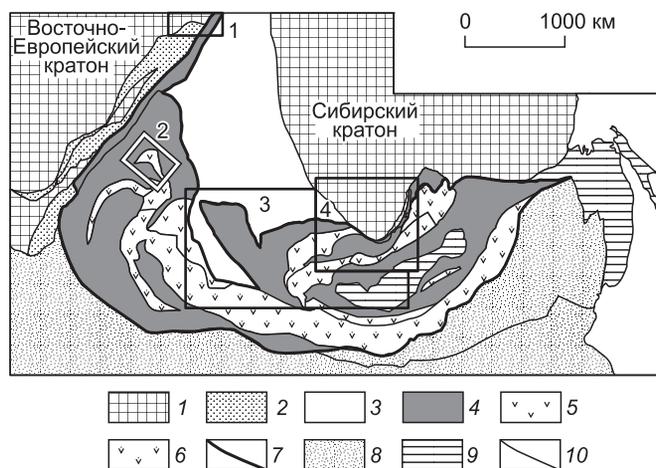
Типичным представителем плюмового магматизма следует считать Сядата-Яхинский массив щелочных арфведсонит-биотитовых гранитов среди метавулканитов няровейской серии. Конкордантный SHRIMP возраст в пяти зернах циркона 516 ± 2 млн лет [Андричев и др., 2007; Андричев, 2010].

Кокчетавский пояс содержит алмазосодержащие метаморфические породы и в последние годы привлек большое внимание [Sobolev, Shatsky, 1990; Борисова и др., 1995; Dobretsov et al., 1995; Theunissen et al., 2000; Nacker et al., 2003; Добрецов и др., 2006]. Поэтому Кокчетавский аккреционно-коллизионный пояс изучен наиболее подробно среди других поясов Казахстана, включающих фрагменты микроконтинентов гондванского происхождения и фрагменты венд-кембрийских и ордовикских островных дуг. Датировки (см. рис. 5, *B*) для Кокчетавского пояса приведены на основании сводной работы [Добрецов и др., 2006], в соответствии с ней же ниже дана краткая характеристика пояса и этапов его эволюции.

Пояс состоит (рис. 6) из фрагментов Кокчетавского микроконтинента с вероятным гренвильским возрастом фундамента около 1400 млн лет [Туркина и др., 2009] и платформенных осадков позднего протерозоя, метаморфического пояса высоких давлений аккреционно-коллизионного происхождения кембрийского возраста, фрагментов венд-раннекембрийской островной дуги. Большой объем занимают позднеордовикские и силур-раннедевонские гранитоиды, фиксирующие позднесубдукционную и коллизионную стадию. К алмазосодержащим породам Барчинского блока примыкает Краснояйская интрузия пироксенитов, сиенитов, карбонатитов с возрастом 505—500 млн лет (см. рис. 6).

Рис. 3. Положение позднекембрийского-ордовикского орогена в структуре Центральной Азии и положение типовых регионов (контуры 1—4, из них 2 соответствует рис. 7, 3 — рис. 8, 4 — рис. 10).

1 — кратоны лавразийской группы; 2 — Предуральский прогиб и пассивная окраина; 3 — пассивная окраина Сибирского кратона; 4 — микроконтиненты гондванской группы; 5, 6 — Казахстано-Тувинско-Монгольская островодужная система: 5 — с преобладанием магматических пород, 6 — с преобладанием фрагментов преддуговых прогибов и аккреционных призм; 7 — граница Казахстано-Байкальского орогена; 8 — позднепалеозойский-мезозойский аккреционно-коллизионный пояс; 9 — мезозонды; 10 — границы террейнов, по [Добрецов, Буслов, 2007] с дополнениями.



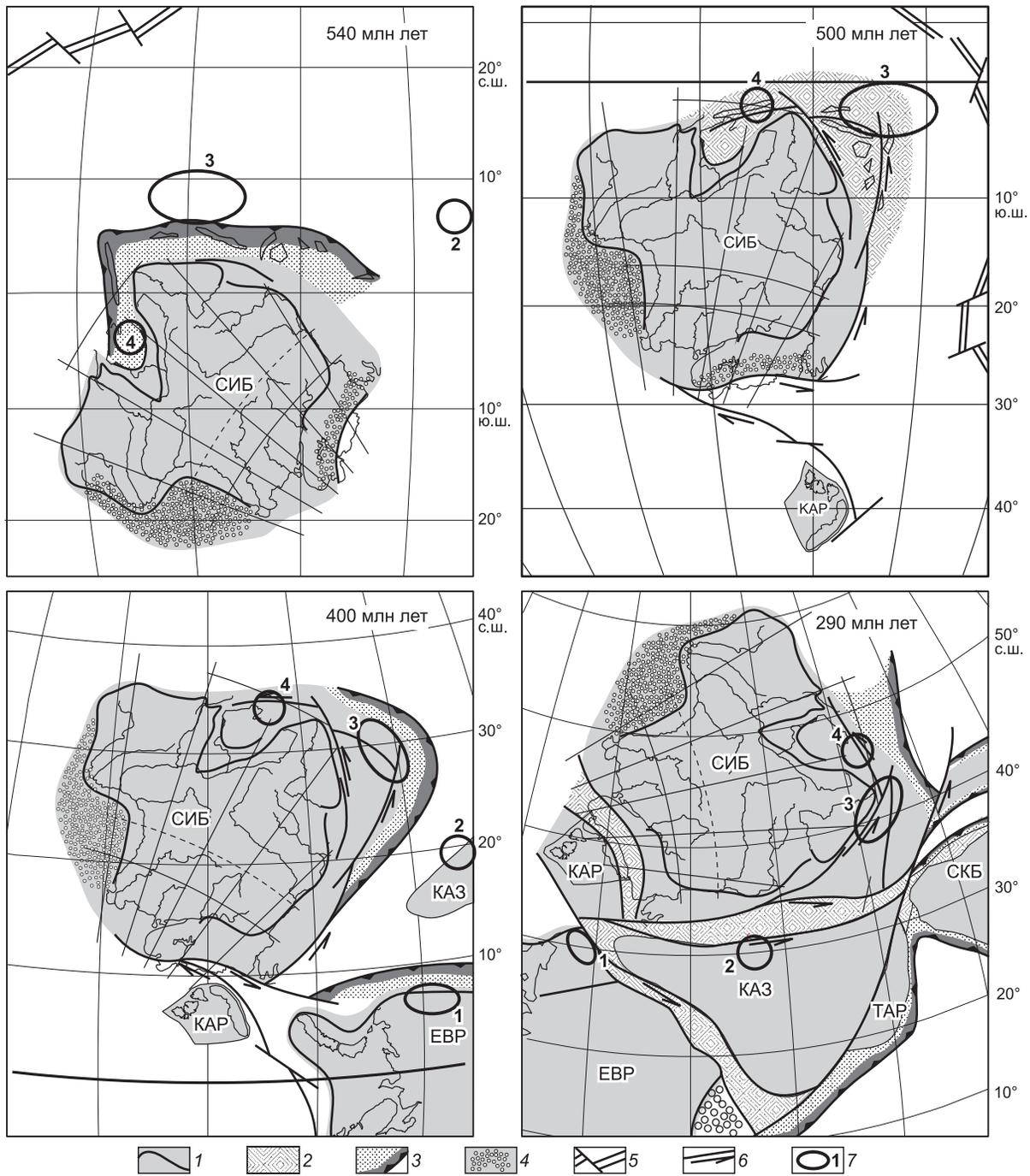


Рис. 4. Палеорекострукции Сибирского кратона и его окраин в интервале 540—290 млн лет, по [Метелкин, 2010] с добавлениями.

1 — контуры континентов и другие важные контуры; 2 — аккреционные структуры и орогены соответствующего возраста; 3 — субдукционные системы, включая вулканические пояса и тыловые бассейны; 4 — краевые моря и шельфы пассивных окраин; 5 — предполагаемое положение зон спрединга; 6 — трансформно-сдвиговые зоны с указанием кинематики; 7 — кружками показана примерная локализация регионов 1—4 в соответствующие эпохи (вне масштаба): 1 — Печерская плита и Полярный Урал, 2 — Кокчетавский пояс Северного Казахстана, 3 — Тува и Северная Монголия, 4 — Ольхонская зона северо-западной части Байкальского региона. Буквенные сокращения: континентальные блоки: СИБ — Сибирский, ЕВР — Восточно-Европейский, КАР — Карский, КАЗ — Киргизско-Казахстанский, СКБ — Северо-Китайский, ТАР — Таримский.

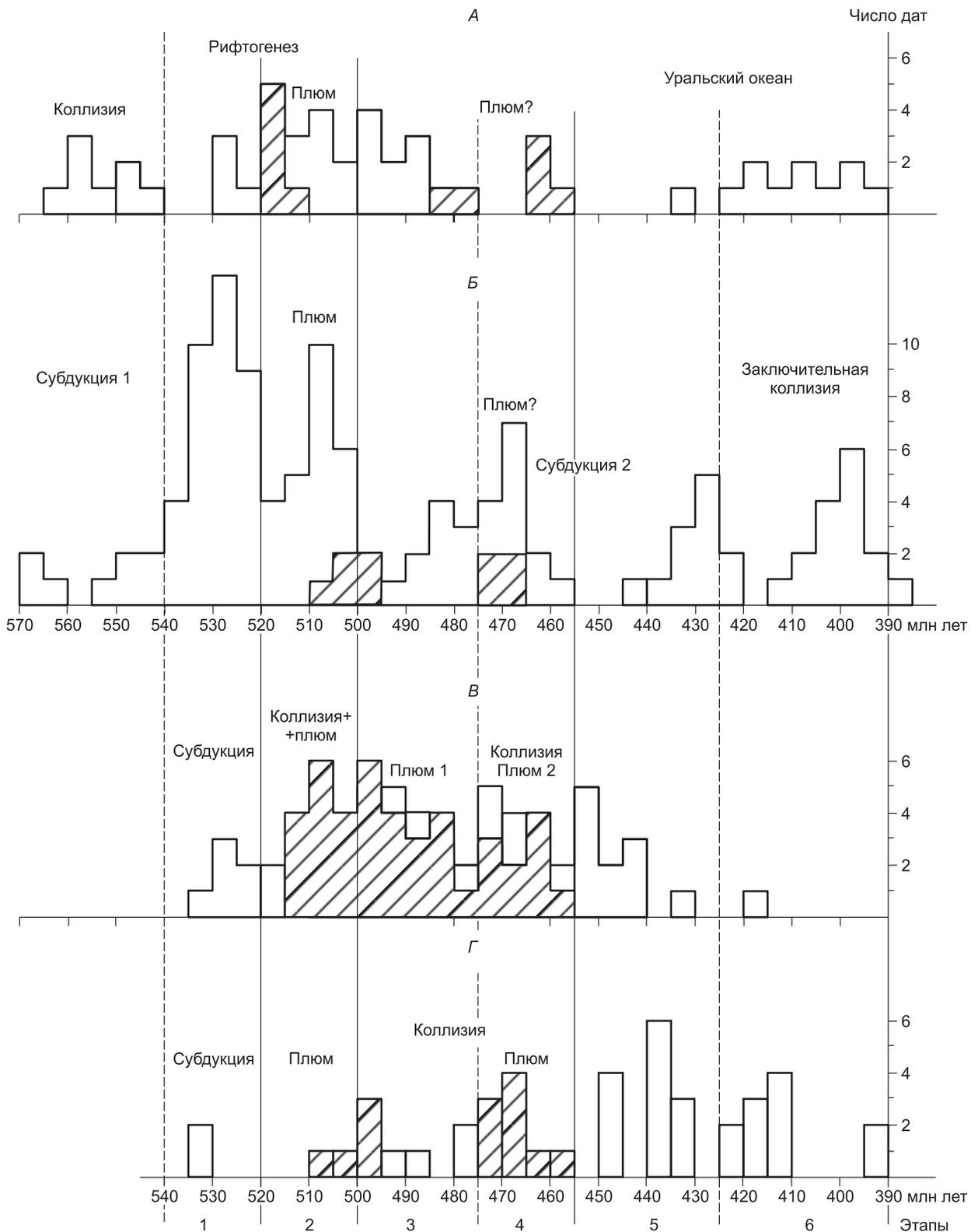


Рис. 5. Гистограммы изотопных возрастов, характеризующих важнейшие события в четырех выделенных регионах:

А — Печорская плита и Полярный Урал [Андреичев, 2010], *Б* — Кокчетавский регион (Казахстан) [Добрецов и др., 2006], *В* — Тува и Северо-Восточная Монголия [Изох и др., 2010], *Г* — Ольхонский пояс (Северо-Западное Прибайкалье) [Владимиров и др., 2010]. Заштрихованы даты, характеризующие плюмовый магматизм. Пояснения см. в тексте.

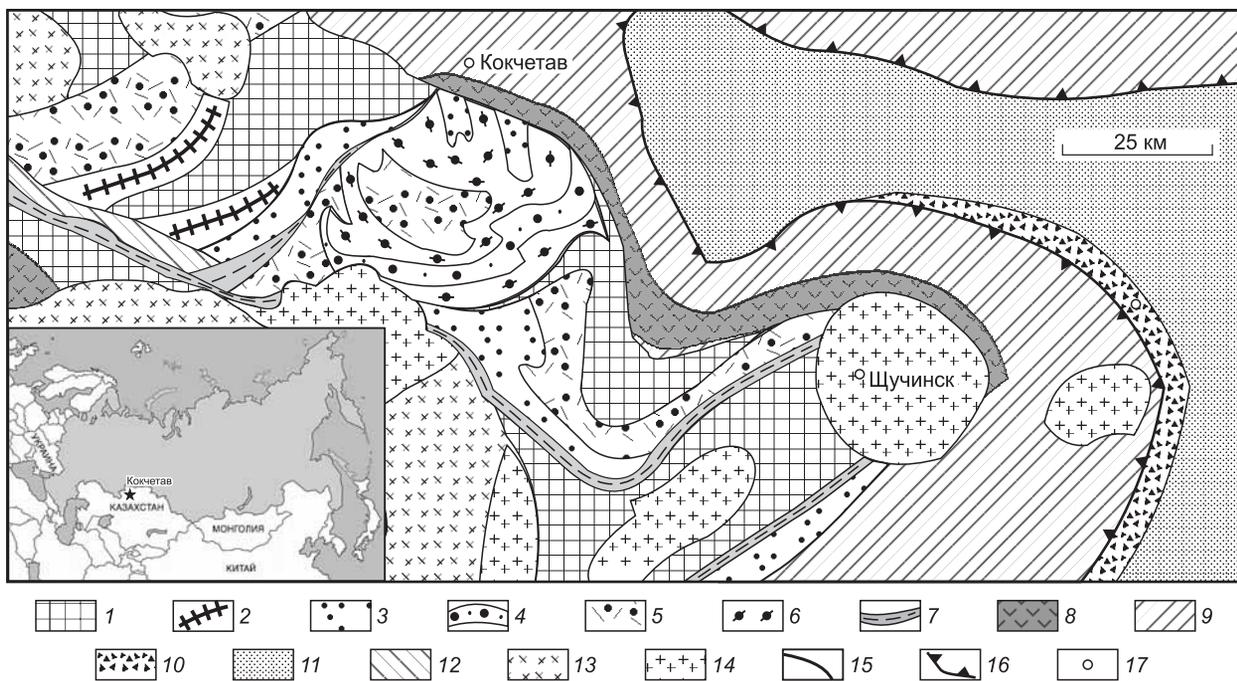


Рис. 6. Основные структурные элементы Кокчетавского субдукционно-коллизийного пояса [Добрецов, Буслев, 2007].

1 — фрагменты фундамента и чехла микроконтинента, слабoremобилизованные; 2 — алмазосодержащие гнейсы с телами эколлитов, известково-силикатных пород и мраморов; 3 — слюдяные сланцы с коэзитом и телами эколлитов, гранатовых амфиболитов, тальк-пироповых пород; 4 — зона, содержащая тела гранат-шпинелевых перидотитов, эколлитов; 5 — гранитогнейсы с телами эколлитов; 6 — гранат-силлиманит-кианитовые сланцы (берликская свита), 7 — кордицит-биотитовые сланцы и гнейсы, скарноиды (даулетская свита); 8 — фрагменты венд-раннекембрийской островной дуги; 9 — раннеордовикская аккреционная призма; 10 — раннекарадокская олистострома; 11 — край степнянской островной дуги; 12 — красномайский щелочной комплекс (пироксениты, сиениты, карбонатиты); 13 — ордовикско-силурийские гранитоиды; 14 — девонские граниты; 15 — деформированные позднекембрийские надвиги и взбросы; 16 — раннекарадокский фронтальный надвиг; 17 — места отбора проб на изотопные определения и возраст (млн лет).

На рис. 5, Б в соответствии с работой [Добрецов и др., 2006] выделены 6 стадий. Стадия 1 с возрастом 570—540 млн лет характеризуется венд-кембрийской субдукцией. Стадия 2 фиксирует завершение субдукции и раннюю коллизию, определившую быструю экзгумацию алмазосодержащих и других высокобарических пород с максимумом 530—525 млн лет [Theunissen et al., 2000; Dobretsov, Shatsky, 2004]. Стадия 3 (500—475 млн лет) представляет позднюю фазу коллизии с обильными бластомилонитами, наложившимися на стадии 2 и 3 (см. рис. 6). Проявление плюмового магматизма происходит в интервале 495—510 млн лет (стадия 4), например, красномайский комплекс (см. рис. 6) и около 480 млн лет — формирование шалкарских офиолитов [Добрецов и др., 2006]. Следующие две стадии представляют ордовикскую субдукцию под Степнянскую островную дугу, причем более ранняя (475—455 млн лет) сопровождается внедрением щелочных и субщелочных интрузий [Хераскова, 1995]. Последняя (420—390 млн лет) фиксирует вторую коллизионную стадию, завершившую формирование каледонид Центрального и Восточного Казахстана.

Тува и Северо-Восточная Монголия рассматривались как арена плюмового магматизма в интервале 500—460 млн лет [Владимиров и др., 1999; Изох и др., 2005, 2010]. Сводка по гранитным интрузиям и ассоциирующим монзонитоидам приведена в статье [Владимиров и др., 1999], а по базитам и щелочным базитам — в работах [Izokh et al., 2008; Изох и др., 2011]. Обе сводки использованы при составлении гистограммы на рис. 5, Б, а на рис. 7 воспроизведена схема, показывающая распределение ультраосновных—основных и щелочно-базитовых интрузий от Томска и Кемерово до Улан-Батора в возрастном интервале 511—465 млн лет [Izokh et al., 2008].

На рис. 7 (красная пунктирная линия) показан возможный ареал позднекембрийского-раннеордовикского плюмового магматизма. На самом деле этот ареал (см. рис. 3, 4) значительно шире, а внутри него выделяются три самостоятельных участка (поля) с разной геодинамической обстановкой. Поле с точками 1—15 (19 определений) относится к Кузнецкому Алатау, Горной Шории, Батеневскому кряжу и

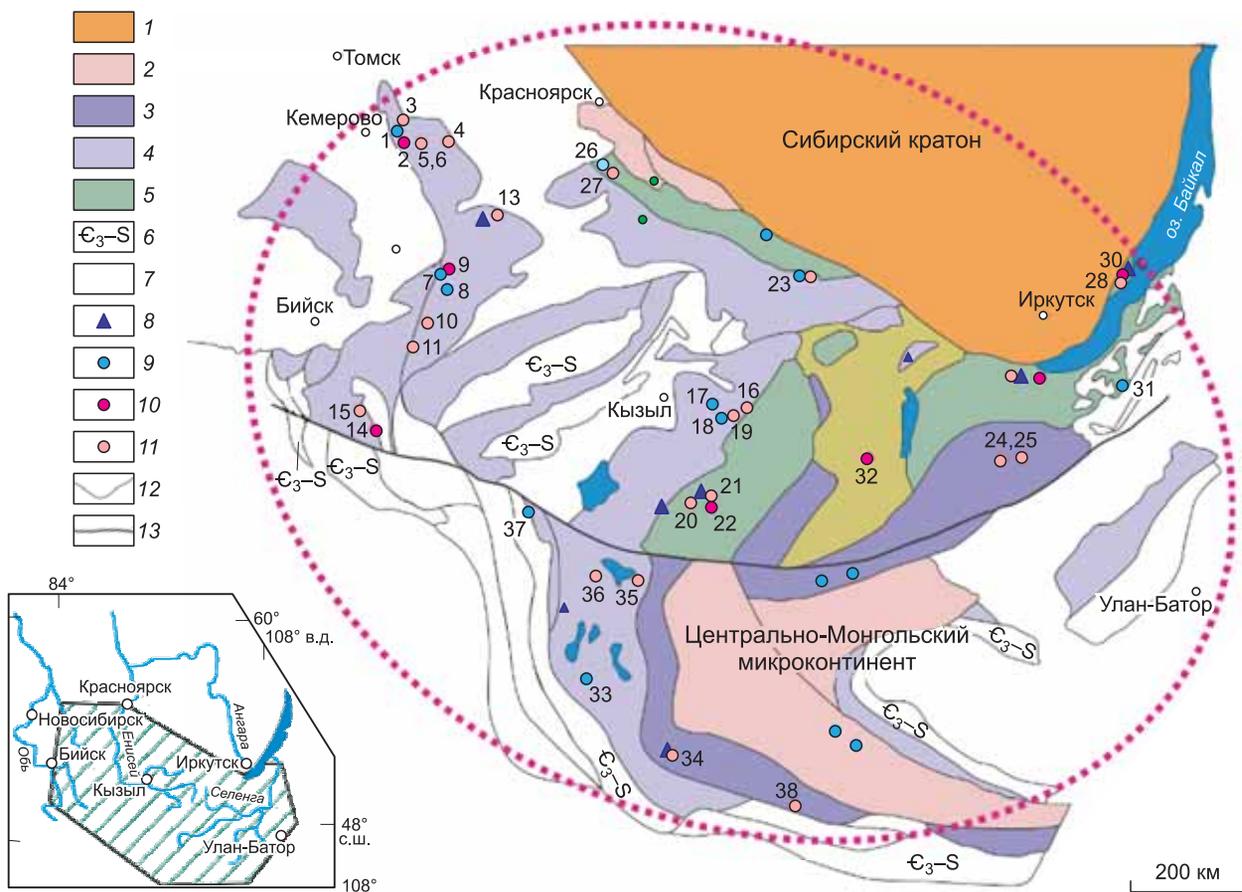


Рис. 7. Схема размещения позднекембрийско-раннеордовикских расслоенных ультрамафит-мафитовых интрузивов, щелочных и субщелочных габброидов, сиенитов и карбонатитов в структурах Центральной Азии [Izokh et al., 2008].

1 — Сибирский кратон; 2—5 — террейны: 2 — протерозойские, 3 — неопротерозойско-кембрийские, 4 — кембрийские, 5 — рифейские; 6 — позднекембрийско-силурийские; 7 — позднепалеозойские; 8 — кембро-ордовикские метаморфические комплексы НТ-LP типа; 9 — расслоенные перидотит-габбровые массивы; 10 — щелочные габбро, сиениты и карбонатиты; 11 — габбро-диорит-гранитные ассоциации; 12 — геологические границы; 13 — разломы. Пояснение см. в тексте.

Южному Алтаю и располагается между Минусинским прогибом, Батеневским кряжем и Монголо-Алтайским микроконтинентом. Около половины (7 определений) массивов представлены щелочными габбро или габбро-монзонит-сиенитовыми (граносиенитовыми) интрузиями с возрастными датировками от 512 до 493 млн лет. Сюда же относятся и карбонатит-пироксениты комплекса Эдельвейс с возрастом 507 + 3 млн лет [Врублевский и др., 2009] и некоторые габбро-диорит-тоналитовые интрузии. Другие габбро-диоритовые (+гранодиориты, граниты) интрузии показывают более молодой возраст (492—485 млн лет), а две расслоенные перидотит-пироксенит-габброноритовые интрузии — еще более молодой возраст (484—465 млн лет).

В Центрально-Монгольском микроконтиненте и вокруг него (точки 16—25 и 33—38) также присутствуют две возрастные группы [Izokh et al., 2008; Руднев, 2010]. Преобладают датировки в интервале 512—490 млн лет (15 датировок), а более молодые 465—485 млн лет (7 датировок) относятся к перидотит-пироксенит-габброноритовым интрузиям и некоторым габбро-диоритовым массивам. На Сангилене габбро-монзонит-диоритовые интрузии имеют возраст 490 и 460—485 млн лет [Шелепаев, 2006]. В целом на рис. 5, В выделяются два сближенных максимума (подэтапа): 507—490 млн лет и слабее выраженный 475—460 млн лет, с почти непрерывным проявлением плюмового магматизма от 513 до 475 млн лет. Пояс по обрамлению Сибирской платформы (точки 26—31) будет рассмотрен ниже.

Ярким примером плюмового магматизма позднего кембрия—раннего ордовика является Урэг-Нурская (по оз. Урэг-Нур) пикрит-базальтовая ассоциация Монгольского Алтая (рис. 8). В ее составе выделяются ультраосновные вулканы и гипабиссальные ультрамафит-мафитовые тела в составе верхней Харгаитской пластины яматугольской серии и ультрамафит-мафитовые интрузивы, внедренные на

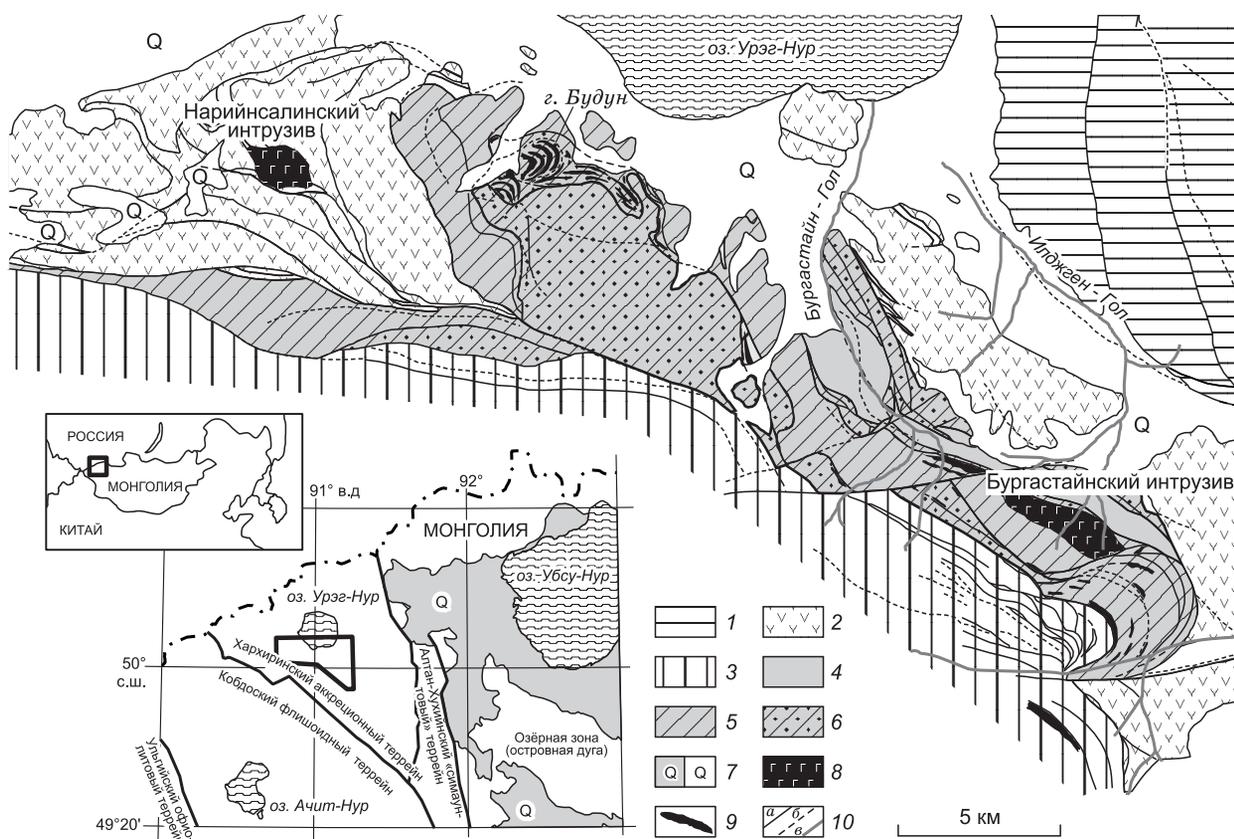


Рис. 8. Геологическое строение северного склона хр. Турген и района оз. Урэг-Нур, Монгольский Алтай [Берзин, 1995; Изох и др., 2010].

1 — ранние каледониды; 2 — флишеидные и вулканические породы Урэг-Нурского блока; 3—6 — пластины Яматугольской зоны: 3 — Байримская, 4 — Бургастайнская, 5 — Нарийнсалинская, 6 — Харгайтская; 7 — неоген-четвертичные отложения; 8 — ультрамафит-базитовые интрузивы; 9 — ультраосновные вулканы (пикриты) и силлы; 10 — разломы установленные (а) и предполагаемые (б), водотоки (в).

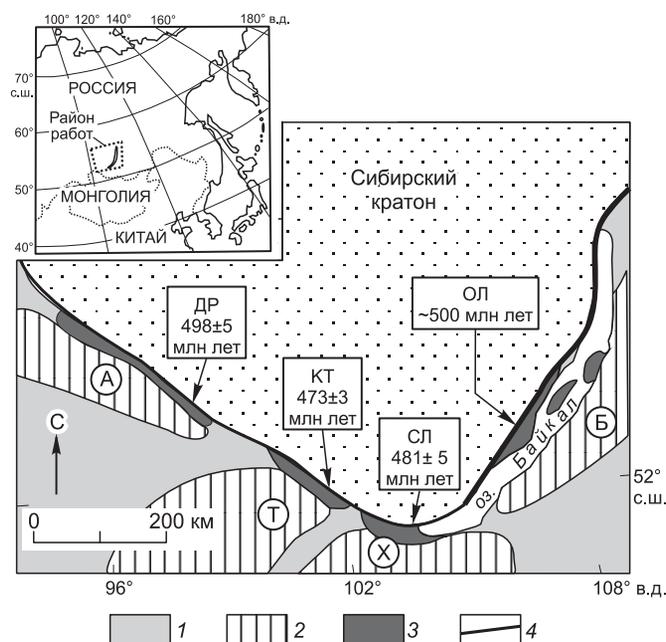
разные стратиграфические уровни. Харчайтская пластина состоит из осадочных (флишеидных) и вулканических пород. Вулканы представлены преимущественно базальтами, но в нижней ее части выделяется пикритовый горизонт мощностью 60—70 м. Полевые наблюдения свидетельствуют о том, что излияние пикритов происходило в подводных условиях одновременно с формированием флишеидных толщ [Изох и др., 2010]. В районе горы Будун наблюдаются крупные дифференцированные силлы, сложенные дунитами и верлитами (внизу) и оливиновыми клинопироксенитами и меланогаббро (вверху). Два интрузива (см. рис. 8) представляют, по-видимому, тектонические фрагменты более крупных силловых или линзовидных тел, сложенных в Нарийнсалинском интрузиве, преимущественно пироксенитами, в другом интрузиве наблюдается более полный разрез и локально-интрузивные контакты [Изох и др., 2010].

Характерной особенностью этой ассоциации является повышенная калиевая щелочность (K_2O/Na_2O до 1,2, наличие биотита), возраст пород по вкраплениям биотита (Ar-Ag метод) составляет 512.4 ± 6.1 млн лет. Как и другие пикритоиды, они свойственны для ранней стадии развития плюмового магматизма и, возможно, приурочены к центральной части плюмового ареала [Борисенко и др., 2006].

Ольхонский пояс (Северо-Западное Прибайкалье) — один из поясов гранулитового метаморфизма с возрастом 473—500 млн лет в обрамлении Сибирской платформы (рис. 9) с одновременным проявлением базитовых интрузий и даек. Он имеет более длительную эволюцию и становится все чаще учебным полигоном не только для молодежных школ, но и для проверки «взрослых» гипотез благодаря прекрасной обнаженности, хорошей изученности и великолепному сочетанию мини- и макроструктур в разнотипных вещественных комплексах. Последние сводки по этому поясу (в том числе метаморфическому террейну) опубликованы в работах [Гладкочуб и др., 2010; Федоровский и др., 2010; Владимиров и др., 2011]. Автор статьи максимально использует две последние работы с учетом собственных наблюдений.

Рис. 9. Схема тектонических структур Южной Сибири и возрастов коллизионных зон [Добрецов, Буслов, 2007; Гладкочуб и др., 2010].

1 — структура Палеоазиатского океана; 2 — микроконтиненты: А — Арзыйский, Т — Тувино-Монгольский, Х — Хамардабанский, Б — Баргузинский; 3 — коллизионные пояса с возрастом гранулитового метаморфизма (ДР — Дербинский, КТ — Китойкинский, ОЛ — Ольхонский, СЛ — Слодянский); 4 — граница Сибирской платформы. На врезке местоположение района исследования.



На рис. 10 приведены термическая эволюция шести выделенных литопластин и возраст их протолитов. В Ангинской зоне и комплексе Шида это преимущественно кембрий, в Чернорудской зоне и комплексе Орсо — неопротерозой (1012—624 млн лет), что позволило Д.П. Гладкочубу с соавторами [2010] определить Ольхонский метаморфический террейн как раннепалеозойский композит фрагментов неопротерозойской активной окраины. В зоне Анга-Сахюрта и в Приморском разломе продатированы реликты фундамента Баргузинского микроконтинента и края Сибирской платформы (1900 млн лет и древнее).

Для настоящего исследования наиболее интересны термическая история литопластин, включающая дометаморфический и четыре метаморфических этапа (см. рис. 10). Дометаморфический (субдукционный) этап 500—530 млн лет датируется возрастом габбро и вулканитов надсубдукционного типа. Ранний этап (500—475 млн лет) гранулитового метаморфизма (температура 750—800°C) проявлен только в Чернорудской и Ангинской зонах. Второй этап (450—475 млн лет) амфиболитовой фации (600—700°C) проявлен во всех литопластинах, кроме комплекса Орсо и Приморского разлома. Эти два коллизионно-сдвиговых шва сформировались на третьем этапе (450—420 млн лет). Он проявлен во всех литопластинах, но с резко различным температурным режимом — до 700°C в Приморском разломе, 500—530°C в остальных зонах, кроме Ангинской, где зафиксирована минимальная температура около 300°C. Четвертый этап (400—420 млн лет) связан с проявлением зеленосланцевого диафтореза, катаклаза и милонитизации. Таким образом, выделяются те же 5 этапов, что и в других регионах (см. рис. 5).

Рис. 10 иллюстрирует очень важную деталь: в каждом этапе происходит остывание и нагрев в начале следующего этапа, что объясняется сложной историей литопластин с пододвиганием их на большую глубину в начале очередного этапа. Эта модель более сложная, чем распространенная модель постепенного и длительного выведения к поверхности и остывания блоков (литопластин). Такая сложная модель фиксируется в большинстве эклогит-гнейсовых и глаукофансланцевых поясов [Добрецов и др., 2001; Dobretsov, Shatsky, 2004; Владимиров и др., 2011] и представляет более типичную ситуацию, чем постулирование постепенного и длительного (более 100 млн лет) воздымания и остывания.

Типичным проявлением плюмового магматизма в Ольхонском поясе являются щелочные габбро и монцитоны Бирхинского массива и сиениты Тажеранской щелочно-базитовой интрузии [Федоровский и др., 2010]. Они относятся к разным фазам эволюции пояса. Монцогабброиды бирхинского комплекса дают и по U-Pb, и по Ar-Ar методу возраст 499 млн лет, а прорывающие их жильные граниты — 481 млн лет по Rb-Sr методу [Федоровский и др., 2010]. Таким образом, они соответствуют этапу гранулитового метаморфизма, проявленному в обрамлении Сибирской платформы (см. рис. 9) с интрузиями и дайками габброидов.

Более молодым и сложным является Тажеранский массив [Федоровский и др., 2010]. В дайках субщелочных габброидов Тажеранского массива присутствуют ксенолиты бирхинских монцитонитов. Сиениты и близкие к ним по возрасту щелочные габброиды датированы 471 млн лет (U-Pb), нефелиновые сиениты и кальцифиры — 464 и 466 млн лет. Разные фазы внедрения характеризуются резко меняющейся обстановкой в эпицентре крупной сдвиговой структуры. Становление сиенитов и нефелиновых сиенитов связано с третьим деформационным этапом, сформировавшим Тажеранскую сигмоиду в условиях правостороннего сдвига [Федоровский и др., 2010]. Субщелочным габбро Тажеранского массива аналогичны лампрофиры комбинированных даек северной части о. Ольхон, в которых установлен конкордантный возраст по циркону 461 ± 2 млн лет [Федоровский и др., 2010].

Двухэтапное проявление плюмового магматизма (515—500 и 480—460 млн лет) установлено и в других регионах ЦАПП (см. выше).

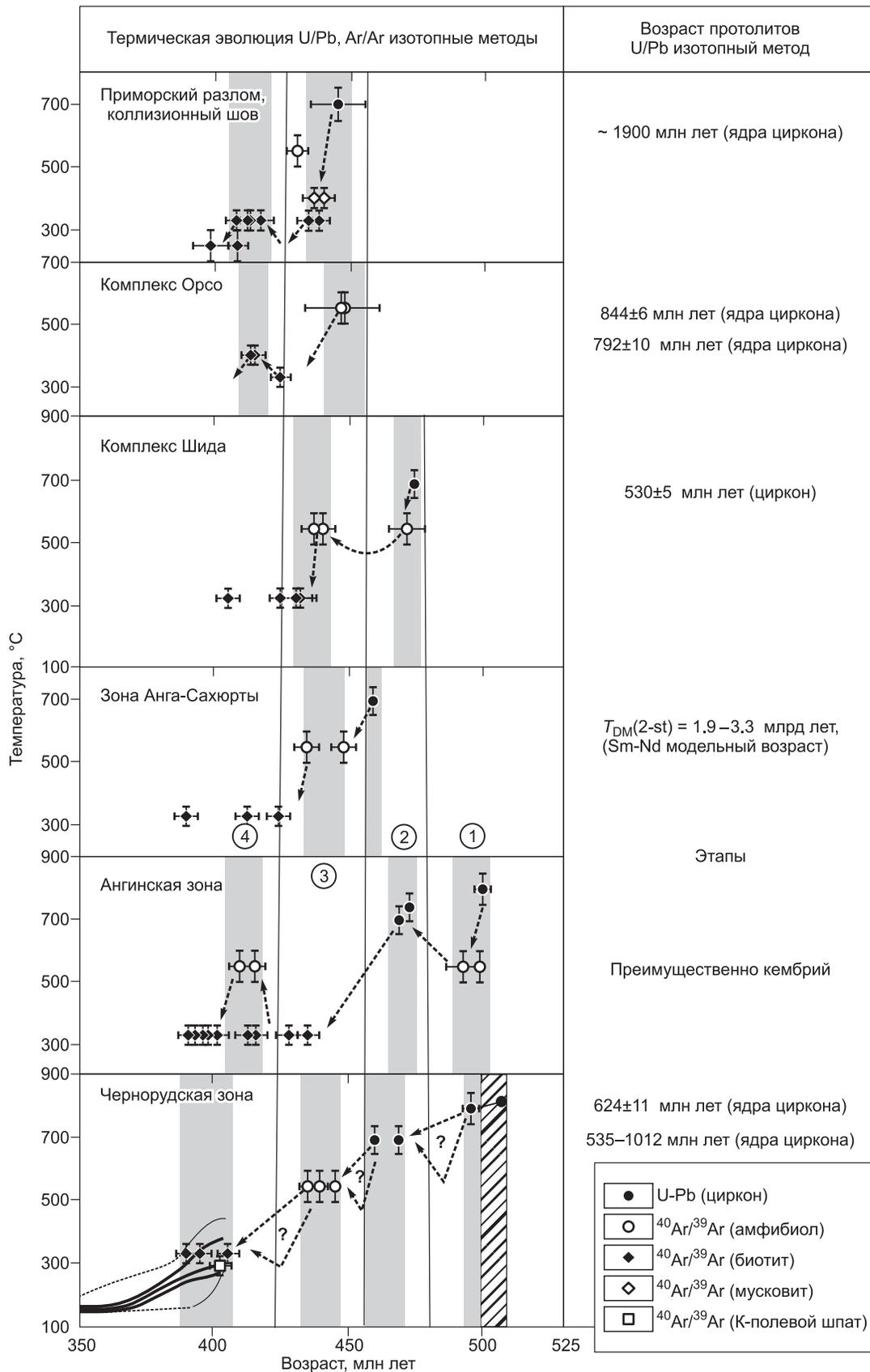


Рис. 10. Этапы (1—4) и направления термической эволюции литопластин Ольхонского субдукционно-коллизионного пояса и возраст протолитов в литопластинах, по [Владимиров и др., 2011] с уточнениями.

Пояснения см. в тексте.

ДИСКУССИЯ

На рис. 5 видна высокая степень синхронизации рубежей и пиков, характеризующих сходные шесть стадий в развитии четырех различных регионов: 540—520; 520—500; 495—475; 480—455; 455—425; 425—390 млн лет. Ранее были выделены [Добрецов, Буслов, 2007] шесть этапов венд-раннепалеозойской эволюции Прибайкалья, Монголии, Тувы, Алтая, из которых первая (570 ± 20) не входит в наше рассмотрение, остальные пять соответствуют середине, реже границе названных интервалов: 540 ± 5 ; 515 ± 10 ; 490 ± 10 ; 465 ± 10 ; 440 ± 15 . Эти пики лучше всего проявлены в Кокчетавском и Ольхонском поясах, в двух других случаях (Печорская плита и Тува) часть пиков отсутствует, поскольку в выборках преобладают гранитоиды и нет метаморфических пород. Высокая синхронизация событий в столь удаленных регионах от Полярного Урала до Байкала и Монголии (еще более удаленных в кембрии и ордовике (см. рис. 4)) может быть объяснена влиянием мантийных плюмов.

Достоверные проявления плюмового магматизма в названных регионах приурочены во всех регионах к возрасту 520—500 млн лет, но в Монголии, Туве, Ольхонском поясе и, вероятно, Кокчетавском поясе фиксируются также мантийные щелочно-базитовые интрузии около 475—460 млн лет. Насколько достоверно выделение этих двух пиков плюмового магматизма, покажут будущие исследования. В первом приближении мы можем принять за основу середину названного интервала 520—460 млн лет, т.е. 490 ± 30 млн лет.

Выше было упомянуто, что формирование Палеоазиатского океана связано с распадом Родинии. Сам распад произошел, возможно, под влиянием мантийных плюмов или одного суперплюма [Maquyama et al., 2007; Zhang et al., 2007]. На рис. 11, А показаны места локализации плюмового магматизма в интервале 830—740 млн лет на фоне реконструкции Родинии [Zhang et al., 2007]. Все они объединяются в один большой суперплюм. Но по нашему мнению, более вероятны два разновозрастных ареала: один в блоках Африки и Индии соответствует современному Африканско-Атлантическому ареалу; другой в Австралии, Южно-Китайском блоке, Лаврентии и Сибири, возможно, — Тихоокеанскому суперплюму, как предположено в работах [Maquyama, 1994; Maquyama et al., 2007]. Если принять возраст последнего суперплюма 1150—740 млн лет, возраст раннепалеозойского суперплюма 490 млн лет, Сибирского суперплюма 250 млн лет, современных суперплюмов 10 ± 5 млн лет, то мы получаем последовательность суперплюмов через 250–240 млн лет. Между ними проявлены также крупные события плюмового магматизма с возрастом около 120, 370 и 620 млн лет, такая периодичность суперплюмов будет через 120 млн лет [Isley, Abbott, 2002; Добрецов, 2003, 2010].

Эпохи суперплюмов являются крупнейшими эпохами эндогенного оруденения, прежде всего Cu-Ni-Pt и колчеданного Cu-Pb-Zn [Добрецов и др., 2001, 2010; Zhang et al., 2007; Pirajno, 2007], но эта закономерность требует отдельного более подробного рассмотрения.

Подчеркнем еще раз важную особенность полученного нами результата: один из пиков плюмового магматизма 485—460 млн лет совпадает с третьим суперхроном 485—460 млн лет и существенной перестройкой океанов в начале ордовика. Конечно, отсюда не следует прямой вывод, что плюмы обусловили перестройку океанов, но взаимосвязь этих трех событий (суперхрон, мантийные плюмы, перестройка океанов) устанавливается достаточно уверенно.

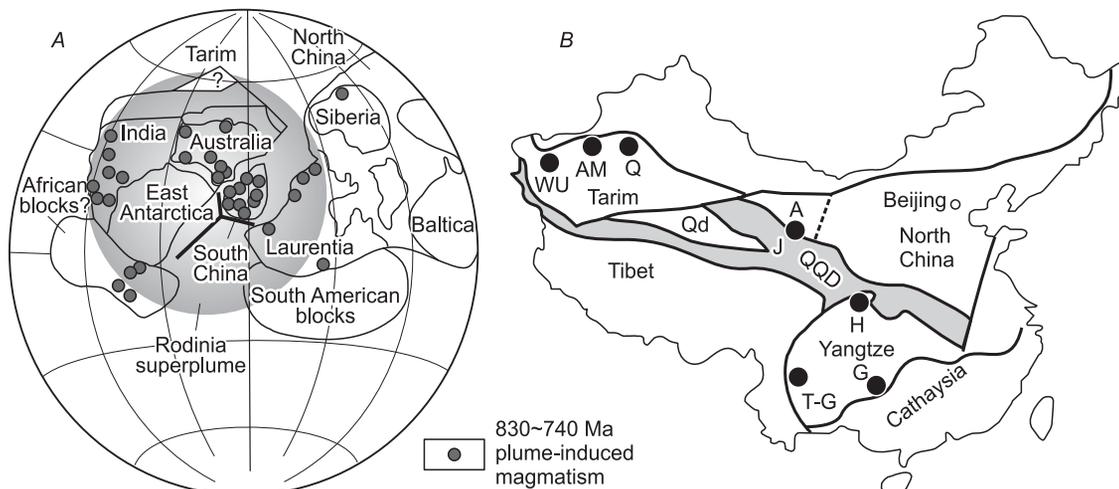


Рис. 11. Проявления неопротерозойского (830—740 млн лет) суперплюма [Zhang et al., 2007].

А — реконструкция Родинии и места проявления суперплюма; В — места проявления расслоенных плутонов и Cu-Ni-Pt оруденения в Китае, связанные с неопротерозойским суперплюмом.

Дополнительные доводы следуют из анализа возраста глаукофановых сланцев на территории от Полярного Урала до Северной Монголии. В монографии [Добрецов и др., 2001] отмечается, что важнейшие сутурные зоны в Центральной Азии содержат чешуи или линзы высоких давлений (глаукофановые сланцы, эклогиты), часто в ассоциации с офиолитами. Среди них выделяются каледонские (550—450 млн лет), герцинские (400—300 млн лет) и пермотриасовые (295—220 млн лет) комплексы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. В истории палеозойских, сформированных на месте Палеоазиатского океана, выделяются две переломные стадии: кембро-ордовикская и пермотриасовая. В обоих случаях запечатлено закрытие ранее существовавших океанических пространств, открытие новых океанов, которые сопровождаются интенсивным плюмовым магматизмом, определившим остывание ядра и появление суперхрон (прекращение магнитных инверсий).

2. В позднекембрийско-ордовикскую стадию огромная территория, в настоящей структуре протягивающаяся от Полярного Урала до Байкала (а в прошлом в несколько раз более протяженная), служила ареной масштабных аккреционных и коллизионных событий, которые имели место в сходных геодинамических условиях и включали Гондванские микроконтиненты (Кокчетавский, Алтае-Монгольский, Тувино-Монгольский, Баргузинский) и островные дуги, объединяемые в Казахстанско-Тувино-Монгольскую систему. В обрамлении Печорской плиты и на Полярном Урале ситуация была существенно другая, однако тесная корреляция главных этапов эволюции может быть объяснена синхронизацией, вызванной мантийными плюмами.

3. Образование позднекембрийско-раннеордовикского орогена сопровождалось процессом открытия океанов Уральского, Обь-Зайсанского, Монголо-Охотского, Палеотетиса. Пульсы плюмовой активности 520—500 и 490—460 млн лет результировались не только в открытии новых океанов, но и ускорении амальгамации террейнов и синхронизации событий от Полярного Урала до казахстанских и байкальских террейнов.

4. Недавно выделенные три суперхроны (без магнитных инверсий) около 490—460, 260—300 и 124—86 млн лет коррелируются с крупнейшими эпохами плюмового магматизма. Интервал 490—460 млн лет, коррелирующийся с суперхроной и открытием новых океанов, нуждается в более детальной реконструкции его ареала и этапов магматизма. Предшествующий суперплюм около 800—740 млн лет требует еще более тщательного обоснования и реконструкции, но укладывается в общую глобальную периодичность через 240 (или 120) млн лет, с более дробными этапами через 30 млн лет.

5. Сделанные реконструкции и выводы могут иметь важные металлогенические следствия, но это требует специального, отдельного рассмотрения.

Автор выражает благодарность М.М. Буслову за полезные замечания к статье, А.Э. Изоху и Н.В. Дмитриевой за помощь в подготовке рукописи.

Работа выполнена в рамках программы ОНЗ РАН № 09, гранта научных школ № 65804.2010.5 и учебной программы НГУ.

ЛИТЕРАТУРА

Андреичев В.Л. Эволюция фундамента Печорской плиты по изотопно-геохронологическим данным: Автореф. дис. ... д.г.-м.н. Сыктывкар, ИГ КНЦ УрО РАН, 2010, 46 с.

Андреичев В.Л., Ларионов А.Н., Литвиненко А.Ф. Новые Rb-Sr и U-Pb данные о возрасте гранитов Сягата-Яхинского массива (Полярный Урал) // Литосфера, 2007, № 1, с. 147—154.

Беличенко В.Г., Скляров Е.В., Добрецов Н.Л., Томуртоого О. Геодинамическая карта Палеоазиатского океана. Восточный сегмент // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7—8), с. 29—40.

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.

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

Борисова Е.Ю., Бибикина Е.В., Добрженецкая Л.Ф., Макаров В.А. Геохронологическое изучение цирконов гранитоидов Кокчетавского алмазоносного района // Докл. РАН, 1995, т. 343, № 6, с. 801—805.

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., Смирнова Л.В., Фудживара И., Ивата К., Де Граве И., Семанов Н.Н., Травин А.В., Кирьянова А.П., Кох Д.А. Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойско-

кой тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (1—2), с. 49—75.

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., Крук Н.Н., Владимиров В.Г., Гибшер А.С., Руднев С.Н. Синкинематические граниты и коллизивно-сдвиговые деформации Западного Сангилен (Юго-Восточная Тува) // Геология и геофизика, 2000, т. 41 (3), с. 398—413.

Владимиров А.Г., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Травин А.В., Владимиров В.Г., Хромых С.В., Юдин Д.С., Колотилина Т.Б. Геодинамическая модель ранних каледонид Ольхонского региона (Западное Прибайкалье) // Докл. РАН, 2011, т. 436, № 6, с. 793—799.

Волкова Н.И., Скляр Е.В. Высокобарические комплексы Центрально-Азиатского складчатого пояса: геологическая позиция, геохимия и геодинамические следствия // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 109—119.

Врублевский В.В., Изох А.Э., Поляков Г.В., Гертнер И.Ф., Юдин Д.С., Крупчатников В.И. Раннепалеозойский щелочной магматизм Горного Алтая: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронологическое свидетельство комплекса Эдельвейс // Докл. РАН, 2009, т. 427, № 2, с. 96—100.

Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Ларионов А.Щ., Сергеев С.А. Ольхонский метаморфический террейн Прибайкалья: раннепалеозойский композит фрагментов неопротерозойской активной окраины // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (5), с. 571—588.

Диденко А.Н. О современной связи процессов в ядре и литосфере // Рос. журнал о Земле, 1999, т. 1, № 3, с. 187—198.

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

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

Добрецов Н.Л. Глобальная геодинамическая эволюция Земли и глобальные геодинамические модели // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (6), с. 761—784.

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

Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Жимулев Ф.И., Травин А.А., Заячковский А.А. Венд-раннеордовикская геодинамическая эволюция и модель эксгумации пород сверхвысоких и высоких давлений Кокчетавской субдукционно-коллизивной зоны (Северный Казахстан) // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (4), с. 428—444.

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 (8), с. 1159—1187.

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

Изох А.Э., Шелепаев Р.А., Лавренчук А.В., Бородин Е.В., Егорова В.В., Васюкова Е.А., Гладкочуб Д.П. Разнообразие кембро-ордовикских ультрабазит-базитовых ассоциаций Центрально-Азиатского складчатого пояса как отражение процессов взаимодействия плюма и литосферной мантии // Материалы совещания «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)». Иркутск, ИЗК СО РАН, 2005, т. 1, вып. 3, с. 106—108.

Изох А.Э., Вишневский А.В., Поляков Г.В., Калугин В.М., Оюнчимэг Т., Шелепаев Р.А., Егорова В.В. Урэгнурская платиноносная вулканоплутоническая пикрит-базальтовая ассоциация Монгольского Алтая — индикатор кембро-ордовикской крупной изверженной провинции // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (5), с. 665—681.

Изох А.Э., Вишневский А.В., Поляков Г.В., Шелепаев Р.А. Возрастные рубежи пикритового и пикродолеритового магматизма Западной Монголии // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (1), с. 10—31.

Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Будников С.В., Журавлев Д.З., Козаков И.К., Котов А.Б., Рыцк Е.Ю., Сальникова Е.Б. Корообразующие магматические процессы при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm-Nd изотопные данные // Геотектоника, 1999, № 3, с. 21—41.

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.

Метелкин Д.В. Эволюция структур Центральной Азии и роль сдвиговой тектоники по палеомагнитным данным: Автореф. дис. ... д.г.-м.н. Новосибирск, ИГМ СО РАН, 2010, 33 с.

Молостовский Е.А., Печерский Д.М., Фролов И.Ю. Магнитостратиграфическая шкала фанерозоя и ее описание на основе кумулятивной функции распределения // Изв. РАН. Физика Земли, 2007, т. 43, № 10, с. 811—818.

Руднев С.Н. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии: Автореф. дис. ... д.г.-м.н. Новосибирск, ИГМ СО РАН, 2010, 32 с.

Симонов В.А., Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Бонинитовые серии в структурах Палеоазиатского океана // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7—8), с. 182—199.

Туркина О.М., Летников Ф.А., Левин А.В. Мезопротерозойские гранитоиды фундамента Кокчетавского микроконтинента // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижно-го пояса (Материалы совещания). Иркутск, 2009, т. 2, с. 116—117.

Федоровский В.С., Скляров Е.В., Изох А.Э., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М. Сдвиговый тектогенез и щелочно-базитовый магматизм в коллизионной системе каледонид Западного Прибайкалья // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (5), с. 682—700.

Шелепаев Р.А. Эволюция базитового магматизма Западного Сангилен (Юго-Восточная Тува): Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 2006, 16 с.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника, 2000, № 5, с. 3—29.

Boyd F.R. Composition and distinction between oceanic and continental lithosphere // Earth Planet. Sci. Lett., 1989, v. 56, p. 15—26.

Buslov M.M., Berzin N.A., Dobretsov N.L., Simonov V.A. Geology and tectonics of Gorny Altai. Guidebook of excursion, IGCP Project 283. Novosibirsk, 1993, 122 p.

Buslov M.M., Watanabe T., Saphonova I.Yu., Iwata K., Travin A., Akiyama M.A. Vendian-Cambrian island arc system of the Siberian continent in Gorny Altai // Gondwana Res., 2002, v. 5, № 4, p. 781—800.

Das Gupta R., Hirschmans M.M., Smith N.D. Partial melting experiments of peridotite + CO₂ at 3 G Pa and genesis of alcaic ocean island basalts // J. Petrol., 2007, v. 48, № 11, p. 2093-§12.

Dobretsov N.L., Shatsky V.S. Exhumation of high pressure rocks of the Kokchetav massif: facts and models // Lithos, 2004, v. 78, p. 307—318.

Dobretsov N.L., Sobolev N.V., Shatsky V.S., Coleman R.G., Ernst W.G. Geotectonic evolution of dianeondiferous parageneses of the Kokchetav complex, N. Kazakhstan: the geologic enigma of ultrahigh pressure crustal rocks. Phanerozoic foldbelt // The Island Arc, 1995, v. 4, p. 267—279.

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

Dobretsov N.L., Kirdyashkin A.A., Kirdyashkin A.G., Vernikovskiy V.A., Gladkov I.N. Modelling of thermochemical plumes and implications for the origin of the Siberian traps // Lithos, 2008, v. 100, p. 66—92.

Hacker B.R., Calvert A., Zhang R.Y., Ernst W.G., Liou J.G. Ultrarapid exhumation of ultrahigh-pressure diamond-bearing metasedimentary rocks of the Kokchetav Massif, Kazakhstan? // Lithos, 2003, v. 70, p. 61—75.

Isley A., Abott D.N. Implication of the temporal distribution of high-Mg magmas for mantle plume volcanism through time // J. Geol., 2002, v. 110, p. 141—158.

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 Lagre Igneous Province of the Central Asia. 2008, www.Largeigneousprovinces.

Jahn B.M., Wu F-Yu., Chen B. Growth of Asia in the Phanerozoic — Nd isotope evidence // Continental growth in the Phanerozoic: evidence from Central Asia: Abstracts of the 3 Workshop, Novosibirsk, Aug. 6—16. Novosibirsk, 2001, p. 21—24.

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

Maruyama Sh. Plume tectonics // J. Geol. Soc. Japan, 1994, v. 100, № 1, p. 24—49.

Maruyama Sh., Yuen D.A., Windley B.E. Dynamics of plumes and superplumes through time // Superplumes. Springer, 2007, p. 441—502.

Mazaud A., Laj C. The 15 m.y. geomagnetic reversal periodicity: quantitative test // Earth Planet. Sci. Lett., 1991, v. 107, p. 689—696.

Pavlov V., Gallet Y. A third superchron during the Early Paleozoic // Episodes, 2005, v. 28, № 2, p. 78—84.

Pirajno F. Ore deposits and mantle plumes. Kluwer, Acad. Publishers, 2004, 556 p.

Pirajno F. Mantle plumes, associated intraplate tectono-magmatic processes and ore systems // Episodes, 2007, v. 30, № 1, p. 6—19.

Sepkowski J.J. Patterns of Phanerozoic extinction: a perspective from global events and event stratigraphy in the Phanerozoic. Berlin, Springer, 1996, p. 33—51.

Sobolev N.V., Shatsky V.S. Diamond inclusions in garnets from metamorphic rocks: a new environment for diamond formation // Nature, 1990, v. 343, p. 742—746.

Theunissen K., Dobretsov N.L., Korsakov F., Travin A., Shatsky V.S., Smirnova L., Boven A. New contrasting petrotectonic domains in the Kokchetav megamelange (Kazakhstan): difference in exhumation mechanisms of UHP-rocks, or result of subsequent deformation // The Island Arc, 2000, v. 9, p. 284—303.

Zhang C.L., Li X.H., Li Zh.X., Lu S.N., Ye H.M., Li B.M. Neoproterozoic ultramafic-mafic-carbonatite complex and granitoids in Qurugtagh of Tarim block, W-China: geochronology, geochemistry and tectonic implications // Precam. Res., 2007, v. 152, p. 149—169.

*Поступила в редакцию
30 мая 2011 г.*