

ТЕРМОХРОНОЛОГИЯ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ КОЛЛИЗИОННЫХ, СУБДУКЦИОННО-КОЛЛИЗИОННЫХ СТРУКТУР ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

А.В. Травин

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,

630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

Томский государственный университет, 634050, Томск, просп. Ленина, 36, Россия

На основе предложенной методики сквозного изотопного датирования проведена реконструкция термохронологической истории раннепалеозойских коллизионных, субдукционно-коллизионных систем и глаукофансланцевых комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса. Показано, что история формирования этих геологических структур складывается из коротких, синхронных этапов активных термических событий, сопряженных с масштабным мантийно-коровым магматизмом, метаморфизмом HP/LT, HT/LP типов, интенсивными тектоническими деформациями. В качестве глубинного механизма синхронизации предполагается проявление плюмов различного масштаба как во внутриокеанической, так и внутриконтинентальной обстановке.

Коллизионный тектогенез, метаморфические деформации, U/Pb, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопное датирование, термохронология, Центральная Азия.

THERMOCHRONOLOGY OF EARLY PALEOZOIC COLLISIONAL AND SUBDUCTION–COLLISIONAL STRUCTURES OF CENTRAL ASIA

A.V. Travin

The thermochronology of the Early Paleozoic collisional and subduction–collisional systems and blue schist complexes of the Central Asian Orogenic Belt has been reconstructed by the proposed method of total isotope dating. The evolution of these geologic structures is divided into short synchronous stages of active thermal events related to large-scale mantle–crustal magmatism, high-pressure/low-temperature and high-temperature/low-pressure metamorphism, and intense tectonic deformations. The plume activity of different intensities, both in intraoceanic and intracontinental environments, is presumed to be the deep mechanism of synchronization.

Collisional tectogenesis, metamorphic deformations, U–Pb and ^{40}Ar – ^{39}Ar dating, thermochronology, Caledonides, Central Asia

ВВЕДЕНИЕ

В геологической истории Центральной Азии ключевое значение имеют орогенно-складчатые сооружения фанерозойского возраста. Традиционно выделяются надсубдукционные и коллизионные орогены, специфика которых рассматривается в [Shengör et al., 1993; Добрецов и др., 2001; Владимиров и др., 2003, 2005; Лобковский и др., 2004]. При построении геодинамических моделей орогенеза большое значение имеет оценка длительности орогенических событий, их периодичности, вариаций их интенсивности, стиля во времени. В зависимости от типа коллизии (например, континент—континент, островная дуга—континент) продолжительность формирования коллизионных структур может варьировать от 50 млн лет и более (например, Гималаи) до 18 млн лет (Далрадианская орогения, британские каледониды) [Владимиров и др., 2003; Dewey, 2005; Yin, 2006].

В истории Палеоазиатского океана ключевую роль сыграл кембро-ордовикский этап [Добрецов, Буслов, 2007; Добрецов, 2011; Руднев, 2013]. В это время завершились ранние коллизионные события, закрылась большая часть «первичного» океана и произошло образование «вторичных» океанов и островных дуг, включая формирование Палеоуральского, Обь-Зайсанского палеоокеанов. Эволюция Центрально-Азиатского складчатого пояса рассматривается некоторыми авторами по аналогии с современной Западной Пацификой в терминах последовательной аккреции островных дуг, океанических островов, океанических плато, аккреционных призм и/или микроконтинентов [Wang, Liu, 1986; Зоненшайн и

др., 1990; Моссаковский и др., 1993; Диденко и др., 1994; Федоровский и др., 1995; Yin, Nie, 1996; Buslov et al., 2001, 2004; Kuzmichev et al., 2001; Badarch et al., 2002; Laurent-Charvet et al., 2003; Khain et al., 2003]. Другие авторы [Коваленко и др., 1999; Ярмолук и др., 2003, 2013] обосновывают представление о принадлежности каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса к аккреционному супертеррейну, который возник независимо от Сибирской платформы в результате столкновения (аккреции) системы венд-кембрийских островных дуг, задуговых бассейнов и расположенных между ними террейнов докембрийского формирования с группой океанических островов и лавовых плато, фиксирующих горячее поле мантии. Объединение супертеррейна с Сибирским кратоном произошло позднее этого события по сдвиговой границе типа трансформного разлома.

Уникальная информация о метаморфической истории индикаторных пород на стадии подъема, охлаждения, о возрасте средне- и низкотемпературных тектонических событий, возрасте формирования и выведения к поверхности plutонических пород может быть получена на основе термохронологического подхода. Подобные исследования в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса, к сожалению, не проводились систематически, носили фрагментарный характер. В качестве примеров пионерских работ можно привести исследования метаморфических комплексов ультравысокого давления — кокчетавского, максютовского [Добрецов и др., 2006; Лепезин и др., 2006; Schertl, Sobolev, 2013], комплексов метаморфических ядер кордильерского типа в Забайкалье [Склярков и др., 1997], бластомилонитов Иртышской сдвиговой зоны (Восточный Казахстан) [Травин и др., 2001] и др. В настоящей работе рассматриваются результаты термохронологических реконструкций для ключевых каледонских аккреционно-коллизийных структур Центральной Азии с использованием подхода, разработанного автором в 1997—2014 гг. при проведении полевых работ и обработке полученных материалов в составе комплексных экспедиций (Прибайкалье, Восточная Тува, Республика Казахстан).

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Учитывая, что при датировании по набору минералов с помощью $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метода может быть перекрыт сравнительно узкий диапазон температур закрытия от 200 до 550 °С, использование двух методов датирования — U/Pb по циркону и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ по амфиболу, слюдам, полевому шпату — позволяет реконструировать более полно термическую историю магматических, метаморфических пород, начиная от их формирования до стадии подъема к верхним уровням земной коры. В лаборатории изотопно-аналитической геохимии ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) для проведения $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ исследований методом ступенчатого прогрева сконструирована оригинальная установка (рис. 1), использующая кварцевый реактор с малоинерционной печью внешнего прогрева [Травин и др., 2009]. Одним из основных преимуществ установки является возможность удаления после проведения ступенчатого прогрева до 1300 °С отработанных образцов из реактора с помощью магнита, поскольку расплав остается внутри никелевой оболочки. Это позволяет, с одной стороны, минимизировать бланк установки (не более $5 \cdot 10^{10}$ нсм³ ^{40}Ar за 20 мин при 1200 °С), с другой, — на порядок увеличивает рабочий ресурс реактора. Для контроля температуры применяется термоэлектрический преобразователь ТХА, располагающийся вплотную к образцу в зоне максимального прогрева (см. рис. 1). Точность контроля температуры каждой ступени ± 5 °С, что значительно лучше по сравнению с системами «двойного вакуума», которые используются в большинстве международных лабораторий.

При интерпретации результатов $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ступенчатого прогрева в виде возрастных и Ca/K спектров является общепринятым метод плато, по которому считается достоверным средний взвешенный возраст для нескольких (не менее трех) последовательных температурных ступеней. Для входящих в плато ступеней должны выполняться следующие условия [Fleck et al., 1977]: разница возрастных значений между любыми двумя из них не должна быть значимой; они характеризуются согласующимися Ca/K отношениями; им соответствует не менее 50 % выделенного ^{39}Ar .

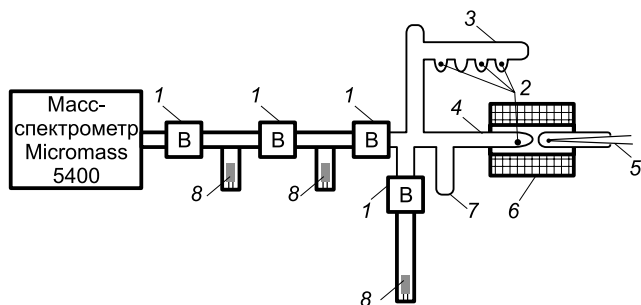


Рис. 1. Принципиальная схема установки экстракции, очистки и измерения аргона с масс-спектрометром Micromass 5400.

1 — вакуумный вентиль, 2 — образец, завернутый в Ni-фольгу; 3 — стеклянная елочка для предварительной дегазации образцов при 150 °С; 4 — кварцевый реактор; 5 — термоэлектрический преобразователь ТХА; 6 — печь для внешнего нагрева образца; 7 — азотная ловушка для предварительной очистки аргона; 8 — SAES геттеры (Zr-V) для очистки аргона.

Поскольку на больших глубинах в земной коре в случае повышения температуры при метаморфизме или внедрении расплава происходит выделение из пород рамы накопившегося в них радиогенного ^{40}Ar , изотопный состав аргона, захваченного образующимися минералами, может быть значительно выше атмосферного. Для идентификации и учета его присутствия в минерале чаще всего используется изохронная корреляционная диаграмма. Тем не менее нередко наблюдается ситуация, когда при наличии всех перечисленных выше внутренних критериев достоверности $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста (плато, изохронная регрессия) датировки не согласуются с геологическими данными, а также датировками, полученными с помощью других методов.

Для коллизионных структур Центральной Азии типично многостадийное развитие метаморфических, магматических, тектонических процессов со значительным временным интервалом. В этих условиях цифры изотопного возраста для минералов и систем с различной устойчивостью будут распределены во временной шкале в зависимости от характера термической истории, интенсивности наложенных деформаций, гидротермальных воздействий. Событиям большей интенсивности (наложенный прогрев, резкое снижение температуры, быстрый подъем к поверхности и т.д.) будет соответствовать больше разных датировок, поскольку во время таких событий повышается вероятность полного омоложения, закрытия изотопной системы. Совпадение датировок различных минералов, изотопных систем значительно увеличивает вероятность того, что они соответствуют возрасту реального геологического события и являются достоверными. На этом основаны «критерии пары» [Шанин, 1979; Морозова, Рублев, 1987].

Высокую эффективность при термохронологических реконструкциях коллизионных структур показала методика сквозного изотопного датирования [Травин и др., 2003, 2006; Лепезин и др., 2006]. Она состоит в сравнительном изучении серий образцов: а) одинакового петрохимического состава и первичного (магматического, метаморфического) происхождения, характеризующихся различными параметрами наложенных преобразований; б) различающихся по составу (в том числе различных минеральных фаз), но испытавших одинаковую термическую историю. В общем случае окончательными критериями достоверности для серии полученных изотопных датировок являются: а) согласованность их относительной последовательности с рядом устойчивости изотопных систем [Hodges, 2004]; б) согласованность с наблюдаемой по геологическим и петрографическим данным последовательностью формирования изученных пород.

Для термохронологических реконструкций необходим тщательный отбор минеральных парагенезисов, соответствующих индикаторным комплексам этих систем (таблица). Построение адекватных моделей формирования коллизионных структур может быть проведено в результате согласованной интерпретации термохронологических трендов, полученных для перечисленных в таблице объектов исследований в сопоставлении с трендами P , T -эволюции метаморфических комплексов, поскольку характер прогрева толщ зависит от геодинамических обстановок. В качестве основных полигонов для отработки описанного выше подхода в ходе многолетних исследований послужили Ольхонский регион (Западное Прибайкалье) и Кокчетавский регион (Северный Казахстан).

Основные объекты исследований при термохронологических реконструкциях коллизионных систем Центральной Азии

| Объект исследований | Минеральный парагенезис | Минерал (метод) | Температура закрытия (T_c), °C | Интерпретация |
|---|---|---|------------------------------------|--|
| Магматические тела (гранитоиды, базиты, ультрабазиты), дайки | Первично магматический | Циркон, монацит (U/Pb) | 800—900 | Возраст формирования |
| | | Амфибол ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) | 500—550 | Возраст формирования, остывание до T_c |
| | | Слюды ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) | 300—350 | Остывание до T_c |
| | | КПШ ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) | 200—250 | » |
| Метаморфическое обрамление магматических тел: а) припаянный контакт, б) породы вмещающей рамы | Метаморфиты, наименее затронутые процессами бластомилонитизации | Циркон, монацит (U/Pb) | 800—900 | Возраст метаморфизма |
| | | Амфибол ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) | 500—550 | Возраст метаморфизма, остывание до T_c |
| | | Слюды ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) | 300—350 | Остывание до T_c |
| | | КПШ ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) | 200—250 | » |
| Зоны деформаций | Синдеформационный | Амфибол ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) | 500—550 | Возраст деформаций |
| | | Слюды ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) | 300—350 | Возраст деформаций, остывание до T_c |
| | | КПШ ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) | 200—250 | » |

ТЕРМОХРОНОЛОГИЯ ОЛЬХОНСКОГО РЕГИОНА (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

Для Чернорудской пластины (гранулитовая фация метаморфизма) этого региона удалось обосновать, в отличие от традиционной интерпретации медленного (десятки млн лет) подъема и остывания, подобного гранулитовым комплексам мира (Южная Индия, Гренландия, Африка и т.д.), многократные стадии подъема, сжатия и опускания с разной скоростью.

Ольхонский регион является фрагментом Саяно-Байкальского коллизионного пояса Западного Прибайкалья [Донская и др., 2000; Гладкочуб и др., 2010], сформированного в результате раннепалеозойских событий, связанных с закрытием Палеоазиатского океана на южной окраине Сибирского кратона (в современных координатах). Геологическую структуру Ольхонского региона традиционно рассматривают как пакет тектонических пластин, различающихся породными ансамблями, степенью их метаморфических преобразований и спецификой ассоциирующего магматизма [Fedorovsky et al., 2005]. В генерализованном плане выделяются три главные зоны: Чернорудская, Анга-Сахюрты, Ангинская (рис. 2), при этом с юго-востока на северо-запад степень метаморфизма увеличивается от эпидот-амфиболитовой до гранулитовой фации. Метаморфические толщи Ольхонского региона отделены от протерозойских пород Сибирского кратона бластомилонитами Приморского разлома и коллизионного шва [Федоровский, 2004; Fedorovsky et al., 2005; Владимиров и др., 2011]. В пределах коллизионного шва среди милонитов различного состава наблюдаются линзовидные включения пород гранулитовой и амфиболитовой фаций [Сухоруков, 2007], аналогичные породам Чернорудской зоны. Породы обеих фаций претерпели регрессивный метаморфизм, за которым следовали стадии эксгумации и сдвиговых деформаций (рис. 3). Каждая из выделенных тектонических зон Ольхонского региона имеет специфический набор метаморфических и магматических комплексов, однако их общим признаком является «сквозное» развитие синметаморфических гранит-лейкогранитов, «запечатывающих» отдельные литопластины с контрастной степенью метаморфизма [Макрыгина, Петрова, 1996; Владимиров и др., 2004].

В соответствии с предложенным подходом комплексные структурно-петрологические и изотопные (U/Pb, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) исследования проведены:

а) для пироксенит-габбровых массивов Улан-Харгана, Чернорудский и их метаморфического обрамления в пределах Чернорудской зоны [Мехоношин и др., 2001; Хромых, 2006; Волкова и др., 2008; Травин и др., 2009];

б) для реститовых гипербазитовых тел и их мигматит-гнейсового обрамления на п-ове Шида в пределах пограничной полосы, разделяющей структурно-вещественные комплексы гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма [Волкова и др., 2008; Владимиров и др., 2011; Мехоношин и др., 2013];

в) для гипербазитовых тел участка Харикта-Тог и их обрамления в пределах зоны Анга-Сахюрты [Волкова и др., 2008; Мехоношин и др., 2013];

г) для Бирхинского габброидного, Айского гранитного массивов и их обрамления в пределах Ангинской зоны [Юдин и др., 2005; Волкова и др., 2008];

д) для синметаморфических стресс-гранитов шаранурского комплекса, запечатывающих зоны с гранулитовым и амфиболитовым метаморфизмом [Макрыгина, Петрова, 1996; Владимиров и др., 2004];

е) для узких полос с наиболее интенсивным развитием процессов милонитизации и бластомилонитизации, а именно коллизионного шва, пограничного с Приморским разломом (отделяет Сибирскую платформу от Ольхонского региона) и комплекса Орсо (разграничивает зону Анга-Сахюрты с толеитовым составом метавулканитов и Ангинскую зону с субщелочным составом метавулканических толщ) [Федоровский, 1997, 2004; Сухоруков и др., 2005; Волкова и др., 2008; Гладкочуб и др., 2010; Федоровский и др., 2010; Владимиров и др., 2011; Мехоношин и др., 2013].

В качестве возраста закрытия K/Ar изотопной системы изученных минералов практически во всех случаях рассматривались $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки, рассчитанные по методу плато. Интерпретация полученных $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ данных в координатах время—температура закрытия изотопных систем (рис. 4) в целом подтверждает внутреннюю структуру Ольхонского террейна, а также позволяет выяснить динамику тектонического экспонирования сдвиговых пластин, составляющих коллизионный композит региона. По полученным изотопным данным (см. рис. 2, 4) можно выделить для Ольхонского региона раннеколлизионный этап (495 ± 5 млн лет), связанный с кульминацией коллизионного сжатия, внедрением габброидов бирхинского комплекса (Ангинская зона), габбро-пироксенитов, гиперстеновых плагิโอгранитов и кварцсодержащих сиенитов чернорудского комплекса (Чернорудская зона). Максимальные температуры метаморфизма земной коры вплоть до гранулитовой фации могли быть обеспечены на этапе снижения давления за счет привноса дополнительного тепла в процессе коллапса и эксгумации метаморфического комплекса при внедрении мантийных магм, сконцентрированных в корневой зоне коллизионной системы [Скляр и др., 2001; Федоровский и др., 2010]. На основании оценок параметров метаморфизма для дупироксеновых основных гнейсов, полученных с использованием гранат-кли-

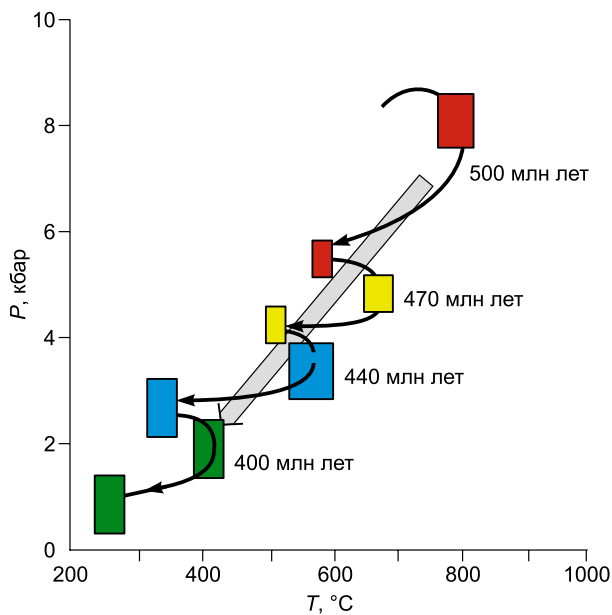


Рис. 3. Схема эволюции P , T -параметров метаморфизма пород Чернорудской зоны.

Прямоугольником красного цвета в правом верхнем углу показана P , T -область, оцененная по минералогическим термометрам и барометрам для двупироксеновых гнейсов Чернорудской зоны [Fedorovsky et al., 2005]. Серая полоса — тренд, соответствующий традиционно предполагаемой эволюции P , T -параметров гранулитовых комплексов (медленный подъем и остывание). Цветными прямоугольниками и соединяющими их стрелками показана предлагаемая эволюция, состоящая из дискретных этапов.

490—650 °C, 3.6—4.6 кбар (см. рис. 3) [Волкова и др., 2008], что соответствует глубине внедрения массива 12—15 км (см. рис. 4).

Возраст формирования мигматитов гранат-биотитового гнейса бластомилонитового комплекса Шида на основе U/Pb датировки по циркону [Владимиров и др., 2011] оказался на 30—35 млн лет древнее раннеколлизийного этапа (см. рис. 2, 4). Предполагается, что в это время имело место региональное метаморфическое событие (амфиболитовая фация), предшествующее гранулитовому метаморфизму [Мехоношин и др., 2013].

Ключевым в истории региона является позднеколлизийный этап с возрастом 470 ± 5 млн лет. Структурообразующим фактором являлся коллапс коллизийной системы в условиях перехода от тектонической обстановки сжатия к длительному периоду растяжения и развала горно-складчатого сооружения. Индикатором смены тектонического режима служит интенсификация тектонических движений с левосторонней кинематикой, которые сопровождалась внедрением синкинематических стресс-гранитов шаранурского комплекса и минглинг-даек [Скляр и др., 2001; Владимиров и др., 2004; Федоровский и др., 2010]. В Ангинской зоне этому возрастному рубежу отвечают субщелочные микрогаббро, сиениты и нефелиновые сиениты тажеранского комплекса, внедрение и становление которых сопровождалось левосторонними вязко- и хрупкопластичными сдвиговыми деформациями [Скляр и др., 2009; Федоровский и др., 2010]. Вместе с редкометалльными гранитами аинского комплекса субщелочные и щелочные породы Тажеранского массива сейчас рассматриваются как индикаторы плюмовой активности в Ольхонском регионе [Скляр и др., 2009; Владимиров и др., 2011].

Более поздние и по нашей интерпретации внутриплитные этапы (435 ± 10 и 410 ± 10 млн лет) характеризуются амагматичностью в условиях широкого распространения милонитизации и бластомилонитизации толщ (левосторонняя кинематика деформаций) при относительно низких P , T -условиях метаморфизма (не выше эпидот-амфиболитовой фации). Намеченные этапы характеризуются кратковременными импульсами активизации тектонических движений, связанных с эволюцией сопряженной системы проникающих разломов первого порядка (Приморский разлом, коллизийный шов, комплекс Орсо, см. рис. 2, 4). Синхронно с активизацией основных разломов фиксируется закрытие K/Ar изотопной системы в минералах метаморфических и магматических парагенезисов ранних этапов в пределах трех главных зон Приольхонья (см. рис. 2, 4). По всей видимости, параллельно с дискретными импульсами скольжения пластин Ольхонского террейна вдоль края Сибирского кратона происходил их эффективный подъем к верхним уровням коры, приводящий к последовательному закрытию изотопных систем.

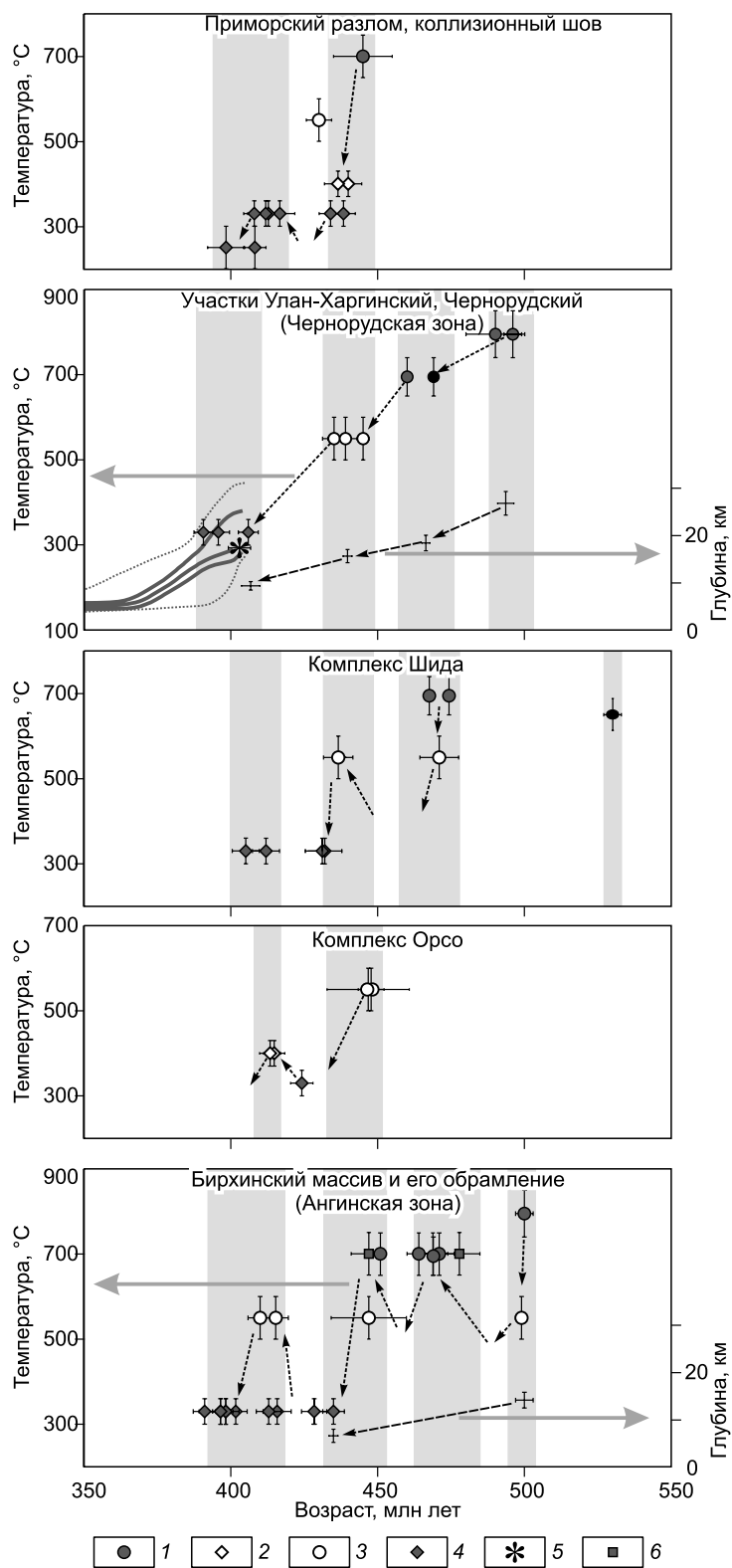
На основании сопоставления $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировок южной и северной окраин Бирхинского габброидного массива может быть сделан вывод о большой интенсивности сдвиговых деформаций последнего этапа с возрастом около 410 (390—415) млн лет. В южной части массива закрытие K/Ar изотопной системы биотита из лейкогранитной жилы аинского комплекса, а также из сохранившихся метаморфических пород контактового ореола произошло 430—435 млн лет назад (см. рис. 2). В то же время по биотиту из аналогичной лейкогранитной жилы в северо-восточной эндоконтактной зоне фиксируется значительно меньший возраст 415 ± 4 млн лет. По биотиту и амфиболу из амфиболитованного монцогаббро в северо-западной экзоконтактной зоне также получен возраст 410—415 млн лет. Эти образ-

Рис. 4. Термическая эволюция (возраст—температура) литопластин и бластомилонитовых комплексов Ольхонского региона.

1 — U/Pb датировки по цирконам, 2—5 — $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки: 2 — по мусковиту, 3 — по амфиболу, 4 — по биотиту, 5 — по полевому шпату, 6 — Rb/Sr вал. Стрелками показаны термохронологические тренды, установленные для отдельных литопластин. Серым фоном отмечены возрастные рубежи тектонотермальной активности. Для калиевого полевого шпата Чернорудской зоны жирными линиями показаны термические тренды, а пунктирными — доверительные интервалы. Отдельно (шкала справа) показана эволюция глубины для Чернорудской и Ангинской зон. Литературные источники использованных изотопных данных указаны в подписи к рис. 2.

цы отобраны в пределах влияния зоны площадной амфиболизации, сформировавшейся вместе с мощной бластомилонитовой оторочкой Бирхинского массива в процессе его «роллинга» (поворот вокруг собственной оси, синхронный с интенсивными сдвиговыми деформациями). Влиянию этой зоны подвержены и породы Айского массива редкометалльных гранитов аинского комплекса — по биотитам из них получены $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки 391 ± 4 , 412 ± 4 млн лет (см. рис. 2).

В общей сложности для высокоградных метаморфических пород Чернорудской зоны, соответствующих корневой части коллизионной системы, реконструируется картина последовательного закрытия изотопных систем, подобная описываемым для многих медленно остывающих гранулитовых комплексов мира (Южная Индия, Гренландия, Африка и т.д.). Полученные данные показали, что перемещение пород Чернорудской зоны с 27 км до глубины, меньшей 10 км, происходило в течение 100 млн лет (см. рис. 4). Этот процесс мог быть непрерывным (по аналогии с докембрийскими щитами) либо мог быть результатом нескольких дискретных тектонических событий (по аналогии с надвигами францисканского типа [Добрецов, 1995; Agard et al., 2009]). С учетом совокупности всех полученных для главных зон Ольхонского региона данных представляется более логичным второй вариант. Так, в пользу предположения об эксгумации пород Чернорудской зоны в результате нескольких тектонических событий говорит совпадение возраста закрытия изотопных систем минералов с этапами тектонической активности в пределах крупных разломов Ольхонского региона. По всей видимости, в перерывах длительностью десятки миллионов лет между этапами породы тектонических пластин «замораживались» на промежуточной глубине при относительно пониженной температуре. В процессе очередной тектономагматической активизации происходило кратковременное повышение температуры, сопровождавшееся понижением давления — эксгумацией пород Черноруд-



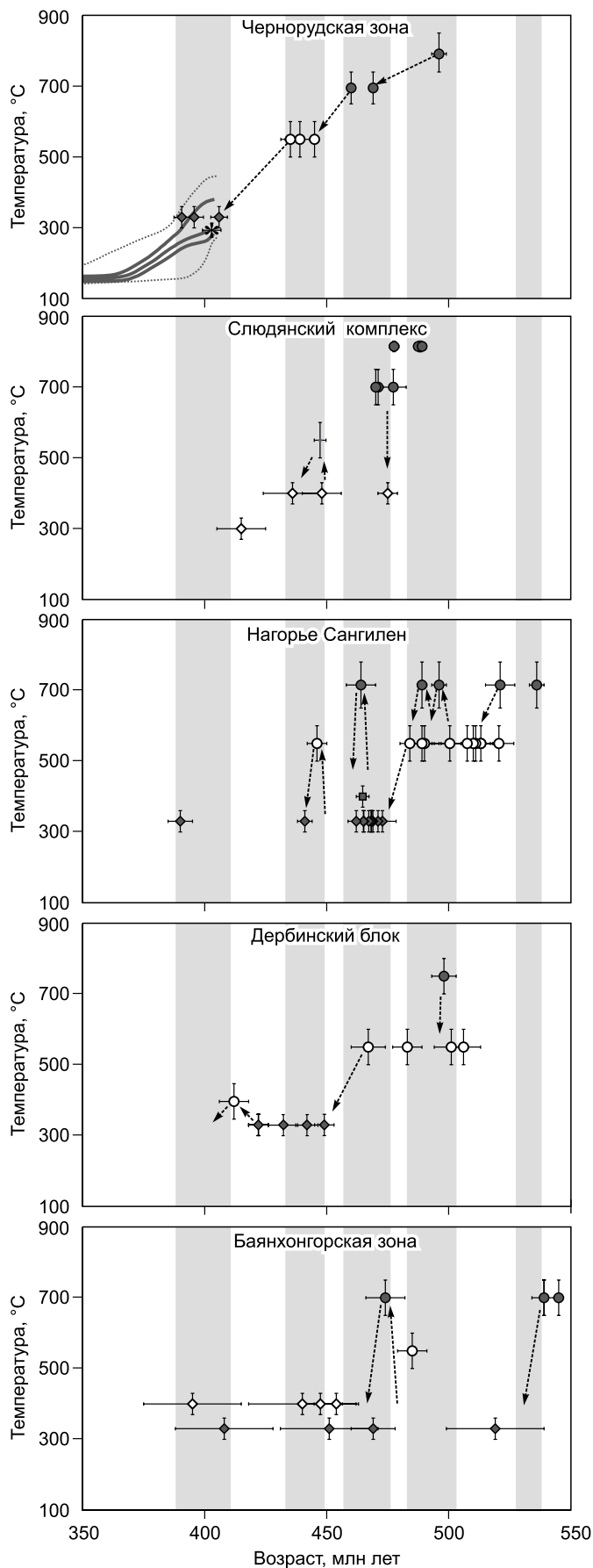


Рис. 5. Сопоставление истории активных термических событий для раннепалеозойских горно-складчатых сооружений Центральной Азии [Травин и др., 2009].

Усл. обозн. см. на рис. 4. Для Байанхонгорской зоны даны K/Ag датировки по биотиту. Литературные источники датировок приведены в [Травин и др., 2009].

ской зоны на следующий уровень глубины (см. рис. 3). Если основным источником прогрева на ранних этапах являлось поступление магм мантийного, мантийно-корового генезиса [Скляр и др., 2001; Владимиров и др., 2004; Хромых, 2006; Федоровский и др., 2010; Мехоношин и др., 2013], то на поздних этапах, характеризующихся амагматичностью, прогрев мог быть обусловлен интенсивными пластическими, хрупкопластическими деформациями. Это согласуется с предположением о том, что поздние этапы могли быть связаны со скольжением Ольхонского террейна вдоль края Сибирского кратона, сопровождавшимся экзугумацией сдвиговых пластин из глубины коры [Федоровский и др., 2010].

В результате раннепалеозойских аккреционно-коллизийных событий, сопровождавших закрытие Палеоазиатского океана и приращение к краевым частям Сибирского кратона различных по своей геодинамической природе террейнов [Добрецов, Буслов, 2007], в пределах северного сегмента ЦАСП произошло формирование нескольких высокометаморфизованных комплексов, локализованных вдоль южного фланга Сибирского кратона [Донская и др., 2000; Гладкочуб и др., 2010]. Нами ранее было проведено сопоставление этапов активных термических событий для пяти раннепалеозойских коллизийных структур Центрально-Азиатского складчатого пояса [Травин и др., 2009]. Кроме рассмотренного выше Ольхонского региона это нагорье Сангилен, слюдянский кристаллический комплекс (Южное Прибайкалье), Дербинский террейн (Восточный Саян), Байанхонгорская офиолитовая зона (Центральная Монголия). Для всех названных коллизийных структур, отвечающих обширной территории ЦАСП (более 700×800 км), реконструируются истории активных термических событий одинаковой временной протяженности (рис. 5), при этом датировки, полученные для магматических и метаморфических пород различными изотопными методами, согласуются с дискретными этапами, установленными для Ольхонской коллизийной системы [Травин и др., 2009].

ТЕРМОХРОНОЛОГИЯ КОКЧЕТАВСКОЙ СУБДУКЦИОННО-КОЛЛИЗИОННОЙ ЗОНЫ (СЕВЕРНЫЙ КАЗАХСТАН)

Частью раннепалеозойской аккреционно-коллизонной зоны Центральной Азии [Зоненшайн и др., 1990; Моссаковский и др., 1993; Берзин и др., 1994; Buslov et al., 2001; Добрецов, 2003], расположенной между Восточно-Европейским и Сибирским докембрийскими континентами, является Северный Казахстан (рис. 6).

Породы ультравысоких и высоких давлений (УНР-НР) Кокчетавского массива сформированы на глубинах до 150—200 км в зоне субдукции за счет метаморфизма пород фундамента и чехла одноименного микроконтинента [Sobolev, Shatsky, 1990; Добрецов и др., 1998; Schertl, Sobolev, 2013].

Для объяснения высокой скорости их подъема, необходимой для сохранения высокобарических минералов и ассоциаций, привлекаются различные модели, в том числе связанные с коллизией микроконтинента с островной дугой и реорганизацией зоны субдукции [Dobretsov et al., 1995; Добрецов и др., 2005а,б], а также образованием крупных надвигов [Добрецов и др., 1998] или выдавливанием субгоризонтального клина [Okamoto et al., 2000; Maruyama, Parkinson, 2000]. Кокчетавская субдукционно-коллизонная зона (КСКЗ) (рис. 6, 7) представляет собой тектонический коллаж неоднократно деформированных фрагментов одноименного докембрийского микроконтинента, венд-кембрийского мегамеланжевого пояса (террейнов палеосубдукционной зоны), часть пластин вне Кокчетавской зоны относится к раннеордовикскому аккреционному клину [Добрецов и др., 1998, 2005а,б; Dobretsov et al., 1999]. Чешуи

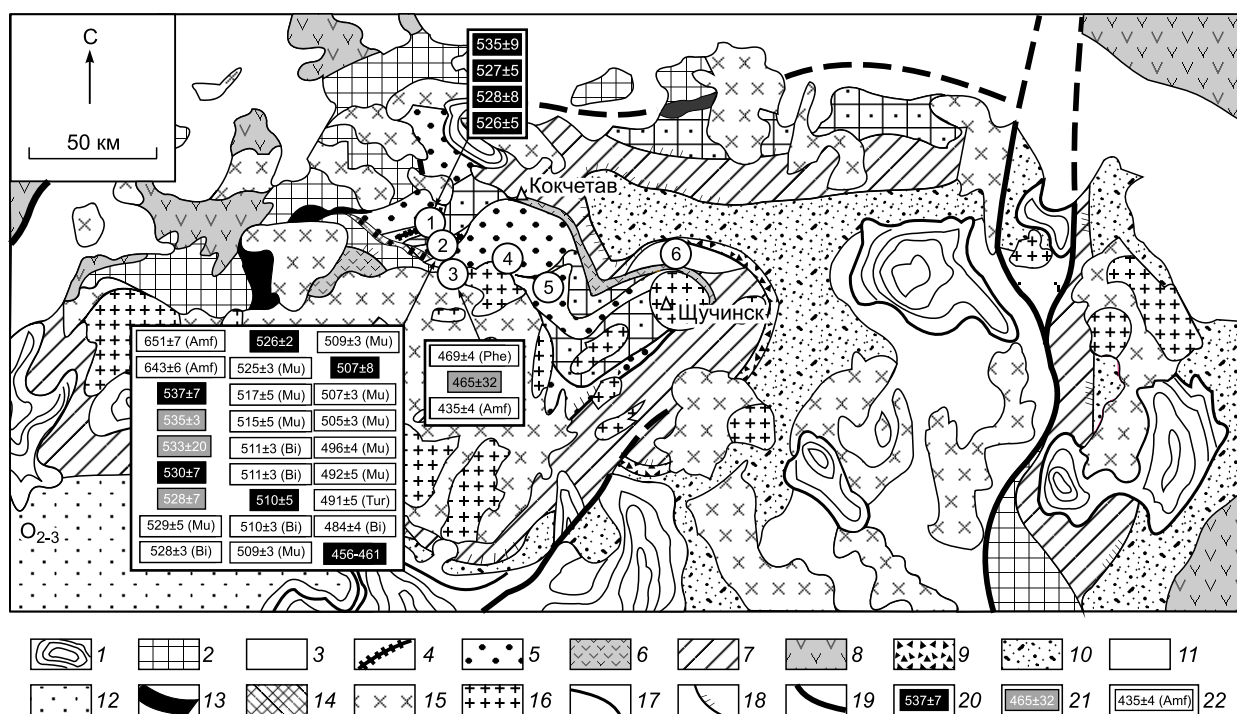


Рис. 6. Тектоническая схема Северного Казахстана [Добрецов и др., 2006].

1 — девонско-позднепалеозойские вулканогенно-осадочные бассейны; 2, 3 — фрагменты Кокчетавского и Шатского (к северо-востоку от г. Кокчетав) микроконтинентов: 2 — слабоизмененные с диафторезом в зеленосланцевой фации, 3 — с осадками, метаморфизованными в зоне субдукции до амфиболитовой фации; 4, 5 — мегамеланжевый пояс (террейны палеосубдукционной зоны): 4 — алмазодержащие гнейсы и козитовые эклогиты (террейны: 1 — Барчинский, 2 — Кумдыкольский), 5 — другие террейны, содержащие эклогиты, гранатовые амфиболиты, гранатовые перидотиты среди гранитогнейсов и слюдяных сланцев (террейны: 3 — Сулутобинский, 4 — Кулетский, 5 — Энбек-Берлыкский, 6 — его аналоги к северу от г. Щучинск); 6 — вендские (?) вулканогенно-осадочные породы в составе аккреционной призмы; 7 — раннеордовикская аккреционная призма; 8 — вендско-кембрийские островодужные вулканогенно-осадочные породы (на западе — Ишимской дуги, на востоке — Селетинской дуги); 9 — позднеаренигско-раннекарадокская синтетектоническая олистострома; 10 — ордовикские вулканогенно-осадочные породы Степнякского прогиба; 11 — ордовикские вулканогенные образования Степнянской островной дуги; 12 — средневерхнеордовикские шельфовые толщи; 13 — позднекембрийско-тремадоксские офиолиты златогорского комплекса; 14 — среднекембрийский красномайский комплекс щелочно-ультраосновной; 15 — силурийско-ордовикские граниты; 16 — девонские граниты; 17 — деформированные плоскости позднекембрийско-раннеордовикских разломов; 18 — позднеаренигско-раннекарадокский фронтальный надвиг Кокчетавского массива на Степнякский прогиб; 19 — позднепалеозойские сдвиги: а — установленные, б — предполагаемые; 20 — U/Pb датировка по циркону; 21 — Sm/Nd изохронная датировка; 22 — ⁴⁰Ar/³⁹Ar датировка (Phe — фенгит, Tur — турмалин, остальную расшифровку минералов см. рис. 2). Датировки приведены по [Добрецов и др., 2006; Schertl, Sobolev, 2013].

Рис. 7. Геологическая схема Северо-Кокчетавской тектонической зоны [Жимулев и др., 2011] с изменениями.

1—4 — геологические комплексы Кокчетавского микроконтинента, ранний протерозой; 2 — милониты и бластомилолиты по гнейсам протерозойского фундамента; 3 — кварц-полевошпатовые порфиры, средний протерозой; 4 — кварц-серпичитовые сланцы, метапесчаники, доломиты Кокчетавского микроконтинента, илেকтинская серия, поздний протерозой; 5—9 — породы Кокчетавского метаморфического пояса: 5 — гнейсы с будинами эклогитов, 6 — гранат-квантитовые сланцы с будинами гранатовых амфиболитов, 7 — кварц-гранат-мусковитовые (фенгитовые) сланцы с будинами эклогитов, 8 — крупные тела и скопления тел эклогитов, 9 — амфиболиты; 10 — раннеордовикские андалузит-кордиерит-биогитовые сланцы (даулетская свита), 11—14 — доордовикские островодужные (?) образования: 11 — зеленокаменные базальтовые порфиры, 12 — валунные конгломераты с включениями глыб, 13 — алломераты андезитового состава, 14 — аргиллиты, алевролиты, песчаники (фишшевые отложения); 15 — аргентиниты, олистострома; 16, 17 — нижнеордовикские образования Степнянского прогиба: 16 — песчаники, окремненные аргиллиты и алевролиты, яшмоиды, линзы брекчий, 17 — базальты, красные кремнистые алевролиты, яшмоиды; 18—20 — отложения среднего ордовика: 18 — серые кремнистые сланцы и микрокварциты, 19 — вулканомиктовый флиш, 20 — андезитобазальты и их туфы; 21 — конгломераты и песчаники, средний ордовик; 22 — красноцветные песчаники и конгломераты, средний—верхний девон; 23 — серые песчаники, алевролиты, розовато-серые известняки, турней; 24 — протерозойские граниты; 25—27 — Щучинский офолитовый пояс (докембрий): 25 — базальтовые порфиры, 26 — габбро, 27 — серпентиниты; 28 — палеозойские (O, S, D) граниты; 29 — элементы залегания слоистости (а) и сланцеватости (б); 30 — геологические границы между разновозрастными подразделениями (а) и между телами разного состава внутри этих подразделений (б); 31 — прослеживаемые на местности маркирующие горизонты; 32 — надвиги (а) и другие разрывные нарушения (б); 33 — крупные надвиги, ограничивающие СКТЗ; 34 — точки отбора образцов на изотопное датирование [Добрецов и др., 2006; Schertl, Sobolev, 2013]. Обозначения датировок см. на рис. 2. На врезке справа внизу схема с основными тектоническими единицами. Цифрами обозначены: 1 — Кокчетавский микроконтинент, 2 — Северо-Кокчетавская субдукционно-коллизийная зона, 3 — Степнянский прогиб. Датировки приведены по [Добрецов и др., 2006; Schertl, Sobolev, 2013].

и блоки пород ультравысокого и высокого давления распространены в двух структурных единицах: в кембрийском мегамеланжевом поясе, включающем террейны метаморфических пород палеосубдукционной зоны, сформированные на глубинах от 60 до 150 (200) км; в ордовикском аккреционном клине (см. рис. 6, 7), где выявлены эклогиты, сформированные на глубинах около 60 км, совмещенные с тектоническими блоками пород микроконтинента, офиолитовыми и островодужными террейнами, чередующимися с раннеордовикскими турбидитами, содержащими линзы олистостром [Добрецов, 2005а,б].

Мегамеланжевый пояс представляет различные уровни глубинности венд-кембрийской субдукционной зоны. На тектонической схеме Северного Казахстана он расположен между слабоизмененным фрагментом Кокчетавского микроконтинента и раннеордовикской аккреционной призмой (см. рис. 6, 7). Пояс является контрастной структурой, состоящей из чешуй и блоков пород ультравысоких и высоких давлений, разделенных тектоническими пластинами пород Кокчетавского микроконтинента, метаморфизованных от средних до высших (реликтовых) и вновь низких давлений. Выделяется пять террейнов: 1) Барчинский, 2) Кумдыкольский, 3) Сулутобинский, 4) Энбек-Берлыкский, 5) Кулетский, в которых распространены UHP-HP и HP породы (см. рис. 6, 7). Террейны 1, 2, частично 3 имеют сходные наборы пород. Террейны (1 + 2), (3 + 4) и 5, разные по литологии, характеризуют, вероятно, различные уровни палеосубдукционной зоны, каждый из которых обладает специфическим набором пород и эволюцией *P*, *T*-параметров (рис. 8). В Кумдыкольском и Барчинском террейнах обнажаются или вскрыты скважинами алмазодержащие породы, в которых максимальные *P* = 40—70 кбар, *T* = 1100—1200 °C и сложная многостадийная история эксгумации с падением *P* и *T* [Sobolev, Shatsky, 1990; Dobretsov et al., 1995, 1996, 1999; Okamoto et al., 2000; Maruyama, Parkinson, 2000; Schertl, Sobolev, 2013] (см. рис. 8, а). В Кулетском и Сулутобинском террейнах породы не содержат алмазов, но местами в них встречается коэсит (на участке к югу от оз. Кулет). Для эклогитов Кулетского террейна выявлены проградная трансформация от амфиболитовой до эклогитовой фации, максимальные *P*, *T*-параметры (см. рис. 8, б): *P* = 34—36 кбар и *T* = 720—760 °C [Parkinson, 2000; Ota et al., 2000; Zhang et al., 2012], зафиксирована стадия эксгумации в гранатовых амфиболитах при *P* = 7—13 кбар и *T* = 540—720 °C [Ota et al., 2000]. В эклогитах Сулутобинского террейна *P* = 14—16 кбар и *T* = 700—860 °C, что соответствует глубинам 50—40 км [Добрецов и др., 2006]. Метаморфические сланцы энбек-берлыкской свиты сформированы задолго до субдукции и коллизии в коровых условиях при *P* = 7 кбар и *T* = 650—700 °C, что соответствует глубинам 20—25 км (см. рис. 8, б).

Для высокобарических пород Кумдыкольского и Барчинского террейнов накоплено более всего геохронологических данных [Добрецов и др., 2006; Schertl, Sobolev, 2013]. Бросается в глаза близость: а) U/Pb SHRIMP датировок по доменам циркона, характеризующимся включениями-индикаторами высокобарических парагенезисов [Claoue-Long et al., 1991; Hermann et al., 2001; Katayama et al., 2001]; б) Sm/Nd датировок по высокобарическим гранатам, клинопироксену, соответствующих, скорее всего, закрытию изотопной системы [Jagoutz et al., 1990; Шатский и др., 1993; Shatsky et al., 1999]; в) U/Pb SHRIMP датировок по доменам циркона, для которых типичны включения-индикаторы гранулитового метаморфизма (домен 3, см. рис. 8, а)

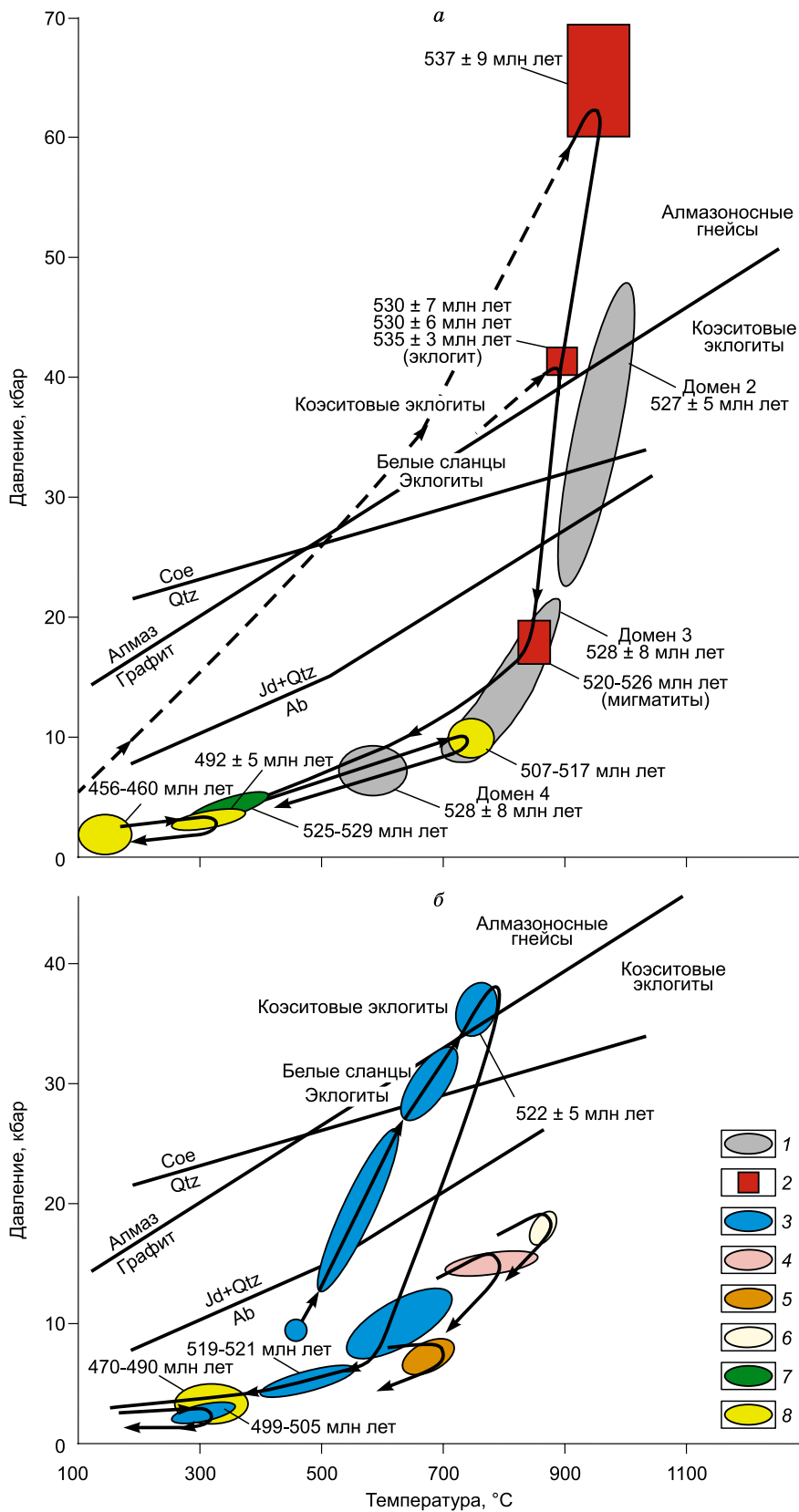


Рис. 8. *P, T*-эволюция метаморфических пород Северо-Кокчетавской тектонической зоны:

а — для Барчинского (1), Кумдыкольского (2) террейнов на основе данных, сведенных в [Добрецов и др., 2006; Корсаков и др., 2009; Schertl, Sobolev, 2013], *б* — для Кулетского (3), Сулутобинского (4), Энбек-Берлыкского (5) террейнов, аккреционной призм (6) на основе данных [Добрецов и др., 2005а,б, 2006; Буслов и др., 2010]; 7 — финальная стадия подъема; 8 — наложенные события. Стрелками показана эволюция *P, T*-условий во времени. Сое — козсит, Ab — альбит, Qtz — кварц, Jd — жадеит.

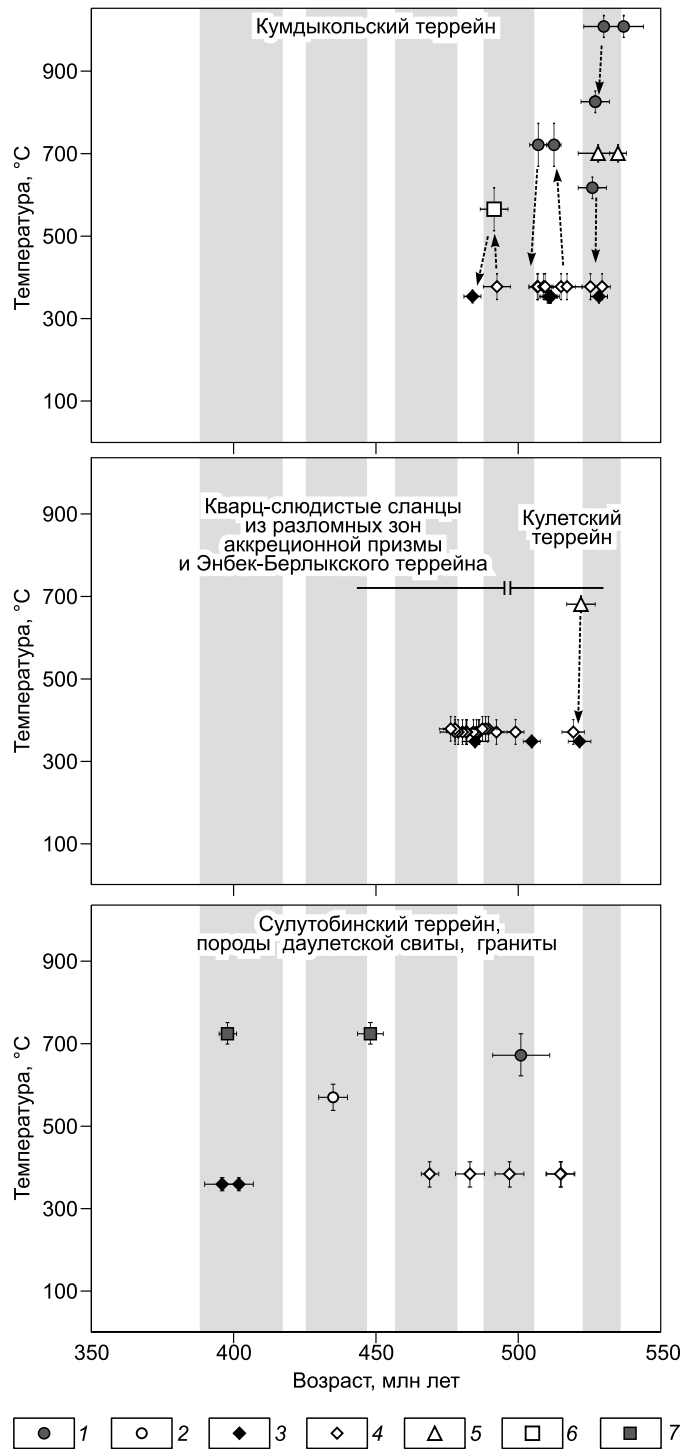
Рис. 9. Термическая эволюция (возраст—температура) террейнов Кокчетавской субдукционно-коллизонной зоны.

Серым фоном показаны этапы термически активных событий, выделенные для Чернорудской гранулитовой зоны. 1 — U/Pb (циркон), 2 — $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (амфибол), 3 — $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (биотит), 4 — $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (мусковит), 5 — Sm/Nd (изохрона), 6 — $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (турмалин), 7 — Rb—Sr вал. Датировки приведены по [Добрецов и др., 2006; Schertl, Sobolev, 2013].

[Hermann et al., 2001]; г) U/Pb SHRIMP датировок по цирконам из мигматитов [Ragozin et al., 2009]; д) U/Pb SHRIMP датировок по каймам циркона, соответствующим минеральным включениям, амфиболитовому метаморфизму (домен 4, см. рис. 8, а) [Hermann et al., 2001], и, наконец, трех $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировок по высокобарическим фенгитам и биотиту [Hacker et al., 2003] (см. рис. 6; 8, а; 9). На этом основании в течение короткого промежутка времени (около 4 ± 4 млн лет) после UHP-HP метаморфизма пород Кумдыкольского террейна должны были завершиться их ретроградный метаморфизм, транспортировка с глубин формирования (порядка 150—200 км) до глубин менее 10 км. Намечаются стадии быстрой эксгумации 530—535, 524—530 млн лет.

Далее на основе совпадений датировок, полученных с использованием различных изотопных систем, выделяется наложенное событие с возрастом 505—517 млн лет (см. рис. 8, а; 9). В это время, по всей видимости, Кумдыкольский террейн находился в условиях интенсивных сдвиговых деформаций, что сопровождалось формированием гранат-сланцевых и слюдястых сланцев, милонитизацией, частичным плавлением и/или кристаллизацией гранитных расплавов [Troesh, Jagoutz, 1993; Борисова и др., 1995; Добрецов и др., 2001; Katayama et al., 2001; Hacker et al., 2003]. Закрывтие K/Ar изотопной системы биотита из гранат-биотитового гнейса 484 млн лет назад [Hacker et al., 2003] свидетельствует о проявлении в пределах террейна и более поздних событий. С этой датировкой согласуются и датировки, полученные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом по фенгиту и турмалину из Tur-Qtz-Kfs-Mu гнейсов, вскрытых в пределах главного штрэка штольни месторождения Кумды-Коль [Корсаков и др., 2009]. Последний эпизод согласуется с датировками синдеформационного мусковита из многочисленных разломных зон Кокчетавской субдукционно-коллизонной зоны, рассмотренных далее. По двум внешним каемкам цирконов из алмазосодержащих гнейсов U/Pb SHRIMP методом получены датировки 456—460 млн лет (см. рис. 8, а), которые интерпретируются как результат поздних термических событий, связанных с внедрением ордовик-силурийских гранитоидов [Katayama et al., 2001].

Таким образом, можно говорить, по крайней мере, о трех эпизодах активных термических событий, повлиявших на породы высокобарического парагенезиса, с возрастом 505—517, 481—497, 456—460 млн лет. Тот факт, что изотопные системы слюд сохранили информацию об их возрасте, говорит о слабой интенсивности либо о кратковременности событий, наложенных на высокобарические парагене-



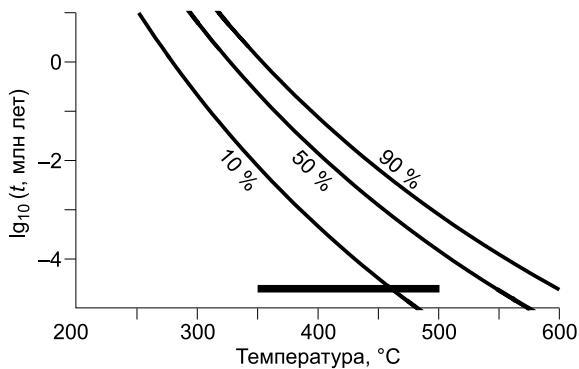


Рис. 10. Зависимость продолжительности изотермического прогрева биотита от температуры для 10, 50, 90 % потери радиогенного аргона, по [Travin et al., 2001].

Черной полосой показан предполагаемый диапазон температур при формировании сланцев и милонитизации.

Описанные выше эпизоды формирования гранат-слюдистых и слюдистых сланцев (возраст 505—517 млн лет), Tug-Qtz-Kfs-Mu гнейсов (возраст 481—497 млн лет) протекали в условиях зоны, переходной от хрупких к пластическим деформациям (глубина 5—8 км) в диапазоне температур 350—500 °C либо выше. Поскольку потери радиогенного аргона биотитом высокобарического парагенезиса заведомо не превышают 10 %, можно сделать вывод о том, что продолжительность эпизодов наложенных хрупкопластических деформаций значительно меньше наблюдаемого разброса изотопных датировок и не превышала 1 млн лет.

Кулетский террейн. В его пределах было проведено $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование слюдистых сланцев, характеризующихся высокобарическим минеральным парагенезисом [Theunissen et al., 2000]. В них минимальна интенсивность проявлений проникающих деформаций, типичных для матрицы вмещающих эклогитовые линзы пород. Для нескольких образцов по фенгиту, биотиту получены датировки, значительно превышающие возраст высокобарического метаморфизма (см. рис. 7). В связи с большим разбросом, а также отсутствием согласующихся с ними датировок, полученных другими методами, можно предположить, что они связаны с присутствием в решетках слюд избыточного радиогенного $^{40}\text{Ar}^*$. Для фенгита из сланца и биотита из гнейса получены значения возраста (519.3 и 521.5 млн лет, см. рис. 7, 9), согласующиеся с Sm/Nd датировкой амфибол-гранат-цоизитовой породы [Шацкий и др., 1993]. Таким образом, после завершения высокобарического метаморфизма ретроградный метаморфизм и эксгумация пород Кулетского террейна с глубины формирования (~ 100 км) до глубин порядка 5—8 км завершились в течение 5 млн лет. Датировки по слюдам из гранат-кианит-слюдистого, пироп-талк-кианит-биотитового и гранат-мусковит-биотит-кварцевого сланцев [Шацкий и др., 1993; Nacker et al., 2003] значительно моложе и попали в диапазон 499—505 млн лет (см. рис. 7, 9). Как и в случае Кумдыкольского террейна, этот эпизод наложенных хрупкопластических деформаций был кратким, не более 1 млн лет.

Разломные зоны. В пределах Кокчетавской субдукционно-коллизийной зоны имеет место широкое развитие позднекембрийско-раннеордовикской милонитизации, формирование гранат-слюдистых и слюдистых пород, трассирующих глубинные уровни разломных зон по породам составляющих субдукционно-коллизийную зону террейнов. По геологическим данным, формирование разломных зон связано с надвиганием Кокчетавского микроконтинента, мегамеланжевой зоны и аккреционной призмы на образования Степнякского прогиба [Добрецов и др., 2005а,б, 2006].

В пределах Энбек-Берлыкского террейна проведено датирование $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом синдеформационного мусковита [Travin, 1999; Theunissen et al., 2000; Добрецов и др., 2006]. Кроме этого, исследовался мусковит из разломных зон аккреционной призмы на расстоянии более 120 км — от г. Кокчетав до пос. Жанаталап [Добрецов и др., 2005а,б]. Полученные во всех случаях методом плато значения возраста попадают в диапазон 478—492 млн лет (см. рис. 7, 9). Учитывая, что температура формирования сланцев сопоставима с температурой закрытия K/Ar изотопной системы мусковита (350—400 °C), можно считать, что полученные датировки соответствуют возрасту образования сланцев и раннеаренигскому возрасту развития аккреционной призмы и чешуйчатой структуры Энбек-Берлыкского террейна.

Породы остальных террейнов КСКЗ охарактеризованы изотопно-геохронологическими данными в значительно меньшей степени. Следует отметить U/Pb SHRIMP датировки по каймам циркона из кварц-гранат-силлиманит-мусковитового сланца даулетской свиты [Katayama et al., 2001], попадающие в диапазон 461—516 млн лет. В этих пределах варьируют $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки по мусковиту из сланцев различного состава Сулутобинского террейна [Travin, 1999] и даулетской свиты [Буслов и др., 2010] (см. рис. 6, 7, 9). В основном эти возрасты согласуются с датировками по синтетектоническому мусковиту из кварц-слюдистых сланцев, разломных зон аккреционной призмы, Энбек-Берлыкского террейна и свидетельствуют о том, что 470—490 млн лет назад в результате нескольких кратковременных импульсов хрупкопластических деформаций была сформирована современная чешуйчатая структура КСКЗ.

По амфиболу из эклогитсодержащего сланца [Travin, 1999] Сулутобинского террейна, биотиту из сланцев даулетской свиты [Летников, Халилов, 1994; Travin, 1999] получены датировки 435 ± 5 , $396—402$ млн лет соответственно (см. рис. 9). Столь молодые значения возраста могут быть связаны с тепловым воздействием на породы КСКЗ при формировании гранитов зерендинского комплекса, что подтверждается Rb/Sr датировками из гранитов [Шатагин и др., 1994, 1995].

Таким образом, для Кокчетавской субдукционно-коллизионной зоны фиксируется последовательность дискретных, кратковременных активных термических событий такой же временной протяженности, как и для рассмотренных выше аккреционно-коллизионных структур.

ОБСУЖДЕНИЕ

Оценка возраста для ранних стадий закрытия отдельных участков Палеоазиатского океана может быть получена с помощью изотопного датирования метаморфических комплексов ультравысоких и высоких давлений, эклогитов и глаукофановых сланцев. Большинство глаукофансланцевых поясов ЦАСП, как и Кокчетавская СКЗ, сформировались в интраокеанической преддуговой обстановке, где имели место тектоническая аккреция, субдукция, андерплейтинг и обдукция мафических террейнов. Сохранность HP/LT метаморфических ассоциаций означает, что часть субдуцированной коры отделилась от спускающегося слэба и была быстро возвращена к верхним уровням коры в момент коллизии. Возможным механизмом эксгумации мог быть возвратный поток в аккреционном клине [Добрецов, 2000] при коллизии симаунта с островной дугой, высвобождении больших количеств дегидратированной воды в субдуцированном серпентинитовом слэбе, способствующей эксгумации эклогитов и глаукофановых сланцев.

На рис. 11 история активных термических событий ключевых раннепалеозойских аккреционно-коллизионных и субдукционно-коллизионных структур ЦАСП сопоставлена с датировками глаукофансланцевых комплексов [Волкова, Скляр, 2007; Волкова и др., 2011]. Можно заметить, что практически каждому дискретному этапу формирования этих систем отвечают датировки одного из глаукофансланцевых комплексов. Например, одному из ранних рубежей закрытия Палеоазиатского океана соответствуют датировки ультравысокобарических парагенезисов Кокчетавской субдукционно-коллизионной зоны ($520—537$ млн лет). Такая синхронизация событий в пределах всей территории ЦАСП возможна только в случае одновременной активизации на фоне периодов относительного затишья магматических, метаморфических и тектонических процессов в глобальном, планетарном масштабе. В качестве причины такой синхронизации Н.Л. Добрецовым [2003] предложено проявление плюмов различного масштаба. В периоды проявления суперплюмов с периодичностью 120 млн лет должна наблюдаться наибольшая синхронизация, а между ними при проявлении более мелких и локальных плюмов с периодичностью около 30 млн лет происходит локальная синхронизация тектонических процессов — перестройки островных дуг, локальные коллизионные процессы, эксгумация эклогитов и глаукофановых сланцев. В пользу предложенной модели говорит импульсный характер кривой формирования офиолитовых комплексов [Vaughan, Scarrow, 2003; Helo et al., 2006] (см. рис. 11).

После рубежа 570 млн лет развитие Палеоазиатского океана происходило в режиме конвергенции, при этом одновременно с образованием островных дуг в пределах океана формировались комплексы пород, связанные с горячими точками мантии [Ярмолюк и др., 2006, 2013; Сафонова, 2008]. По всей видимости, интенсивный импульс внутриокеанического мантийного магматизма, фиксируемый и для парагенезисов ранних этапов коллизионных систем (Ольхонский регион, Западный Сангилен, см. рис. 11), привел к резкому ускорению субдукционных процессов, реорганизации океанических плит. С этим событием связаны и образование ультравысокобарических комплексов Кокчетавского массива, и их быстрая эксгумация.

Аккреция новообразованных структур Палеоазиатского океана (океанических островов, островных дуг, задуговых бассейнов) и находившихся в его пределах докембрийских террейнов произошла в интервале $460—505$ млн лет и завершилась формированием каледонского супертеррейна ЦАСП [Добрецов, Буслов, 2007; Ярмолюк и др., 2013]. Эволюция от тектонической обстановки сжатия к периоду растяжения происходила в условиях проявления нескольких интенсивных импульсов внутриплитной плюмовой активности. К этому времени относится формирование крупной Алтае-Саянской изверженной провинции, включающей ареал распространения многочисленных базитовых и гранитоидных батолитов [Владимиров и др., 2013].

С ультрабазит-базитовым магматизмом тесно связано формирование рассмотренных выше метаморфических комплексов НТ/ЛР типа (Ольхонский регион, Западный Сангилен). Синхронно с этими событиями проявились кратковременные импульсы интенсивных тектонических преобразований Кокчетавского метаморфического пояса, находящегося далеко за пределами ареала плюмовой активности (см. рис. 11).

В дальнейшем интенсивность магматической активности в пределах рассмотренных коллизионных структур заметно уменьшилась. Этапы с возрастом $430—450$, $390—415$ млн лет характеризуются

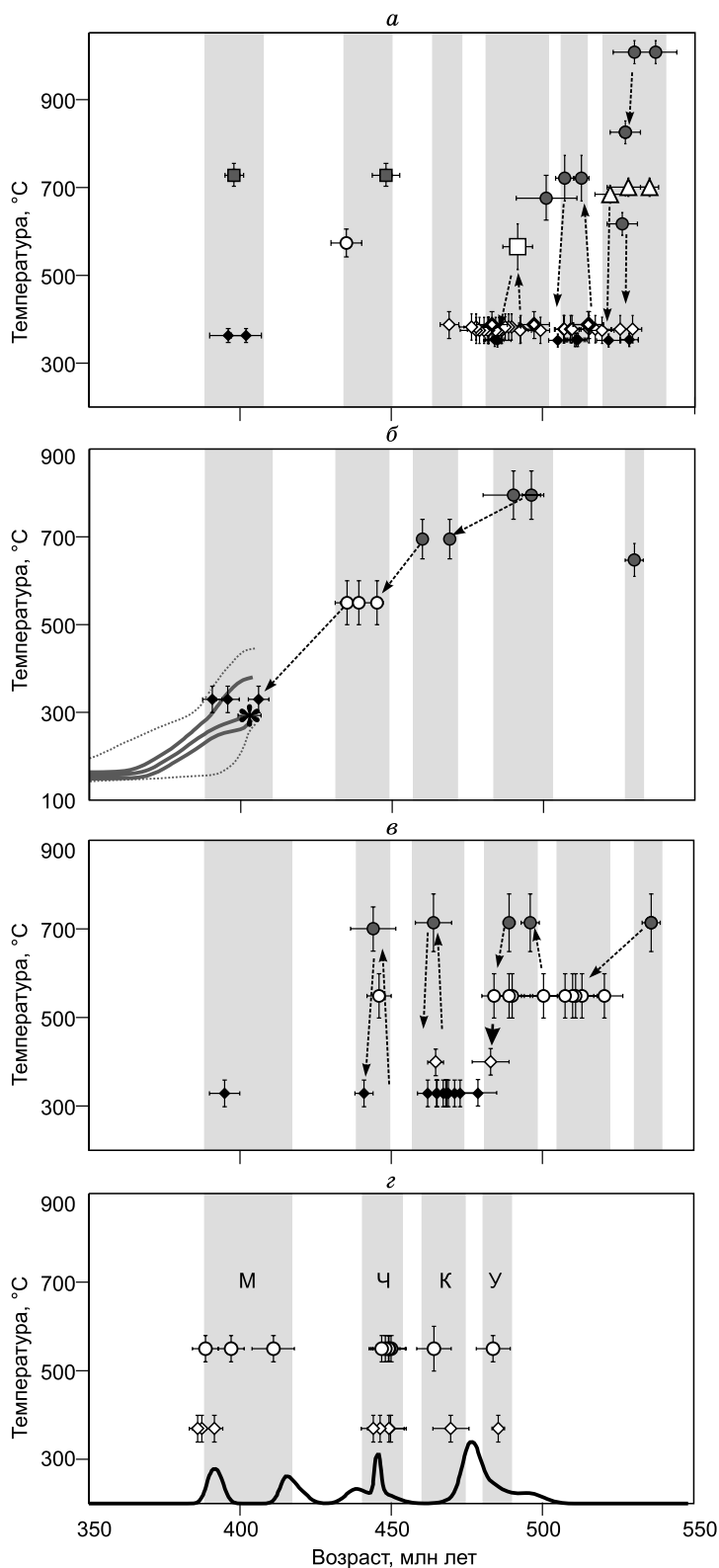


Рис. 11. Сопоставление истории активных термических событий для террейнов:

а — Кокчетавского метаморфического пояса (Северный Казахстан), *б* — Чернорудской зоны (Ольхонский регион), *в* — Западного Сангилен (Юго-Восточная Тува), *г* — данных $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования глаукофансланцевых комплексов ЦАСП. Буквами обозначены комплексы: У — уймонский, К — куртушибинский, Ч — чарский, М — максютковский. Усл. обозн. см. на рис. 9. На части *г* — сплошной линией показана интенсивность формирования офиолитовых комплексов [Vaughan, Scarrow 2003; Helo et al., 2006].

амагматичностью в Ольхонском регионе в условиях широкого проявления тектонических движений. По всей видимости, в это время произошло окончательное приращение каледонского супертеррейна к Сибирскому кратону за счет нескольких кратковременных импульсов деформаций с левосторонней кинематикой. Интенсивный магматизм внутриплитного типа проявился в краевой части континента в пределах Алтае-Саянской области, сформировалась тройная система грабенов. В это же время в пределах Палеоазиатского океана проявился мантийный внутриплитный магматизм [Ярмолюк и др., 2006, 2007]. В пределах Кокчетавской субдукционно-коллизонной зоны этим событиям отвечает формирование синколлизонных гранитоидов [Шатагин и др., 1994, 1995].

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

На примере Центральной Азии предложен «сквозной» подход при проведении термохронологических реконструкций коллизонных и субдукционно-коллизонных структур, суть которого состоит в сравнительном изучении с использованием U/Pb и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования по набору минералов серий образцов одинакового петрохимического состава и первичного (магматического, метаморфического) возраста, характеризующихся различными параметрами наложенных преобразований; различающихся по составу (в том числе различных минеральных фаз), но испытавших одинаковую термическую историю.

Корректными критериями достоверности для серии изотопных датировок являются согласованность их относительной последовательности с рядом устойчивости изотопных систем, согласованность с наблюдаемой по геологическим, петрографическим данным последовательностью формирования изученных порода и интенсивностью наложенных преобразований.

Для удаленных друг от друга раннесреднепалеозойских коллизонных структур Центрально-Азиатского складчатого пояса (от Северного Казахстана до Западного Прибайкалья) зафиксированы этапы активных термических событий, сопряженных с масштабным мантийно-коровым магматизмом и мета-

морфизмом HP/LT, HT/LP типов с периодичностью 30—25 млн лет: 520—530, 490—500, 460—470, 430—450, 390—410 млн лет. Наблюдаемая синхронизация метаморфических, магматических и тектонических событий может быть связана с активизацией магматических, метаморфических и тектонических процессов в глобальном, планетарном масштабе в периоды проявления плюмов различного масштаба.

Для метаморфитов палеосубдукционных зон ЦАСП установлена быстрая эксгумация ультравысокобарических пород Кокчетавского пояса, максютовского комплекса, глаукофансланцевых комплексов Уймонской, Куртушибинской зон, Чарского пояса на верхние уровни земной коры (не более 5 млн лет). Радиогенные изотопные системы ультравысокобарических пород Кокчетавской субдукционно-коллизийной зоны сохраняют информацию о раннесреднепалеозойских событиях. Это позволяет с использованием численного моделирования сделать вывод о том, что реальная продолжительность активных термических событий (эпизоды интенсивных сдвиговых деформаций, прогрева, связанного с внедрением базитовых и/или гранитоидных массивов) значительно меньше наблюдаемого разброса полученных различными изотопными методами датировок и, как правило, не превышает 1 млн лет.

Автор искренне благодарен академику РАН Н.Л. Добрецову, д.г.-м.н. М.М. Буслову, д.г.-м.н. А.Г. Владимирову, д.г.-м.н. В.С. Федоровскому, к.г.-м.н. А.С. Мехоношину, к.г.-м.н. Н.И. Волковой за обсуждение поставленных проблем.

Работа выполнена при поддержке РФФ (проект 15-17-10010) — обобщение материалов и подготовка статьи, РФФИ (проекты 14-05-00712, 14-05-00747) — подготовка исходных данных.

ЛИТЕРАТУРА

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

Бибикова Е.В., Карпенко С.Ф., Сумин Л.В. U-Pb, Sm-Nd, Pb-Pb и K-Ar возраст метаморфических пород Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Л., Наука, 1990, с. 170—183.

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

Буслов М.М., Жимулев Ф.И., Травин А.В. Новые данные о структурном положении и ^{40}Ar - ^{39}Ar возрасте метаморфизма пород средних—низких давлений (даулетской свиты) Кокчетавского метаморфического пояса Северного Казахстана и их тектоническая интерпретация // ДАН, 2010, т. 434, № 1, с. 82—86.

Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (12), с. 1321—1338.

Владимиров А.Г., Федоровский В.С., Хромых С.В., Докукина К.А. Синсдвиговые стресс-границы глубинных уровней коллизионной системы ранних каледонид Западного Прибайкалья // ДАН, 2004, т. 397, № 5, с. 643—649.

Владимиров А.Г., Хромых С.В., Мехоношин А.С., Волкова Н.И., Травин А.В., Юдин Д.С., Крук Н.Н. U/Pb датирование и Sm/Nd изотопная систематика магматических пород Ольхонского региона (Западное Прибайкалье) // Геохимия, 2008, т. 423, № 5, с. 651—655.

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) // ДАН, 2011, т. 436, № 6, с. 793—799.

Владимиров А.Г., Изох А.Э., Поляков Г.В., Бабин Г.А., Мехоношин А.С., Крук Н.Н., Хлестов В.В., Хромых С.В., Травин А.В., Юдин Д.С., Шелепаев Р.А., Кармышева И.В., Михеев Е.И. Габбро-гранитные интрузивные серии и их индикаторное значение для геодинамических реконструкций // Петрология, 2013, т. 21, № 2, с. 177—201.

Владимиров В.Г., Владимиров А.Г., Гибшер А.С., Травин А.В., Руднев С.Н., Шемелина И.В., Барабаш Н.В., Савиных Я.В. Модель тектонометаморфической эволюции Сангилена (Юго-Восточная Тува, Центральная Азия) как отражение раннекаледонского аккреционно-коллизионного тектогенеза // ДАН, 2005, т. 405, № 1, с. 82—88.

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

Волкова Н.И., Травин А.В., Юдин Д.С., Хромых С.В., Мехоношин А.С., Владимиров А.Г. Первые результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования метаморфических пород Ольхонского региона (Западное Прибайкалье) // ДАН, 2008, т. 420, № 4, с. 512—515.

Волкова Н.И., Владимирова А.Г., Травин А.В., Мехоношин А.С., Хромых С.В., Юдин Д.С., Руднев С.Н. U-Pb изотопное датирование цирконов (SHRIMP-II) гранулитов Ольхонского региона Западного Прибайкалья // ДАН, 2010, т. 432, № 6, с. 797—800.

Волкова Н.И., Травин А.В., Юдин Д.С. Ордовикские глаукофановые сланцы как отражение аккреционно-коллизийных событий в Центрально-Азиатском подвижном поясе // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (1), с. 91—106.

Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Ларионов А.Н., 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., 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. Метаморфизм и тектоника // Петрология, 1995, т. 3, № 1, с. 4—23.

Добрецов Н.Л. Процессы коллизии в палеозойских складчатых областях Азии и механизмы эксгумации // Петрология, 2000, т. 8, № 5, с. 451—476.

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

Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 93—108.

Добрецов Н.Л., Тениссен К., Смирнова Л.В. Структурная и геодинамическая эволюция алмазосодержащих метаморфических пород Кокчетавского массива (Казахстан) // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (12), с. 1645—1666.

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., Жимулев Ф.И., Травин А.В. Кокчетавский массив: деформированная кембрийско-раннекародокская коллизийно-субдукционная зона // ДАН, 2005а, т. 402, № 2, с. 1—5.

Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Жимулев Ф.И. Кембро-ордовикская тектоническая эволюция Кокчетавского метаморфического пояса (Северный Казахстан) // Геология и геофизика, 2005б, т. 46 (8), с. 806—816.

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

Донская Т.В., Склярёв Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Яковлева С.З., Бережная Н.Г. Прибайкальский коллизийный метаморфический пояс // ДАН, 2000, т. 374, № 7, с. 1075—1079.

Жимулев Ф.И., Буслов М.М., Травин А.В., Дмитриева Н.В., де Граве Й. Раннесреднеордовикская покровно-чешуйчатая структура зоны сочленения Кокчетавского НР-УНР метаморфического пояса и Степнякской палеоостроводужной зоны (Северный Казахстан) // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (1), с. 138—157.

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.

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.

Корсаков А.В., Травин А.В., Юдин Д.С., Маршал Х.Р. Турмалин как $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -геохронометр на примере метаморфических пород Кокчетавского массива (Казахстан) // ДАН, 2009, т. 424, № 4, с. 531—533.

Лепезин Г.Г., Травин А.В., Юдин Д.С., Волкова Н.И., Корсаков А.В. Возраст и термическая история максютовского метаморфического комплекса (по $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ данным) // Петрология, 2006, т. 14, № 1, с. 109—125.

Летников Ф.А., Халилов В.А. К проблеме датирования тектонитов в зонах глубинных разломов // ДАН, 1994, т. 334, № 3, с. 352—355.

Летников Ф.А., Халилов В.А., Савельева В.Б. Изотопный возраст магматических пород Приольхонья (Юго-Западное Прибайкалье) // Докл. АН СССР, 1990, т. 313, № 1, с. 171—174.

Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е. Современные проблемы геотектоники и геодинамики. М., Научный мир, 2004, 610 с.

Макрыгина В.А., Петрова З.И. Геохимия мигматитов и гранитоидов Приольхонья и острова Ольхон (Западное Прибайкалье) // Геохимия, 1996, № 7, с. 637—649.

Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б., Бухаров А.А., Горегляд А.В. Базитовые интрузивные комплексы Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Материалы совещания. Томск, ЦНТИ, 2001, с. 165—170.

Мехоношин А.С., Владимиров А.Г., Владимиров В.Г., Волкова Н.И., Колотилина Т.Б., Михеев Е.И., Травин А.В., Юдин А.В., Хлестов В.В., Хромых С.В. Реститовые гипербазиты в коллизионной системе ранних каледонид Западного Прибайкалья // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (10), с. 1562—1582.

Морозова И.М., Рублев А.Г. Калий-аргоновые системы полиметаморфических пород // Изотопное датирование процессов метаморфизма и метасоматоза / Ред. Ю.А. Шуколюков. М., Наука, 1987, с. 19—28.

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—32.

Руднев С.Н. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2013, 300 с.

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

Скляр Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И. Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск, Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1997, 182 с.

Скляр Е.В., Федоровский В.С., Гладкочуб Д.П., Владимиров А.Г. Синметаморфические базитовые дайки — индикаторы коллапса коллизионной структуры Западного Прибайкалья // ДАН, 2001, т. 381, № 4, с. 522—527.

Скляр Е.В., Федоровский В.С., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М., Левицкий В.И., Сальникова Е.Б., Старикова А.Е., Яковлева С.З., Анисимова И.В., Федосеенко А.М. Карбонатиты в коллизионных обстановках и квазикарбонатиты раннепалеозойской Ольхонской коллизионной системы // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (12), с. 1409—1427.

Сухоруков В.П. Эволюция метаморфизма пород коллизионного шва системы «террейн—континент» в Ольхонском регионе (Западное Прибайкалье): Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Новосибирск, ИГМ СО РАН, 2007, 20 с.

Сухоруков В.П., Травин А.В., Федоровский В.С., Юдин Д.С. Возраст сдвиговых деформаций в Ольхонском регионе (Западное Прибайкалье) по данным $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (5), с. 579—583.

Травин А.В., Бовен А., Плотников А.В., Владимиров В.Г., Тениссен К., Владимиров А.Г., Мельников А.Г., Титов А.В. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование деформаций в Иртышской зоне смятия (Восточный Казахстан) // Геохимия, 2001, № 12, с. 1347—1350.

Травин А.В., Лепезин Г.Г., Юдин Д.С. Возраст и термическая история максютовского метаморфического комплекса (по $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ данным) // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. Материалы II Российской конференции по изотопной геохронологии, Санкт-Петербург, 25—27 ноября 2003 г. СПб., Центр информационной культуры, 2003, с. 507—510.

Травин А.В., Каргополов С.А., Лепезин Г.Г., Пономарчук В.А., Юдин Д.С. Возраст и термохронологические реконструкции полиметаморфического комплекса Западного Сангилена (Юго-Восточная Тува) // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма. Материалы III Российской конференции по изотопной геохронологии, Москва, ИГЕМ РАН, 6—8 июня 2006 г. Т. 2. М., ГЕОС, 2006, с. 350—355.

Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия, 2009, т. 11, с. 1181—1199.

Хромых С.В. Петрология магматических комплексов глубинных уровней коллизионных систем (на примере ранних каледонид Ольхонского региона Западного Прибайкалья): Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Новосибирск, ИГМ СО РАН, 2006, 20 с.

Шанин Л.Л. Критерии надежности и возможные причины искажения радиологических датировок // Критерии надежности методов радиологического датирования. М., Наука, 1979, с. 6—13.

- Шатагин К.Н.** Возраст и происхождение гранитоидов Зерендинского батолита в Северном Казахстане по результатам Rb/Sr-изотопного исследования // ДАН, 1994, т. 336, № 5, с. 674—676.
- Шатагин К.Н.** Нарушение замкнутости Rb/Sr-изотопной системы полевых шпатов в гранитах Золотоношского массива (Северный Казахстан) как свидетельство низкотемпературного преобразования // ДАН, 1995, т. 344, № 1, с. 106—109.
- Шацкий В.С., Ягоуц И., Козьменко О.А., Блинчик Т.М., Соболев Н.В.** Возраст и генезис эколлитов Кокчетавского массива (Северный Казахстан) // Геология и геофизика, 1993, т. 34 (12), с. 47—58.
- Юдин Д.С., Хромых С.В., Мехоношин А.С., Владимиров А.Г., Травин А.В., Колотилина Т.Б., Волкова М.Г.** $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст и геохимические признаки синколлизийных габброидов и гранитов Западного Прибайкалья (на примере Бирхинского массива и его складчатого обрамления) // ДАН, 2005, т. 405, № 2, с. 251—255.
- Федоровский В.С.** Купольный тектогенез в коллизийной системе каледонид Западного Прибайкалья // Геотектоника, 1997, № 6, с. 56—71.
- Федоровский В.С.** Геологическая карта юго-западной части Ольхонского региона. М-б 1:100 000. М., Изд-во ГГМ РАН, 2004.
- Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В., Каргополов С.А., Гибшер А.С., Изох А.Э.** Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизийных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника, 1995, № 3, с. 3—22.
- 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 коллизийной системе каледонид Западного Прибайкалья // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (5), с. 682—700.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б.** Геодинамика формирования каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН, 2003, т. 389, № 3, с. 354—359.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Рыцк Е.Ю., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б.** Ранние стадии формирования Палеоазиатского океана: результаты геохронологических, изотопных и геохимических исследований позднегерциевских и венд-кембрийских комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН, 2006, т. 410, № 5, с. 657—663.
- Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Коваленко В.И., Терентьева Л.Б., Козаков И.К., Котов А.Б., Энжин Г.** Изотопный состав коры герциевид Южной Монголии: к обоснованию герциевского этапа ювенильного корообразования // ДАН, 2007, т. 416, № 6, с. 804—809.
- Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И., Воронцов А.А.** Конвергентные границы западно-тихоокеанского типа и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (12), с. 1831—1850.
- Agard P., Yamato P., Jolivet L., Burov E.** Exhumation of oceanic blueschists and eclogites in subduction zones: Timing and mechanisms // Earth. Sci. Rev., 2009, v. 92, p. 53—79.
- Badarch G., Cunningham W.D., Windley B.F.** A new terrane subdivision for Mongolia: implications for the Phanerozoic crustal growth of Central Asia // J. Asian Earth Sci., 2002, v. 21, p. 87—110.
- Buslov M.M., Saphonova I.Yu., Watanabe T., Obut O.T., Fujiwara Y., Iwata K., Semakov N.N., Sugai Y., Smirnova L.V., Kazansky A.Yu.** Evolution of the Paleo-Asian Ocean (Altai-Sayan Region, Central Asia) and collision of possible Gondwana-derived terranes with the southern marginal part of the Siberian continent // Geosci. J., 2001, v. 5, № 3, p. 203—224.
- Buslov M.M., Watanabe T., Fujiwara Y., Iwata K., Smirnova L.V., Safonova 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, № 5, p. 655—671.
- Claoue-Long J.C., Sobolev N.V., Shatsky V.S., Sobolev A.V.** Zircon response to diamond-pressure metamorphism // Geology, 1991, v. 19, p. 710—713.
- Dewey J.F.** Orogeny can be very short // Proceedings of the National Academy of Sciences USA. 2005, v. 102, № 43, p. 15286—15293.
- Dobretsov N.L., Sobolev N.V., Shatsky V.S., Coleman R.G., Ernst W.G.** Geotectonic evolution of diamondiferous paragneisses, Kokchetav complex, North Kazakhstan: The geologic enigma of UHP crustal rocks within a Paleozoic foldbelt // Island Arc, 1995, v. 4, p. 267—279.
- Dobretsov N.L., Shatsky V.S., Coleman R.G., Lennykh V.I., Valizer P.M., Liou J., Zhang R., Beane R.J.** Tectonic setting and petrology of ultrahigh-pressure metamorphic rocks in the Maksyutov Complex, Ural Mountains, Russia // Int. Geol. Rev., 1996, v. 38, p. 136—160.
- Dobretsov N.L., Theunissen K., Dobretsov N.N., Smirnova L.V., Zayachkovsky A.A.** Geological and tectonic outline of the Kokchetav massif // Field guide book. 4th Intern. Eclogite Field Symp. Novosibirsk, 1999, p. 6—24.

Fedorovsky V.S., Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Khromykh S.V., Mazukabzov A.M., Mekhono-shin A.S., Sklyarov E.V., Sukhorukov V.P., Vladimirov A.G., Volkova N.I., Yudin D.S. The Ol'khon col-lision system (Baikal region) // Structural and tectonic correlation across the Central Asia Orogenic Collage: north-eastern segment: Guidebook and abstract volume of the Siberian Workshop IGCP-480, Irkutsk-Ulan-Ude, July 25 — August 6, 2005. Irkutsk, 2005, p. 5—76.

Fleck R.J., Sutter J.F., Elliot D.H. Interpretation of discordant $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age-spectra of Mesozoic tholei-ites from Antarctica // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1977, v. 41, p. 15—32.

Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Wingate M.T.D., Poller U., Kröner A., Fedorovsky V.S., Maxu-kabzov A.M., Todt W., Pisarevsky S.A. Petrology, geochronology, and tectonic implications of c. 500 Ma metamorphic and igneous rocks along the northern margin of the Central Asian Orogen (Olkhon terrane, Lake Baikal, Siberia) // *J. Geol. Soc. London*, 2008, v. 165, p. 235—246.

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.

Helo C., Hegner E., Kroner A., Badarch G., Tomurtogoo O., Windley B.F., Dulski P. Geochemical signature of Paleozoic accretionary complexes of the Central Asian Orogenic Belt in South Mongolia: con-straints on arc environments and crustal growth // *Chem. Geol.*, 2006, v. 227, № 3—4, p. 236—257.

Hermann J., Rubatto D., Korsakov A.V., Shatsky V.S. Multiple zircon growth during fast exhumation of diamondiferous, deeply subducted continental crust (Kokchetav massif, Kazakhstan) // *Contr. Miner. Petrol.*, 2001, v. 141, p. 66—82.

Hodges K.V. Geochronology and thermochronology in orogenic systems // *Treasure on geochemistry*, Oxford, Elsevier, 2004, p. 263—292.

Jagoutz E., Shatsky V.S., Sobolev N.V. Sr-Nd-Pb isotopic study of ultrahigh-pressure rocks from Ko-chetav Massif // *EOS Trans Amer. Geophys. Union*, 1990, v. 71, p. 1707.

Katayama I., Maruyama S., Parkinson C.D., Terada K., Sano Y. Ion micro-probe U-Pb zircon geo-chronology of peak and retrograde stages of ultrahigh-pressure metamorphic rocks from the Kokchetav massif, northern Kazakhstan // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2001, v. 188, p. 185—198.

Khain E.V., Bibikova E.V., Salnikova E.B., Kröner A., Gibsher A.S., Didenko A.N., Degtyarev K.E., Fedotova A.A. The Palaeo-Asian ocean in the Neoproterozoic and early Palaeozoic: new geochronologic data and palaeotectonic reconstructions // *Precamb. Res.*, 2003, v. 122, p. 329—358.

Kuzmichev A.B., Bibikova E.V., Zhuravlev D.Z. Neoproterozoic (~800 Ma) orogeny in the Tuva-Mongol massif (Siberia): Island arc-continent collision at the northeast Rodinia margin // *Precamb. Res.*, 2001, v. 110, № 1—4, p. 109—126.

Laurent-Charvet S., Charvet J., Monie P., Shu L. Late Paleozoic strike-slip shear zones in eastern cen-tral Asia (NW China): New structural and geochronological data // *Tectonics*, 2003, v. 22, № 2, TC901047.

Maruyama S., Parkinson C.D. Overview of the geology, petrology and tectonic framework of the HP-UHP metamorphic belt of the Kokchetav massif, Kazakhstan // *Island Arc*, 2000, v. 9, p. 439—455.

Okamoto K., Liou J.G., Ogasawara Y. Petrology of diamond-grade eclogite in the Kokchetav Massif, northern Kazakhstan // *Island Arc*, 2000, v. 9, p. 379—399.

Ota T., Terabayashi M., Parkinson C.D., Masago H. Thermobaric structure of the Kokchetav ultra-high-pressure-high-pressure massif deduced from a north-south transect in the Kulet and Soldat-Kol regions, northern Kazakhstan // *Island Arc*, 2000, v. 9, p. 328—357.

Parkinson C.D. Coesite inclusions and prograde compositional zonation of garnets in whiteschists of the HP-UHPM Kokchetav Massif, Kazakhstan: a record of progressive UHP metamorphism // *Lithos*, 2000, v. 52, p. 215—233.

Ragozin A.L., Liou J.G., Shatsky V.S., Sobolev N.V. The timing of the retrograde melting in the Kum-dy-Kol region (Kokchetav Massif, Northern Kazakhstan) // *Lithos*, 2009, v. 109, p. 274—284.

Schertl H.-P., Sobolev N.V. The Kokchetav Massif, Kazakhstan: «Type locality» of diamond-bearing UHP metamorphic rocks // *J. Asian Earth Sci.*, 2013, v. 63, p. 5—38.

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

Shatsky V.S., Jagoutz E., Sobolev N.V., Kozmenko O.A., Parkhomenko V.S., Troesch M. Geochem-istry and age of ultrahigh pressure metamorphic rocks from the Kokchetav massif (Northern Kazakhstan) // *Contr. Miner. Petrol.*, 1999, v. 137, p. 185—205.

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

Theunissen K., Dobretsov N.L., Korsakov A., Travin A., Shatsky V.S., Smirnova L., Boven A. Two contrasting petrotectonic domains in the Kokchetav megamélange (north Kazakhstan): Difference in exhumation mechanisms of ultrahigh-pressure crustal rocks, or a result of subsequent deformation? // *Island Arc*, 2000, v. 9, № 3, p. 284—303.

Travin A.V. Ar/Ar geochronology of the Kokchetav megamélange // To the diamondiferous and high-pressure metamorphic rocks of the Kokchetav massif (Northern Kazakhstan): Fourth International Eclogite Field Symposium: Field guide book. Novosibirsk, 1999, p. 52—56.

Travin A.V., Vladimirov V.G., Boven A. Implication of ^{40}Ar - ^{39}Ar data on the tectonothermal evolution of the Irtysh Shear Zone (Eastern Kazakhstan) // Continental growth in the Phanerozoic (Evidence from Central Asia): Abstracts of the Third Workshop, August 6-16, 2001/IGCP-420. Novosibirsk, Publishing House of SB RAS. Department «Geo», 2001, p. 106—107.

Troesh M., Jagoutz E. Mica cooling ages of diamond-bearing gneiss from the Kokchetav massif, Kazakhstan // *Terra Abstracts*, 1993, v. 7, p. 396.

Vaughan A.P.M., Scarrow J.H. Ophiolite obduction pulses as proxy indicator of superplume events? // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2003, v. 213, p. 407—416.

Wang Q., Liu X.Y. Paleoplate tectonics between Cathaysia and Angaraland in Inner Mongolia of China / *Tectonics*, 1986, v. 5, p. 1073—1088.

Yin A. Cenozoic tectonic evolution of the Himalayan orogen as constrained by along-strike variation of structural geometry, exhumation history, and foreland sedimentation // *Earth Sci. Rev.*, 2006, v. 76, p. 1—131.

Yin A., Nie S. A Phanerozoic palinspatic reconstruction of China and its neighboring region // *The tectonic evolution of Asia* / Eds. A. Yin, T.M. Harrison. Cambridge Univ. Press, 1996, p. 442—485.

Zhang R.Y., Liou J.C., Sobolev N.L., Shatsky V.S., Lizuka Y., Lo C.-H., Ogasawara Y. Tale of the Kulet eclogite from the Kokchetav Massif, Kazakhstan: initial tectonic setting and transition from amphibolites to eclogites // *J. Metamorph. Geol.*, 2012, v. 30, p. 537—559.

*Рекомендована к печати 28 августа 2015 г.
Н.Л. Добрецовым*

*Поступила в редакцию
10 июня 2015 г.*