

УДК 551.242

ГЕОДИНАМИКА ФОРМИРОВАНИЯ КАЛЕДОНИД ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

© 2003 г. В. В. Ярмолук, академик В. И. Коваленко, В. П. Ковач,
И. К. Козаков, А. Б. Котов, Е. Б. Сальникова

Поступило 14.11.2002 г.

Центрально-Азиатский складчатый пояс (ЦАСП) объединяет разновозрастные складчатые области (байкальские, каледонские, герцинские и индосинийские), сосредоточенные между Китайской и Сибирской платформами. В строении пояса распределение разновозрастных структур подчинено ярко выраженной асимметрии. Так, байкальские и каледонские структуры образуют ближайшее обрамление Сибирской платформы. К югу они сменяются областью развития герцинид. В свою очередь, последняя облекается структурами индосинид, тяготеющими к территориям, пограничным с Китайской платформой. Традиционно считалось, что такое строение ЦАСП приобрел в результате последовательной коллизии Сибирского континента с разновозрастными структурами обрамлявших его океанических бассейнов. Начавшийся в кембрии, этот процесс завершился в раннем мезозое в результате столкновения Сибирского и Сино-Корейского континентов. В последние годы появился большой объем геологических данных, которые расходятся с этой трактовкой в приложении к каледонской стадии развития пояса [1–3]. В данном сообщении обосновывается представление о принадлежности каледонид ЦАСП 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.

К каледонидам в целом в пределах ЦАСП отнесены складчатые сооружения, которые в разных участках пояса выделялись как салаири-

ды, ранние или поздние каледониды. Эти структуры распространены на обширной территории, включающей Алтае-Саянский регион, Центральную и Северную Монголию, Западное Забайкалье. Ширина складчатой области каледонид в среднем составляет 500 км, протяженность превышает 2500 км. Ее строение определяют зоны развития венд-кембрийских офиолитов и островодужных комплексов, а также заключенные между ними относительно жесткие блоки (террейны) докембрийской коры (рис. 1). В последние годы в разных участках складчатой области были выполнены геохронологические (U–Pb-, Rb–Sr-, Sm–Nd-, Ar–Ar-методы) исследования регионального метаморфизма, а также офиолитового, островодужного, синколлизийного и постколлизийного магматизма, что позволило достаточно подробно рассмотреть историю и условия формирования каледонид. Результаты этих исследований в основном отражены в табл. 1. В этой таблице характеристика каледонид ЦАСП дана на основе комплексов магматических и метаморфических пород, индикаторных для выделения стадий формирования складчатой области: 1) океаническо-островодужной (доаккреционной), 2) аккреционной и 3) постаккреционной.

Океаническо-островодужная (доаккреционная) стадия развития. Каледониды ЦАСП насыщены выходами пород офиолитовых и островодужных комплексов, которые образуют в ее пределах протяженные складчатые зоны. Структуру таких зон обычно определяют тектонически совмещенные аллохтонные пакеты пород разного состава. Среди них различаются [8, 9, 12]: а) офиолиты, включающие фрагменты расслоенного, дайкового и покровного (с базальтами типа MORB) комплексов, б) офиолиты, отвечающие фрагментам лавовых толщ океанических островов и океанических лавовых плато и сложенные высокотитанистыми и субщелочными базальтами OIB-типа, в) островодужные комплексы с амфиболсодержащими базальтами, андезитами и дацитами, г) комплексы задуговых бассейнов с базальтами ВАВВ-типа, а также ассоциирующие с вулканическими породами кремни-

*Институт геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии
Российской Академии наук, Москва*

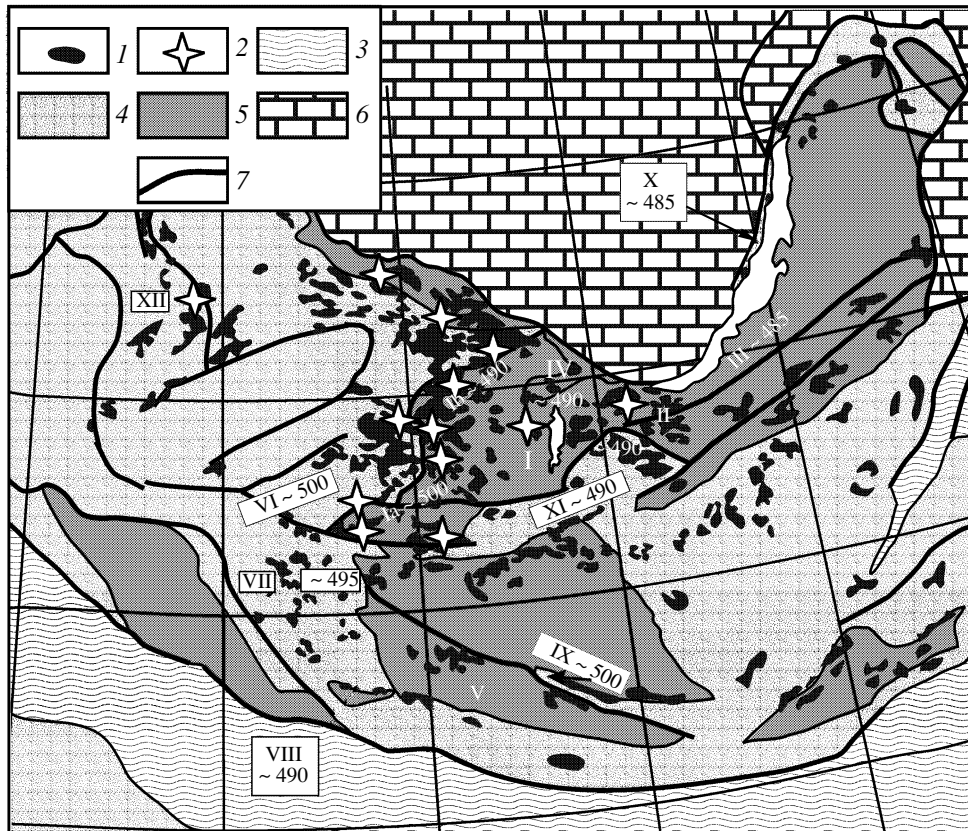


Рис. 1. Схема строения каледонской складчатой области Центрально-Азиатского складчатого пояса. 1, 2 – син- и пост-аккреционные проявления магматизма, сформированные в интервале 500–450 млн. лет: 1 – гранитоиды, 2 – породы внутриплитной геодинамической специфики; 3–6 – геологические структуры: 3 – герцинские и индосинийские, 4, 5 – каледонские (4 – зоны развития офиолитов и островодужных комплексов, 5 – террейны докембрийской коры), 6 – Сибирская платформа; 7 – разломы. Римскими цифрами выделены структурные зоны и террейны, рядом показан возраст (млн. лет) регионального метаморфизма и синколлизийного магматизма: I–V – докембрийские террейны: I – Тувино-Монгольский (Ia – Сангиленский блок, Ib – Окино-Шишхидский блок), II – Хамар-Дабанский и Слюдянский, III – Баргузинский, IV – Гарганский, V – Дзабханский; VI–XII – зоны развития офиолитов и островодужных комплексов: VI – Таннуола-Каахемская, VII – Озерная (Хиргиснурская), VIII – Озерная (Дариби), IX – Баян-Хонгорская, X – Ольхонская, XI – Джидинская, XII – Кузнецкого Алатау.

сто-терригенные и флишевые толщи. Геохронологические исследования плагиогранитов и пород расслоенного комплекса офиолитов в разных участках каледонской области выявили следующие величины возраста этих пород (млн. лет): в Хантайширской зоне – 568, в Дарибинской зоне – 573, в Баян-Хонгорской зоне – 569, в Таннуола-Каахемской (Агардак-Эрзинский фрагмент) зоне – 569 [10]. Подобная согласованность величин возраста свидетельствует о том, что при формировании офиолитов в разных участках каледонид ЦАСП синхронно проявились условия, которые, вероятно, были связаны с ускорением спрединга и тем самым благоприятствовали изоляции магматических камер, глубокой дифференциации расплавов в них и формированию плагиогранитов. По сравнению с офиолитами возраст пород островодужных комплексов является более молодым. Он оценивается в Кузнецком Алатау в 544

[12], в западной части Озерной зоны в 546 [9], 527 и 522 млн. лет [8].

Отметим, что в отличие от зон развития офиолитового и островодужного магматизма расположенные среди них докембрийские террейны в рассматриваемый интервал времени оставались амагматичными. Поэтому приведенные данные свидетельствуют о том, что на протяжении кембрия структуры каледонид отвечали океаническому бассейну, в пределах которого существовали пассивные террейны докембрийской коры, океанические островные дуги, задуговые бассейны, океанические лавовые плато и острова.

Аккреционная стадия. В конце кембрия–начале ордовика территория каледонид была вовлечена в аккреционные процессы, которые повсеместно сопровождалась складчатостью и тектоническим покровообразованием, региональным высокоградиентным метаморфизмом,

Таблица 1. Схема корреляции магматических и метаморфических событий в каледонидах Центрально-Азиатского складчатого пояса

Структуры	Стадии		Гранитоидный магматизм, млн. лет		Внутриплитный магматизм, млн. лет		Источник
	океаническо-островодужная (офиолитовые и островодужные комплексы), млн. лет	аккреционная (региональный метаморфизм, складчатость), млн. лет	синаккреционный	постаккреционный	доаккреционный	син- и постаккреционный	
Докембрийские террейны							
Ia		536, 510–489	500–489	489–460	515	490, 465, 445	[3]
Ib		480	490–460	490–450	585	490–420	[4]
II		488	487	480, 471		474, 460	[5]
III		485	485	470			Не оп., [6]
IV		Докембрийский	480	460			[4]
V		»		514, 470	–	–	[7]
Офиолитовые и островодужные зоны							
VI	569	510–490		457–450	–	–	[3]
VII	570, 545, 520	495	495	464	570–530	–	[8, 9]
VIII	573	510, 490	490			464	[10]
IX	569	500–>470	490	470	–	457	[7]
X	585	485	485	–	510	–	[11]
XI	V-E	510	510	480	570–530		Не оп.
XII	544	–		490–450		510–452	[12, 13]
Общий возрастной диапазон тектономагматических событий	590–520	510–480	500–460	490–450	585–500 600–<420	490–<420	

Примечание. Обозначение структур – см. на рис. 1. Прочерк – не датированы; Не оп. – неопубликованные данные.

достигавшим гранулитовой фации, и синколлизонным гранитообразованием. Эти процессы достаточно согласованно охватили зоны развития офиолитов и островодужных комплексов независимо от их положения в структуре складчатой области (см. рис. 1, табл. 1). Например, синметаморфические гранитоиды Джидинской зоны формировались около 510 млн. лет (неопубликованные данные авторов), офиолиты хр. Дариби претерпели метаморфизм амфиболитовой фации около 490 млн. лет [10]. Близкий возраст (487 млн. лет) имеют амфиболиты западной части Озерной зоны [8], а также гранулиты Приольхонья – 485 млн. лет [11]. Возраст метаморфизма офиолитов Баян-Хонгорской зоны оценивается в диапазоне 500 – >470 млн. лет [7].

Аккреционные процессы охватили не только зоны развития офиолитов, но и расположенные между ними террейны докембрийской коры (см. табл. 1). Так, в западной части Тувино-Монгольского массива (ТММ) в хр. Сангилен метаморфизм пород в амфиболитовой фации протекал в

интервале 510–489 млн. лет [3]. Близкий возраст (510 млн. лет) гранулитового метаморфизма установлен в юго-западной части Дзабханского микроконтинента, в хр. Дариби [10]. В Хамардабан-Слюдянском террейне, который с востока обрамляет ТММ, возраст гранулитового метаморфизма определен в 481 млн. лет [5]. К этому же возрастному диапазону (490 млн. лет) относится возраст метаморфизма пород западной части Баргузинского террейна (неопубликованные данные авторов).

Таким образом, аккреционные процессы, определившие складчатость и метаморфизм в каледонских структурах, проявились в сравнительно узком возрастном диапазоне между 510 и 480 млн. лет. Эти процессы охватили огромную территорию. В результате прежде разрозненные структуры венд-кембрийского океанического бассейна ЦАСП были объединены в пределах новообразованного континентального блока, представляющего каледонскую складчатую область.

Процесс объединения каледонид в складчатую область сопровождался широкомасштабным гранитоидным магматизмом. На протяжении аккреционной и постаккреционной стадий развития территории в ее пределах возникли многочисленные плутоны (рис. 1), совокупные размеры которых превышают 200000 км^2 [13] и, таким образом, сопоставимы с крупнейшими батолитами мира. Эти массивы сложены ассоциациями пород, варьирующими по составу от тоналит-гранодиоритовых (местами с габбро и диоритами) до гранит-лейкогранитных и щелочно-гранитных (с щелочными сиенитами) [3, 4, 13, 14]. Выполненные в последние годы геохронологические исследования этих гранитоидов [13] показали, что в основном они формировались в интервале 510–450 млн. лет. В соответствии с рис. 1 распределение массивов в пределах складчатой области не зависит от характера вмещающей коры, они присутствуют как в зонах развития офиолитовых и островодужных комплексов, так и в строении дорифейских террейнов, что отражает общность геодинамических условий проявления магматизма по всей территории складчатой области.

Особо отметим важную роль внутриплитных процессов, и в частности внутриплитного магматизма, в формировании каледонид. Наиболее ранние его проявления относятся к океаническо-островодужной стадии (см. табл. 1) и зафиксированы в строении офиолитовых комплексов тектоническими аллохтонами, сложенными субщелочными и высокотитанистыми базальтами. Геохимические и изотопно-геохимические характеристики этих пород позволяют сопоставлять их с базальтами океанических островов и лавовых плато типа Онтонг-Ява [8, 9]. Внутриплитная магматическая активность продолжалась также в аккреционную и постаккреционную стадии формирования каледонид (см. рис. 1). Например, в пределах Сангилены к синаккреционным относятся щелочные сиениты и граниты Джаргалантского (490 млн. лет) и субщелочные и щелочные граниты Хоронгского (495 млн. лет) массивов [3], а также сподуменовые гранитные пегматиты Соль-Бельдыра (494 млн. лет, наши неопубликованные данные). На постаккреционной стадии щелочные и литий-фтористые граниты широко проявились в восточной части ТММ [4], в хребтах Хамар-Дабана (Малобыстринский сиенитовый массив – 474 млн. лет) [5] и Восточного Саяна (нефелиновые сиениты Катунского массива – 455 млн. лет; щелочные граниты Арысканского массива – 455 млн. лет) [14]. К проявлениям внутриплитного магматизма следует также отнести массивы высокотитанистых субщелочных расслоенных габброидов, такие, как Бэлтесгольский (480 ± 15 млн. лет) и Башкымургурский (465 млн. лет) с дайками камптонитов (445 млн. лет) в ТММ, Колтасский (490 ± 9) в Гор-

ной Шории, Верхне-Яминский (472 ± 5) в Южном Салаире [13].

Широкое участие внутриплитных магматических пород на всех стадиях становления складчатой области позволяет говорить о том, что формирование каледонид происходило в том секторе литосферной оболочки Земли, который на протяжении венда–кембрия и раннего палеозоя находился под постоянным воздействием источников внутриплитной активности. Эти источники мы связываем с группой горячих точек мантии, отвечающих Северо-Азиатскому горячему полю (суперплюму) мантии [2, 14]. В доаккреционной истории каледонид горячие точки, очевидно, контролировали развитие океанических островов и океанических лавовых плато. Магматическая активность внутриплитного типа, продолжавшаяся в аккреционную и постаккреционную стадии развития каледонид, является показателем того, что в ходе аккреции новообразованный каледонский континентальный блок (супертеррейн) перекрывал по крайней мере одну из горячих точек мантии. По-видимому, взаимодействие этой точки с новообразованной литосферой каледонского супертеррейна способствовало крупнообъемному анатектическому плавлению коры области и, таким образом, стало основной причиной проявления батолитового по масштабам гранитоидного магматизма.

Если теперь обратиться к Сибирской платформе, то легко отметить, что в отличие от каледонской складчатой области, развивавшейся в обстановке высокой эндогенной активности, краевые ее участки на протяжении венда и раннего палеозоя не подвергались какой-либо заметной тектонической, метаморфической или магматической переработке. Эти различия в характере развития платформы и складчатой области неоднократно отмечались ранее [1, 3, 11]. Более того, были приведены геологические данные, указывающие на постаккреционное (по отношению к каледонидам) объединение в единый континент платформы и таких фрагментов складчатой области, как Баргузинский [6], Тувино-Монгольский [1, 3] и Ольхонский [11]. При этом обращали внимание на сдвиговый характер границы с наложением сдвиговых деформаций на каледонские структуры [11].

О “мягком” характере объединения платформы и каледонской складчатой области в единый континент свидетельствуют также данные о разном изотопном составе их коры [2]. Так, изотопный состав Nd коры платформы для интервала времени 500–450 млн. лет оценивается величиной $\epsilon_{Nd}(T) < -18$. Состав коры докембрийских террейнов в каледонидах варьирует в интервале значений $\epsilon_{Nd}(T)$ от -12 до $+2$, что вполне согласуется с представлениями об их рифейском возрасте [2].

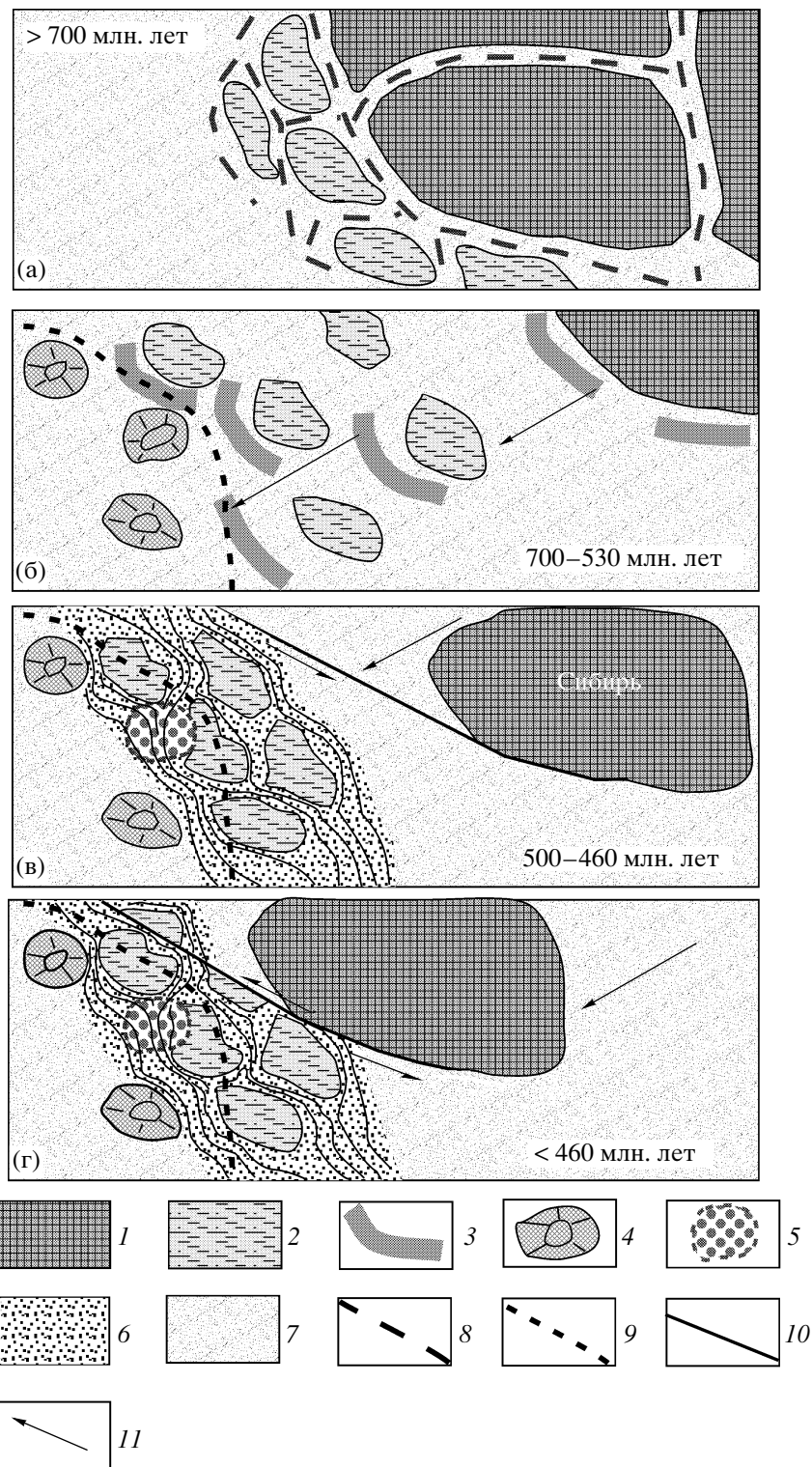


Рис. 2. Модель формирования каледонид Центрально-Азиатского пояса как результат коллизии островных дуг и террейнов Палеоазиатского океана с системой океанических островов Северо-Азиатского горячего поля мантии. Пояснения в тексте. 1 – дорифейские континентальные блоки; 2 – шельф суперконтинента Родиния и его фрагменты (террейны рифейской коры); 3 – островные дуги; 4 – океанические острова – горячие точки мантии; 5 – горячая точка, перекрытая каледонским террейном; 6 – складчатая область каледонид; 7 – Палеоазиатский океан; 8 – зоны раскола суперконтинента Родиния; 9 – контур проекции горячего поля мантии; 10 – трансформный разлом; 11 – векторы относительных перемещений.

Породы офиолитовых и островодужных комплексов характеризуются составом ($\epsilon_{Nd}(T) = +7...+9$), который отвечает новообразованной каледонской коре [9]. Резкие различия изотопного состава коры в пограничных участках кратона и складчатого обрамления исключает вероятность тектонического перемешивания соседних блоков коры в зоне их соприкосновения. Такого типа соотношения без тектонического скупивания и при ведущей роли сдвиговых перемещений характерны для областей аккреционной тектоники (по Windley), в которых вектор столкновения взаимодействующих блоков ориентирован под острым углом к их границе. Например, они установлены в области аккреции позднепалеозойских–мезозойских террейнов Канадских Кордильер с Северо-Американским кратоном [15]. В отличие от них в областях, возникших в результате лобовой или фронтальной коллизии, например в каледонидах и герцинидах Европы, магматические породы характеризуются изотопными составами, которые соответствуют мезмамми коллидирующих структур. Вероятно, такой состав источники расплавов приобретают вследствие тектонического расслоения и перемешивания разновозрастной коры в зоне столкновения.

Приведенные характеристики строения и развития каледонид ЦАСП, а также ограничения, накладываемые на условия их взаимодействия с Сибирским кратоном, позволяют предложить модель формирования складчатой области, исключаящую ее возникновение вследствие коллизии с кратоном. В этой модели в соответствии с данными о геологическом строении и изотопно-геохимическом составе коры образование внутрикаледонских докембрийских террейнов мы связываем с расколом обширного по площади шельфа рифейского суперконтинента Родинии [2]. После распада Родинии (рис. 2а) фрагменты (террейны) этого шельфа, океанической литосферы, а также разделявшие их островные дуги и задуговые бассейны, которые представляли зарождавшуюся каледонскую складчатую область, совместно с Сибирским континентом дрейфовали в общем направлении. В начале кембрия этот коллаж структур вторгся в пределы сегмента поверхности Земли, развивавшегося под воздействием Северо-Азиатского горячего поля мантии (рис. 2б). Как установлено, скорости литосферных перемещений в интервале 530–490 млн. лет были максимальными и достигали 40 см/год [2]. Столкновение на большой скорости дрейфующих фрагментов рифейской и каледонской литосферы с системой океанических островов произошло на рубеже 500 млн. лет и привело к образованию каледонского аккреционного супертеррейна (рис. 2в). В ходе аккреции западный (в современных координатах) край супертеррейна перекрыл одну из горячих точек мантии (Алтае-Саянскую), поло-

жив начало продолжительной внутриплитной активности в своих пределах [2].

Время, с которого происходило объединение каледонского супертеррейна с Сибирским кратоном в единый континент, пока оценить трудно. Более или менее определенно можно говорить о его завершении к девону, начиная с которого в пределах платформы и складчатого пояса формируются деформации общего плана. Процесс соединения, по-видимому, осуществлялся вдоль крупного тектонического сдвига типа трансформного разлома (рис. 2г). Это предположение объясняет отсутствие проявлений магматизма и метаморфизма, сопутствующих лобовой коллизии, в пределах кратона, а также сдвиговый характер границ Сибирского кратона и срезание его границами складчатых структур каледонского микроконтинента.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 02–05–64191, 02–05–64196, 02–05–64208, 02–05–65093, 02–05–39019, 00–15–98628, 00–05–72011).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Т. 1. 327 с.; Т. 2. 334 с.
2. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др. // Геотектоника. 1999. № 3. С. 21–41.
3. Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. // Геотектоника. 2001. № 3. С. 22–43.
4. Кузьмичев А.Б. // Геотектоника. 2000. № 6. С. 76–92.
5. Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Резницкий Л.З. и др. // Петрология. 1997. Т. 5. № 4. С. 380–393.
6. Рыцк Е.Ю., Неймарк Л.А., Амелин Ю.В. // Геотектоника. 1998. № 5. С. 46–60.
7. Tomurtogoo O., Gerel O. Geotraverse through a Terrane Collage in Southern Khangay: Excursion Guidebook. IGMR MAS. Ulan-Bator, 1999. 91 p.
8. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Пухтель И.С. и др. // Петрология. 1996. Т. 4. № 5. С. 453–495.
9. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П. и др. // ДАН. 2002. Т. 387. № 3. С. 387–392.
10. Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Хаин Е.В. и др. // Геотектоника. 2002. № 2. С. 80–92.
11. Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры. М.: Науч. мир, 2001. 185 с.
12. Плотников А.В., Ступаков С.И., Бабин Г.А. и др. // ДАН. 2000. Т. 372. № 1. С. 80–85.
13. Владимиров А.Г., Гибшер А.С., Изох А.Э., Руднев С.Н. // ДАН. 1999. Т. 369. № 6. С. 795–798.
14. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Владыкин Н.В. и др. // Петрология. 2002. Т. 10. № 3. С. 227–253.
15. Samson S.D., Patchett P.J. // Austr. J. Earth Sci. 1991. V. 38. P. 595–611.