

**ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ СИБИРСКОГО ПАЛЕОКОНТИНЕНТА
ОТ НЕОПРОТЕРОЗОЯ ДО ПОЗДНЕГО МЕЗОЗОЯ:
ПАЛЕОМАГНИТНАЯ ЗАПИСЬ И РЕКОНСТРУКЦИИ**

Д.В. Метелкин^{1,2}, В.А. Верниковский^{1,2}, А.Ю. Казанский^{1,2}

¹ *Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Котляго, 3, Россия*

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

Представлены результаты обобщения палеомагнитных данных по территории Сибирского кратона и его складчатого обрамления, полученных в последние пятнадцать лет. Предлагается новый вариант траектории кажущегося движения полюса Сибирской континентальной плиты, объединяющий интервал от рубежа мезопротерозоя и неопротерозоя до конца мезозоя. Составленная траектория является основой новых представлений о тектонике Сибирского палеоконтинента и окружавших его палеоокеанов.

Представлена серия палеотектонических реконструкций, раскрывающая на основе палеомагнитных данных не только палеогеографическое положение Сибирского континента, но и особенности тектонической эволюции его окраин в течение последнего миллиарда лет. В частности установлено, что в тектоническом режиме континентальной плиты на всех этапах ее развития важную роль играли крупноамплитудные сдвиги.

Сибирский палеоконтинент, палеомагнитный полюс, палеотектонические реконструкции, сдвиговые перемещения.

**TECTONIC EVOLUTION OF THE SIBERIAN PALEOCONTINENT
FROM THE NEOPROTEROZOIC TO THE LATE MESOZOIC:
PALEOMAGNETIC RECORD AND RECONSTRUCTIONS**

D.V. Metelkin, V.A. Vernikovskiy, and A.Yu. Kazansky

In this paper we present the results of generalization of paleomagnetic data for the territory of the Siberian craton and its folded framing that were obtained during the last fifteen years. We propose a new version of the apparent polar wander path of the Siberian continental plate, including the interval from the Mesoproterozoic–Neoproterozoic boundary up to the end of the Mesozoic. The constructed path forms the basis for new concepts of the tectonics of the Siberian paleocontinent and the paleoceans that surrounded it. We present a series of paleotectonic reconstructions based on paleomagnetic data, which not only displays the paleogeographic position of the Siberian continent but also reveals the features of the tectonic evolution of its margins during the last billion years. In particular, it has been established that large-scale strike-slip motions played an important role in the tectonic regime of the continental plate at all stages of its development.

Siberian paleocontinent, paleomagnetic pole, paleotectonic reconstruction, strike-slip motions

ВВЕДЕНИЕ

Палеогеография Сибирского палеоконтинента как одного из древнейших континентальных массивов является актуальным вопросом для восстановления тектонической истории и облика Земли. Взаимное положение и характер соотношения кратона с другими литосферными плитами, а также кинематика его дрейфа вызывают повышенный интерес при построении как глобальных, так и региональных реконструкций. В решении этих вопросов качественные палеомагнитные данные представляются весьма важными, поскольку на их основе возможна количественно обоснованная проверка существующих теоретических построений и абстрактных тектонических гипотез. Повышенный интерес к палеомагнетизму

му Сибири сегодня связан еще и с тем фактом, что чуть более десятка лет тому назад регион представлял в этом отношении фактически «белое пятно». Особенно это касается докембрийского и мезозойского интервалов. Полученные за это время результаты палеомагнитных исследований разнообразных геологических комплексов Сибири обосновывают не только палеогеографическое положение самого кратона в докембрийско-фанерозойской истории, но и микроконтинентов, островодужных и других террейнов, входящих в состав его складчатого обрамления. При этом установлено, что в тектоническом режиме континентальной плиты на всех этапах ее развития важную роль играли крупноамплитудные сдвиги. Настоящая работа является попыткой обобщения результатов тектонических и палеомагнитных исследований, связанных с эволюцией Сибирского континента от неопротерозоя до позднего мезозоя.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ

В основу предлагаемой реконструкции, охватывающей длительный интервал геологической истории от рубежа мезопротерозоя и неопротерозоя до конца мезозоя, центральное место в которой занимает Сибирский палеоконтинент, положены опубликованные модели авторов [Казанский, 2002; Metelkin et al., 2005; Метелкин и др., 2007а; Верниковский и др., 2009; Metelkin et al., 2009, 2010]. Анализ имеющихся сегодня палеомагнитных данных позволяет восстановить последовательную смену палеогеографического положения Сибирской плиты и реконструировать основные геодинамические особенности развития ее окраин в течение последнего миллиарда лет. Общие тенденции развития видны вполне отчетливо, хотя количество и качество палеомагнитной информации далеко не для каждого из временных срезов в указанном интервале времени достаточно полное и одинаково адекватно описывает закономерности эволюции коры.

Наиболее обоснованным в настоящее время является палеозойский интервал траектории кажущегося движения полюса (ТКДП) Сибири. Сегодня насчитывается не менее пяти вариантов палеозойского тренда КДП [Храмов, 1991; Печерский, Диденко, 1995; Smethurst et al., 1998; Cocks, Torsvik, 2007]. Различия обусловлены подходами к селекции существующих данных, их неравномерным распределением по временной шкале, а также методикой «сглаживания» при построении ТКДП. Тем не менее, различаясь в деталях, общий характер кажущегося смещения палеозойских полюсов в упомянутых вариантах тренда согласуется. Он описывает перемещение Сибирской плиты на север из экваториальной области к высоким широтам Северного полушария с преобладающим вращением по часовой стрелке [Печерский, Диденко, 1995; Cocks, Torsvik, 2007]. Максимальная скорость дрейфа оценивается от 5 до 12 см/год в зависимости от варианта анализируемого тренда КДП, а амплитуда вращения около 1 град./млн лет. В нашем варианте ТКДП Сибири (рис. 1) палеозойский интервал полностью заимствован и опирается на анализ, представленный в работе [Печерский, Диденко, 1995].

Основу неопротерозойского интервала ТКДП составила уточненная сводка докембрийских полюсов [Метелкин и др., 2007а], в которой в качестве опорных (индекс достоверности по [Van der Voo, 1990] — 3 и более) использованы палеомагнитные полюсы по территории Сибирского кратона, полученные в последние годы (табл. 1). В частности, проведенный анализ [Метелкин и др., 2005б; 2007а] обосновывает нетрадиционный для Сибири «восточный» (со стороны Индийского океана) «дрейф» полюсов, образующий в неопротерозое характерную петлю, сопоставимую с известной «Grenville Loop» Лаврентийской ТКДП [McElchinny, McFadden, 2000]. Сходство формы ТКДП Сибири и Лаврентии не только предполагает тектоническую связь кратонов в составе неопротерозойского суперконтинента, но и вполне уверенно позволяет реконструировать динамику его распада [Метелкин и др., 2007а; Верниковский и др., 2009]. Тем не менее «сибирская петля», по сути, обоснована лишь двумя определениями [Метелкин и др., 2005а, 2010]. Хотя индекс достоверности этих полюсов высокий, однако формально возможны другие интерпретации и, соответственно, альтернативные палеотектонические модели. Неоднозначность в первую очередь связана с установлением истинной полярности геомагнитного поля во время формирования намагниченности. За направления прямой полярности ранее традиционно принимались направления юго-восточного склонения и положительного наклонения [Smethurst et al., 1998; Павлов и др., 2000]. При такой интерпретации координаты упомянутых полюсов будут соответствовать раннепалеозойскому участку ТКДП Сибири, что ставит под сомнение неопротерозойский возраст намагниченности и представляет самостоятельную проблему. Все эти вопросы, равно как некоторые альтернативные модели, обсуждались авторами в ряде публикаций, где показано наилучшее соответствие имеющихся геологических и палеомагнитных данных предположению о формировании установленной намагниченности в эпоху преобладающей обратной полярности геомагнитного поля, а ее происхождение имеет первичный характер [Метелкин и др., 2005а,б, 2007а, 2010]. Таким образом, за направления прямой полярности в неопротерозое следует считать направления северо-западного склонения и отрицательного наклонения. В этом случае в кажущемся дрейфе полюса Сибири вырисовывается та самая нео-

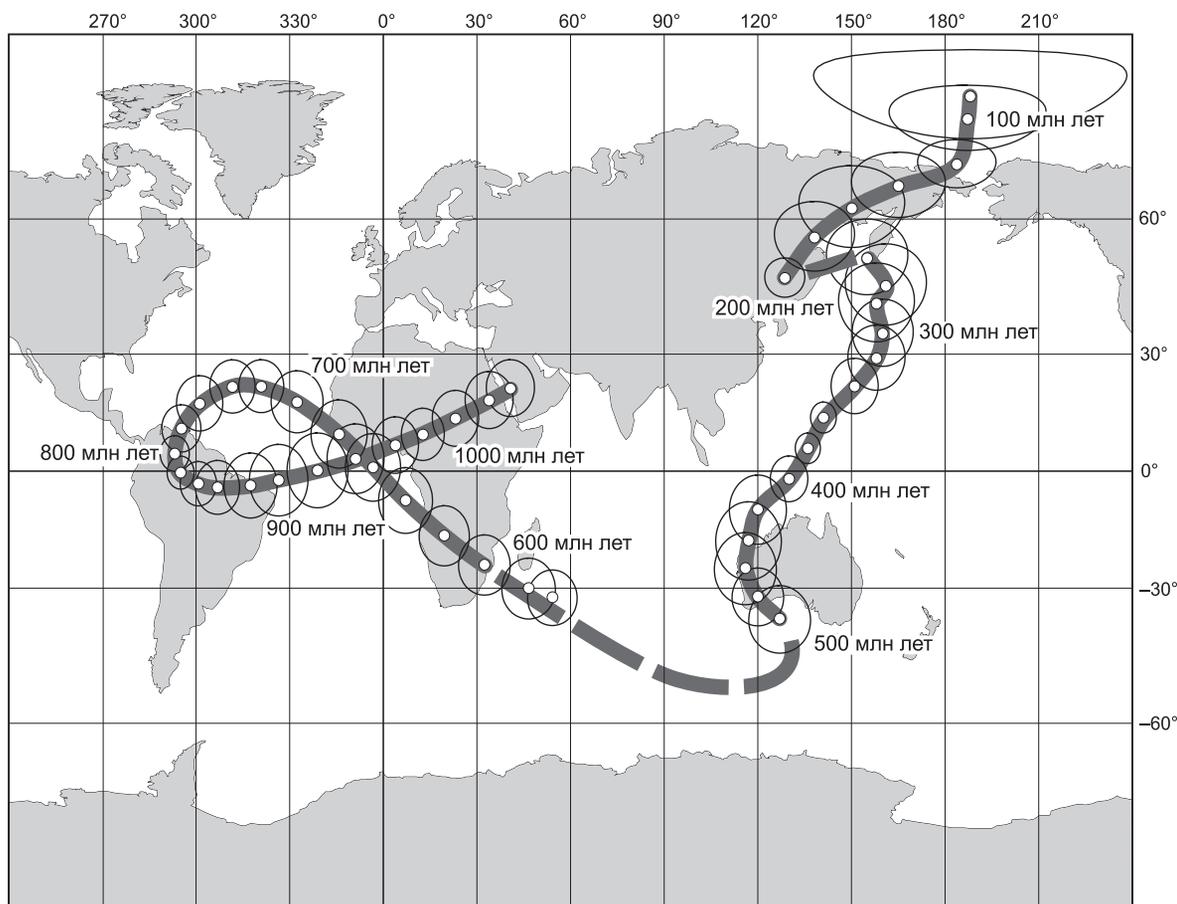


Рис. 1. Траектория кажущегося движения полюса Сибирского кратона.

Точки — палеомагнитные полюсы (см. табл. 2), прерывистой линией показаны предполагаемые участки траектории, требующие верификации.

протерозойская петля, наличие которой вполне однозначно решает проблему взаимного положения Сибири и Лаврентии в составе Родинии.

Несмотря на относительную сложность и замысловатость неопротерозойского тренда КДП, его петлеобразная форма отражает довольно простое перемещение Сибирской плиты. Для первой трети неопротерозоя это перемещение соответствует дрейфу южного направления из области экваториальных до умеренных широт Южного полушария с поворотом против часовой стрелки. Вторая треть неопротерозоя отвечает обратному — северному дрейфу плиты к экватору с поворотом по часовой стрелке. Расчетная скорость дрейфа не превышает 10 см/год, а амплитуда вращения менее 1 град./млн лет, что вполне реалистично. Причина постепенной смены направления дрейфа континентальной плиты, несомненно, связана с механизмами глубинной геодинамики и отражает направления конвективных течений в мантии, которые контролируются положением суперплюмов и субдукционных зон.

Неоднозначным остается вендский (эдиакарский — от 600 до 540 млн лет) интервал ТКДП, соединяющий упомянутые неопротерозойский и палеозойский тренды (см. рис. 1, табл. 2). При построении ТКДП за полюс на 560 млн лет принят средний по группе полюсов, расположенных вблизи о. Мадагаскар (см. табл. 1). Не исключается более южное положение полюса на это время — у побережья Антарктиды [Shatsillo et al., 2005, 2006]. Несмотря на существенный прогресс в изучении позднего докембрия и большое количество полученных определений проблемы палеомагнетизма венда и вендских полюсов Сибири далека от однозначного решения. Выдвигается ряд гипотез о нестационарном, недипольном состоянии геомагнитного поля в это время, аномально высоких скоростях дрейфа плит и другие [Kirshvink et al., 1997; Meert et al., 1999; Kravchinsky et al., 2001; Казанский, 2002; Павлов и др., 2004; Shatsillo et al., 2005, 2006]. Серьезной проблемой, в решении которой, возможно, кроются ответы по большинству пунктов имеющих сегодня разногласий, является проблема определения абсолютного возраста пород

Таблица 1. Наблюденные палеомагнитные полюсы Сибирской плиты, использованные для построения неопротерозойского и мезозойского интервалов ТКДП

Объект	Возраст, млн лет	Полюс			Источник
		с.ш.	в.д.	A_{95}	
1050—640 млн лет					
Малгинская св., Учуро-Майский р-он	1045 ± 20	25.4	50.4	2.6	[Gallet et al., 2000]
Лахандинская сер., Учуро-Майский р-он	1000—1030	13.3	23.2	10.7	[Павлов и др., 2000]
Уйская сер. и силлы, Учуро-Майский р-он	950—1000	4.9	357.7	4.3	[Павлов и др., 2002]
Карагаская сер., Присаянский прогиб	800—740	4.2	292.1	6.2	[Метелкин и др., 2010]
Нерсинкий к-с, Присаянский прогиб	741 ± 4 ¹	22.7	309.8	9.6	[Метелкин и др., 2005а]
Предивинский к-с, Енисейский кряж	637 ± 5.7 ²	-8.2	7.7	4.7	[Метелкин и др., 2004а]
600—530 млн лет					
Алешинская св., Енисейский кряж	600—550	-28.3	24.3	7.7	[Шацилло, 2006]
Карбонатные породы, Игарский р-он	560—530	-33.4	45.6	12.7	[Казанский, 2002]
Карбонатные породы, Лена-Анабарский р-он	560—530	-28.0	66.5	8.2	»
Айсинская св., Присаянье	600—545	-39.9	75.1	12.1	[Shatsillo et al., 2006]
Тасеевская сер., Енисейский кряж	600—545	-32.9	75.1	6.1	»
Тасеевская сер., Енисейский кряж	600—545	-41.0	91.0	15.4	[Павлов, Петров, 1997]
Ушаковская св., Прибайкалье	600—545	-31.6	63.8	9.8	[Shatsillo et al., 2005 ³]
Осадочные породы, Присаянье и Енисейский кряж	560—530	-29.5	74.1	4.5	[Shatsillo et al., 2006 ³]
Куртунская св., Прибайкалье	560—530	-25.3	54.5	12.0	[Shatsillo et al., 2005 ³]
Иркутская св., Прибайкалье	560—530	-36.1	71.6	3.2	»
Миньская св., Прибайкалье	600—530	-33.7	37.2	11.2	[Kravchinsky et al., 2001]
Шаманская св., Прибайкалье	600—530	-32.0	71.1	9.8	»
СРЕДНИЙ	~ 560	-33.9	62.2	8.9	
200—80 млн лет					
Осадочные породы, бассейн р. Лена	175—245	47.0	129.0	9.0	[Pisarevsky, 1982]*
Базальты Тугнуйской впадины, Забайкалье	180—200	43.3	131.4	23.0	[Cogné et al., 2005]
Осадочные породы, Приверхоьяне	170—160	59.3	139.2	5.7	[Метелкин и др., 2008]
Бадинская св., Забайкалье	150—160	64.4	161.0	7.0	[Kravchinsky et al., 2002]
Ичетуйская св., Забайкалье	150—160	63.6	166.8	8.5	[Метелкин и др., 2007б]
Осадочные породы, Приверхоьяне	140—120	67.2	183.8	7.8	[Метелкин и др., 2008]
Хилокская св., Забайкалье	110—130	72.3	186.4	6.0	[Метелкин и др., 2004б]
Интузии, Минусинский прогиб	74—82	82.8	188.5	6.1	[Метелкин и др., 2007в]

¹ Возраст указан по данным [Gladkochub et al., 2006].

² Возраст указан по данным [Верниковский и др., 1999].

³ «Аномальное» (недипольное) поле по представлениям авторов определения.

* [Pisarevsky, 1982] — определение № 4417 из базы IAGA GPMDB (<http://www.ngu.no/geodynamics/gpmbd/>).

и сохранившейся в них намагниченности. Несмотря на описанные трудности, наблюдаемые полюсы для интервала венд—ранний кембрий распределены преимущественно вдоль предполагаемого тренда.

Также нет однозначного обоснования для раннемезозойского участка ТКДП из-за отсутствия достоверных данных для среднего и позднего триаса. Совмещение палеозойского и построенного поздне-мезозойского трендов (см. рис. 1, табл. 2) предполагает наличие в ТКДП ярко выраженного каспа (участка с резким изменением направления кажущегося движения полюса). Наличие этого каспа, вероятно, не связано с тектоническими причинами, а обусловлено методикой построения ТКДП, когда сглаживание наблюдаемых данных проводится по интервалам.

Собственно поздне-мезозойский интервал траектории КДП основан на палеомагнитных данных, полученных по территории Приверхоьянского прогиба и юго-западной периферии Сибирской платформы и обобщенных в работе [Metelkin et al., 2010]. В том числе показано, что поздне-мезозойские полюсы Сибири имеют систематическое отклонение от референтных полюсов Европы [Besse, Courtillot, 2002]. Угловое различие в положении юрских полюсов Сибири и Европы достигает 45° и постепенно сокращается к концу мела [Метелкин и др., 2008]. Причиной такого различия являются сдвиговые перемещения

Таблица 2.

Расчетная ТКДП Сибири

Мезозой				Палеозой				Неопротерозой			
Время, млн лет	PLat	PLong	A ₉₅	Время, млн лет	PLat	PLong	A ₉₅	Время, млн лет	PLat	PLong	A ₉₅
80	81.3	188.2	6.7	240	52	155	8	560	-32.2	54.3	6.7
100	77.8	187.4	5.2	260	46	161	9	580	-30.0	46.7	7.4
120	70.2	183.9	4.2	280	42	158	9	600	-24.1	32.5	7.5
140	66.3	165.2	6.0	300	35	160	8	620	-16.7	19.6	7.7
160	62.1	150.3	7.8	320	29	158	8	640	-7.6	7.2	8.6
180	56.3	138.3	7.1	340	22	151	7	660	1.0	356.8	8.9
200	47.7	128.8	4.3	360	14	141	4	680	9.7	345.9	8.9
				380	6	136	4	700	18.0	332.4	7.9
				400	-2	130	6	720	22.0	320.9	6.7
				420	-10	120	9	740	21.9	311.7	6.7
				440	-18	117	10	760	17.6	301.2	7.1
				460	-25	116	9	780	11.2	295.3	6.1
				480	-32	120	7	800	4.6	293.2	4.7
				500	-36	129	8	820	-0.4	295.1	4.3
								840	-3.3	300.8	5.8
								860	-4.2	306.9	7.1
								880	-3.7	317.5	8.5
								900	-2.3	326.5	9.4
								920	0.2	339.0	9.8
								940	3.2	351.2	9.1
								960	6.8	3.9	7.4
								980	9.6	12.7	6.8
								1000	13.8	23.2	7.2
								1020	18.4	34.0	7.3
								1040	21.5	40.8	7.2

Примечание. Палеозойский интервал заимствован из [Печерский, Диденко, 1995]; для расчета мезозойского и неопротерозойского интервалов использованы наблюдаемые полюсы (см. табл. 1), которые сглажены сначала, используя сплайн-метод [Enns, 1986; Torsvik, Smethurst, 1999], а затем, методику «скользящего окна» (окно осреднения 50 млн лет, полюсы через 20 млн лет) [Irving, Irving, 1982; Besse, Courtillot, 2002]; PLat, PLong — широта и долгота полюса; A₉₅ — радиус 95 % овала доверия.

между Сибирским и Европейским тектоническими доменами, масштабы которых оцениваются первыми сотнями километров. Под термином «домен» в данном случае понимается область, имеющая внутреннюю гетерогенную структуру, но выступающая в качестве тектонически жесткого блока литосферы. Под тектонической жесткостью понимается отсутствие масштабных деформаций, которые могли бы привести к взаимным перемещениям или существенным поворотам блоков, составляющих внутреннюю структуру домена. Исходя из ТКДП, Сибирский домен в составе Евразийской плиты в юрское время, находясь в высоких широтах Северного полушария, испытывал общий дрейф южного направления (максимальная скорость составляла 10—12 см/год) с постепенным поворотом по часовой стрелке (амплитудой до 2.5 град./млн лет). К рубежу юра—мел Сибирь достигла своих современных координат и далее испытывала в основном только вращение по часовой стрелке амплитудой не более 0.5—1 град./млн лет [Metelkin et al., 2010].

ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

Неопротерозойский этап. Историю Сибирской континентальной плиты или палеоконтинента закономерно начать с момента распада Родинии. Неопротерозойский этап тектонической истории отвечает этому времени [Li et al., 2008]. Совокупность имеющихся геологических и палеомагнитных данных свидетельствует о том, что на рубеже мезопротерозоя и неопротерозоя Сибирский кратон являлся частью Родинии и мог представлять «гигантский полуостров» на северо-востоке суперконтинента [Метелкин и др., 2007а; Pisarevsky et al., 2008]. В современных координатах Сибирь продолжала Лаврентию к северу так, что западная окраина Сибири являлась продолжением западной окраины Лаврентии (рис. 2).

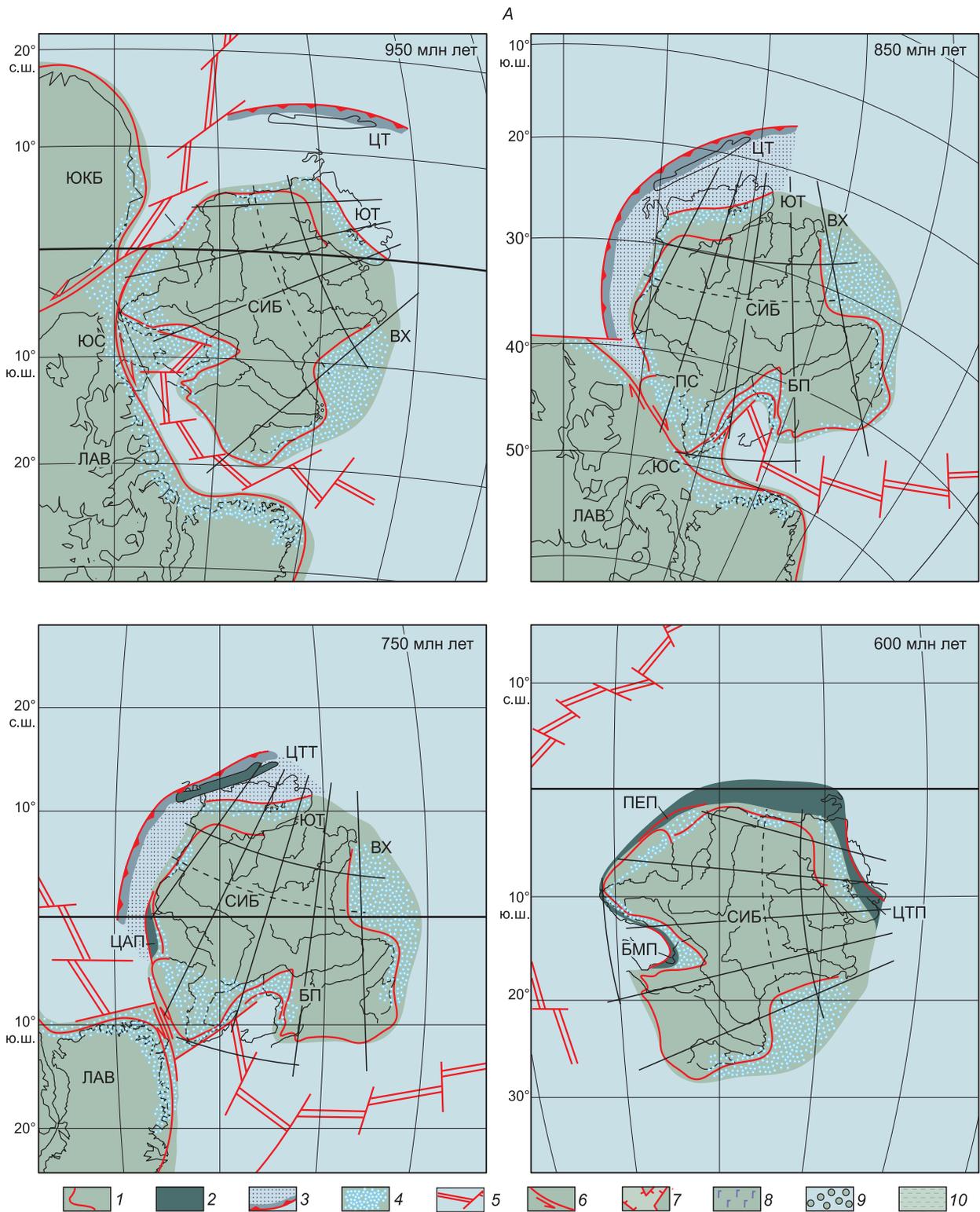
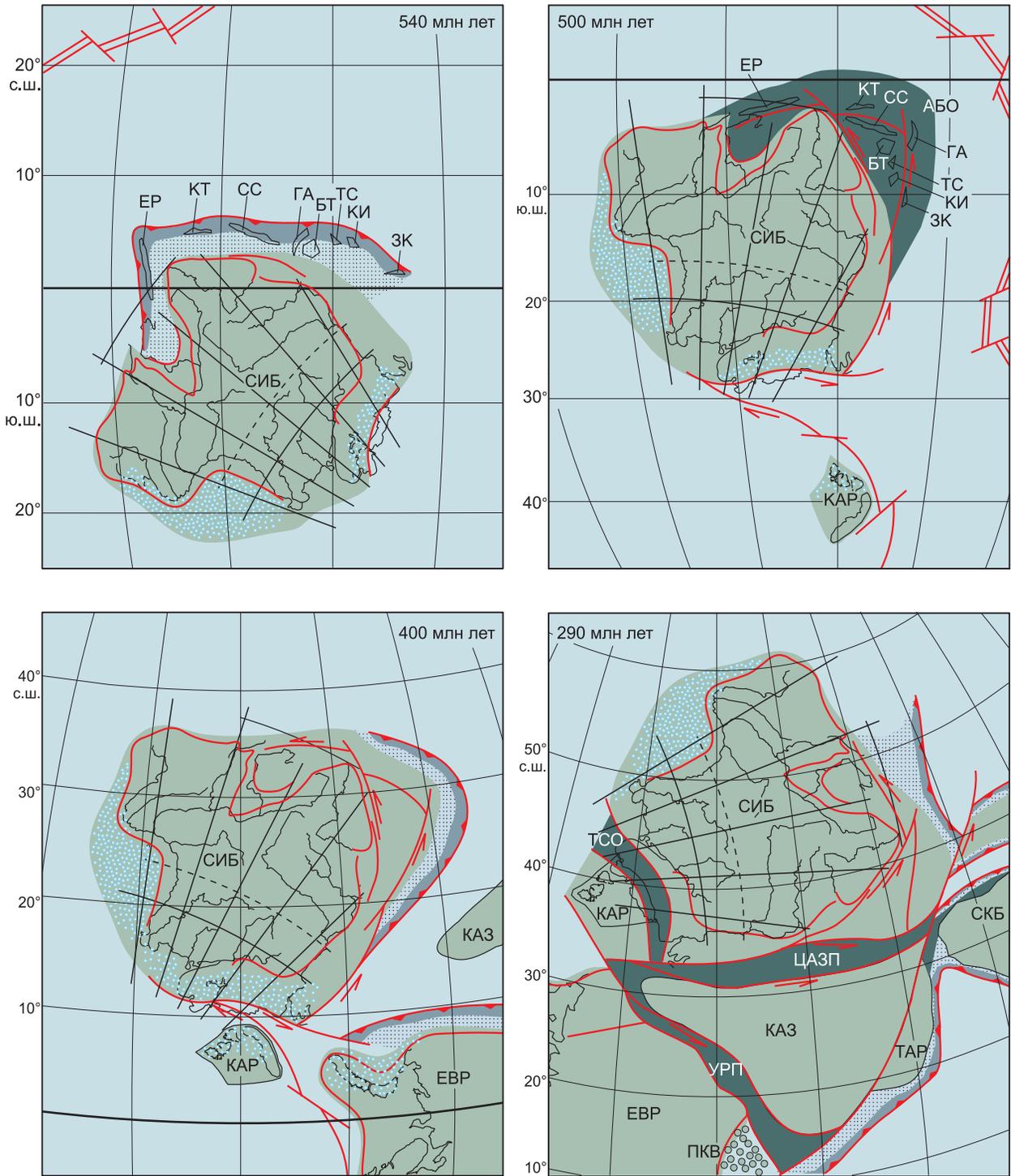


Рис. 2. Палеотектоническая реконструкция эволюции Сибирского палеоконтинента и его окраин для неопротерозоя (А), для палеозоя (Б).

1 — континентальные массивы и наиболее важные контуры; 2 — аккреционные структуры, орогенетические пояса соответствующего возраста; 3 — субдукционные системы, включая вулканические пояса и тыловые бассейны; 4 — краевые моря, шельфовые бассейны пассивных континентальных окраин; 5 — предполагаемое положение зон спрединга; 6 — принципиальное простирание трансформно-сдвиговых зон с указанием кинематики сдвига; 7 — схематическая область утонения континентальной коры в пределах Западно-Сибирской грабен-рифтовой системы; 8 — схематическое распространение платобазальтов Сибирской трапповой формации перми-триаса; 9 — остаточные бассейны с субокеанской корой; 10 — схематическое распространение мезозойско-кайнозойских отложений Западно-Сибирского осадочного бассейна. Буквенные сокращения на рисунках: континентальные

Б



блоки: СИБ — Сибирский, ЕВР — Восточно-Европейский, КАР — Карский, КАЗ — Киргизско-Казахстанский, ЛАВ — Северо-Американский (Лаврентия), СКБ — Северо-Китайский, ТАР — Таримский, ЮКБ — Южно-Китайский; бассейны пассивных окраин, окраинные моря: ВХ — Верхоянский, БП — Байкало-Патомский, ПС — Присаянский, ЮС — Южно-Сибирский (гипотетический), ЮТ — Южно-Таймырский; орогенные пояса: АБО — Алтае-Байкальский ороген, БМП — Байкало-Муйский пояс, ВЧП — Верхояно-Чукотский пояс, МОП — Монголо-Охотский пояс, ПЕП — Приенисейский пояс, ТСО — Таймырско-Североземельский ороген, УРП — Уральский пояс, ЦАП — Центрально-Ангарский пояс, ЦАЗП — Центрально-Азиатский (позднепалеозойский) пояс, ЦТТ — Центрально-Ангарский террейн, ЦТП — Центрально-Таймырский пояс; островодужные террейны, фрагменты активной континентальной окраины и вулканоплутонические пояса: БТ — Батеневский, ГА — Горноалтайский, ЕР — Еравнинский, ЗК — Золотокитатский, КИ — Кийский, КТ — Куртушибинский, СС — Северосаянский, ТС — Терсинский, ЦТ — Центрально-Таймырский, ОЧВП — Охотско-Чукотский вулканоплутонический пояс, другие структуры: ПКВ — Прикаспийская впадина, ЗСП — Западно-Сибирская плита.

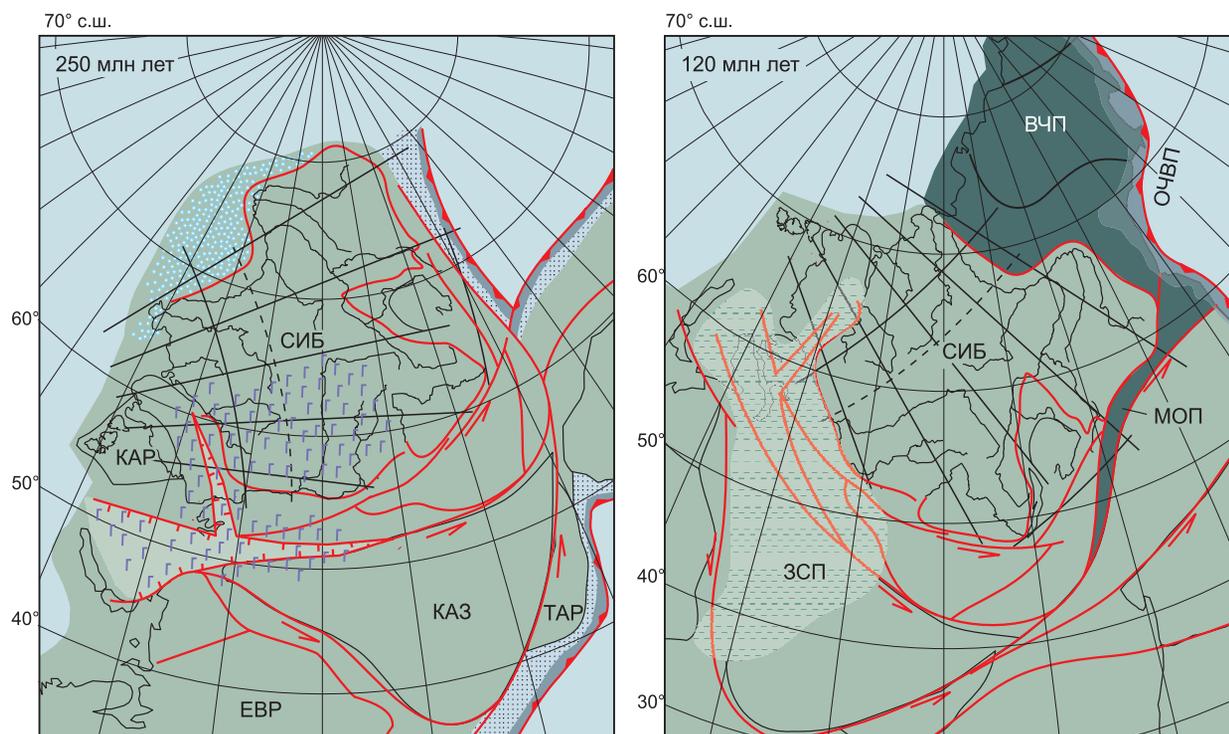


Рис. 3. Палеотектоническая реконструкция мезозойской эволюции территории Сибири.

Усл. обозн. и буквенные сокращения см. на рис. 2.

Обзор геологических сведений о структурном положении, составе, условиях формирования, возрасте позднемезопротерозойских и раннеопротерозойских комплексов, распространенных на окраинах Сибирского кратона, показывает, что этот этап геологической истории практически по всей периферии континента связан с доминирующими условиями континентального шельфа [Pisarevsky, Natarov, 2003; Pisarevsky et al., 2008; Верниковский и др., 2009; Хераскова и др., 2010]. Современная северо-западная окраина Сибири, так же как западная и восточная окраины [Семихатов и др., 2000; Petrov, Semikhatov, 2001], представляла собой пассивную континентальную окраину с типичным комплексом осадочных пород [Pisarevsky, Natarov, 2003]. Активный тектонический режим, вероятно, характеризует только южную окраину [Rainbird et al., 1998; Павлов и др., 2002; Ярмолюк и др., 2005; Гладкочуб и др., 2007; Метелкин и др., 2007а]. Здесь в это время формируется ряд комплексов, которые могут быть сопоставлены с режимом внутриконтинентального рифтогенеза или активной стадии развития океана (см. рис. 2, А). К ним, в том числе, могут быть отнесены sill и дайки типа MORB с возрастом 950—1000 млн лет, прорывающие осадочную последовательность Учуро-Майского региона на юго-востоке кратона [Rainbird et al., 1998; Павлов и др., 2002]. С развивающимся океанским бассейном связаны геологические комплексы различных геодинамических обстановок Байкало-Муйской аккреционной системы и обрамления Гарганской глыбы с возрастом от 850 до 1050 млн лет [Парфенов и др., 1996; Kuzmichev et al., 2001; Khain et al., 2003; Гордиенко, 2006].

По совокупности палеомагнитных данных предполагается, что процесс дезинтеграции вдоль южной окраины Сибири проходил в течение более чем 200 млн лет постепенно с востока на запад (в современных координатах Сибири) на фоне сдвига, связанного с вращением кратона [Метелкин и др., 2007а]. Подобное мнение высказано ранее [Ярмолюк, Коваленко, 2001]. Однако уже 950 млн лет назад мы предполагаем наличие узкого бассейна, типа Красного моря, вытянутого от Байкальской до Учуро-Майской окраины Сибирского кратона (см. рис. 2, А). Взаимоотношения главных структур в области перехода океан—континент вблизи Байкальской окраины могли напоминать кайнозойскую тектоническую картину Восточной Якутии, где дивергентные структуры хр. Гаккеля «обрезаны» крупной трансформой, а на континенте сформировано большое количество относительно мелких рифтовых впадин (авлакогенов), соответствующих по простиранию древним сутурным зонам [Тектоника..., 2001]. В этом смысле важной неопротерозойской трансензионной структурой представляется Ачитканский шов. Вся Прибайкальская окраина рассматривается как область рифтогенного дробления, над которой оформился крупный окраинно-континентальный осадочный бассейн.

В качестве определенной альтернативы, которая также вполне удовлетворяет имеющемуся набору палеомагнитных данных, следует напомнить модель С.А. Писаревского и Л.М. Натапова, в которой между южной окраиной Сибири и северной окраиной Лаврентии реконструируется пространство величиной до 20° (более 2000 км) [Pisarevsky, Natapov, 2003]. Согласно интерпретации авторов, это пространство соответствует палеоокеану, из чего следует независимая от Родинии тектоническая история Сибирского кратона в качестве отдельного палеоконтинента уже на рубеже 1 млрд лет назад. Однако следуя этой гипотезе, крайне непонятны причины сходства неопротерозойских интервалов ТКДП Сибири и Лаврентии. Почему независимые друг от друга континентальные плиты, разделенные океаном, в течение сотен миллионов лет испытывали согласующиеся перемещения, которые записаны в виде палеомагнитного следа довольно замысловатой формы? В каком режиме эволюционировал разделяющий их океанический бассейн?

Позднее, в реконструкциях, опубликованных при участии тех же авторов [Pisarevsky et al., 2008; Li et al., 2008], указанное пространство «заполнено» неизвестным континентальным массивом, предположительно блоками гипотетической Арктиды, субконтинента, реликты которого расположены сейчас в Арктическом секторе. К ним отнесены Карский блок, Новосибирский блок (Новосибирские острова и прилегающие к ним шельфы), блок Северной Аляски (к северу от хр. Брукса) и Чукотки, а также небольшие фрагменты Иннуитского складчатого пояса на севере Гренландии (Земля Пири, северная часть о-вов Элсмир и Аксель-Хейберг), а также, возможно, структуры Свальбардской плиты (арх. Шпицберген, Земля Франца-Иосифа, Новая Земля) [Зоненшайн, Натапов, 1987; Kuznetsov et al., 2010]. Такой вариант в соответствии с нашими построениями вполне допустим, для этого потребуется небольшая корректировка эйлеровых полюсов, использованных для сопоставления палеомагнитных данных и современных контуров кратонов. Однако это существенно не изменит предложенную модель распада системы Сибирь—Лаврентия. Различия будут состоять лишь в том, что реконструируемые тектонические границы будут связывать южную границу Сибири и блоки Арктиды, расположенные на северной периферии Лаврентии.

Исходя из модели, к рубежу 750 млн лет назад Сибирь была сдвинута вдоль северной окраины Лаврентии на расстояние до 2 тыс. км и ее юго-западный край находился в непосредственной близости от северной окраины Гренландии (см. рис. 2, А). К этому времени происходит трансформация режима пассивной континентальной окраины на западе, севере [Vernikovsky et al., 2003] а, возможно, и юге Сибири [Khain et al., 2003; Зорин и др., 2009; Хераскова и др., 2010] в активную, с образованием поздне-неопротерозойских систем островных дуг. Активный пояс островодужного магматизма, вероятно, был отделен от континентальной окраины довольно обширным бассейном, чтобы обеспечить в пределах западной и северо-западной окраин Сибири доминирующий режим спокойного шельфа, идентифицируемый практически повсеместно [Pisarevsky, Natapov, 2003].

Этап аккреции неопротерозойских островных дуг к Сибирскому континенту с формированием Центрально-Таймырского, Приенисейского и Байкало-Муйского поясов отмечается в начале венда (см. рис. 2) [Kuzmichev et al., 2001; Pease et al., 2001; Dobretsov et al., 2003; Vernikovsky et al., 2004; Зорин и др., 2009; Хераскова и др., 2010]. Соответствующий возраст этого события на западе и севере Сибири доказан комплексом изотопно-геохимических данных [Vernikovsky, Vernikovskaya, 2001; Верниковский, Верниковская, 2006]. На юге Сибири, в байкальской части, такие данные пока малочисленны, однако наличие структурного несогласия в основании вендско-кембрийской терригенно-карбонатной толщи окраинно-континентального генезиса, перекрывающей метаморфизованные вулканогенные образования неопротерозойской островной дуги, определенно указывают на предвендскую или ранневендскую фазу деформации сжатия [Зорин и др., 2009]. Возможно, Байкальская окраина имела несколько своеобразную тектоническую историю. Неопротерозойская островодужная система могла функционировать довольно далеко от рассматриваемой территории [Kuzmichev et al., 2001]. В результате сложных амальгамационных процессов в пределах океана был сформирован крупный супертеррейн, включавший офиолиты, островодужные и кратонные террейны. Перед вендом целостность его была нарушена. Одна из отчленившихся частей, соответствующая Байкало-Муйскому аккреционному поясу, была сдвинута и присоединена к Сибирскому кратону [Kuzmichev et al., 2001; Беличенко и др., 2006]. В результате дробления супертеррейна, наряду с Байкало-Муйским, могли быть обособлены Тувино-Монгольский, Дзабханский, Центрально-Монгольский массивы [Kuzmichev et al., 2001], которые входят в состав каледонских орогенных поясов юго-западного обрамления Сибирского кратона.

Поздне-неопротерозойские аккреционные структуры Центрально-Таймырского пояса на северной окраине Сибирского кратона также с несогласием перекрыты венд-палеозойским комплексом пассивной континентальной окраины со свойственным платформенным режимом развития [Верниковский, 1996]. Такой же геодинамический режим характеризует западную приенисейскую краевую часть Сибирского палеоконтинента в венде—кембрии [Советов и др., 2000; Верниковский, Верниковская, 2006; Верниковский и др., 2009]. На фоне накопления мелководных морских карбонатных и карбонатно-сланцевых от-

ложений, на границе Центрального и Южного Таймыра в начале венда формируется глубоководный бассейн с отчетливыми чертами линейно вытянутого прогиба, который, как предполагается [Хайн, 2001], смыкается на востоке с аналогичным бассейном внутренних районов Верхоянской системы. Ось этого глубоководного трога располагалась южнее зоны приращения Центрально-Таймырского аккреционного блока к континенту, во фронтальной части крупного Пясино-Фаддеевского надвига, что позволяет рассматривать его формирование в качестве передового прогиба [Верниковский, 1996]. Завершился ранневендский орогенический этап окраинно-континентальным рифтогенезом и сопутствующим магматизмом, ярко проявленным на юго-западе Сибирского палеоконтинента [Верниковский и др., 2008].

Палеозойский этап. Неопротерозойская трансформно-сдвиговая кинематика формирования и преобразования океанских бассейнов вокруг Сибири сохранилась в палеозое (рис. 2, Б). В ходе палеозойских аккреционного-коллизийных событий сдвиги играли важную роль. С конца неопротерозоя и вплоть до мезозоя Сибирь эволюционировала как самостоятельная система взаимодействующих океанской и континентальной плит. В течение этого времени кратон испытывал дрейф преимущественно северного направления из области экваториальных широт Южного полушария ($\sim 10^\circ$ ю.ш.) в конце докембрия к высоким широтам Северного полушария ($\sim 50^\circ$ с.ш.) в конце палеозоя [Печерский, Диденко, 1995; Cocks, Torsvik, 2007]. Согласно палеомагнитным данным, континентальная плита постепенно была развернута по часовой стрелке на угол около 180° и к началу триаса северная окраина Сибири была обращена на запад (см. рис. 2, Б).

После относительно короткого перерыва в начале венда режим активной континентальной окраины на юго-западе (в современных координатах) Сибирского палеоконтинента был возобновлен [Dobretsov et al., 2003]. Наиболее древние субдукционные ассоциации пород в пределах раннекаледонской части Алтае-Байкальского сектора Центральной Азии имеют возраст около 570 млн лет, но основной этап островодужного магматизма, несомненно, приходится на интервал 540—520 млн лет назад [Khain et al., 2003]. В соответствии с имеющимися палеомагнитными данными [Metelkin et al., 2009] реконструируемые в этом регионе венд-кембрийские островные дуги представляли фрагменты единой системы, которые маркировали протяженную зону погружения океанской плиты вдоль всей западной (в современных координатах) периферии Сибирского континента, наподобие современной тихоокеанской окраины Евразии (см. рис. 2, Б). Деформация этой островодужной системы на этапе аккреции к кратону в конце кембрия—ордовике обусловлена поворотом Сибирского палеоконтинента по часовой стрелке. Такая кинематика в обстановке сжатия на границе континентальной и океанской плит привела к формированию сдвиговых зон на периферии континента и вследствие этого деформации образованной в конце венда—раннем кембрии системы островных дуг. Перемещения фрагментов этой системы могли происходить по сдвигам, расположенным как в тылу, так и вдоль зон косой субдукции (см. рис. 2, Б). В результате вращения структуры периферии континента «отставали», сдвигались, формируя отдельные тектонические чешуи, которые, взаимодействуя друг с другом, испытывали сложные перемещения [Берзин, 1995; Кунгурцев и др., 2001; Metelkin et al., 2009].

К концу кембрия—в ордовике, после аккреции островных дуг, тектоническая картина на западе—юго-западе в современных координатах Сибири приобрела черты, напоминающие современную. Палеомагнитные полюсы для Сибири и террейнов Алтае-Байкальской области близки между собой, хотя полностью не совпадают [Metelkin et al., 2009]. Небольшие различия в положении полюсов указывают на то, что интенсивная деформация палеоостроводужной системы и задуговых бассейнов при ведущей роли сдвигов, начавшаяся в кембрии, продолжалась в течение всего палеозоя [Филлипова и др., 2001; Буслов и др., 2003; Van der Voo et al., 2006; Metelkin et al., 2009].

На севере Сибири раннепалеозойский (вендско-девонский) интервал характеризуется ростом Анабарского поднятия и формированием окружающих его крупных синформ, занятых эпиконтинентальными морями, в пределах которых формировались преимущественно карбонатные отложения [Богданов и др., 1998]. Также продолжал свое развитие глубоководный трог, образовавшийся в конце докембрия на месте передового прогиба вдоль фронта надвигов Центрально-Таймырского пояса. Смена тектонического режима на таймырской окраине отмечается в каменноугольное время, когда начинается формирование коллизийного орогена, сопровождающееся гранитоидным магматизмом и региональным метаморфизмом, а карбонатные осадки начали вытесняться терригенными [Верниковский и др., 1995; Верниковский, 1996]. Качественная смена осадконакопления фиксирует появление нового источника сноса. Палеотектонический анализ, выполненный с использованием палеомагнитных данных, показывает, что это событие обусловлено началом взаимодействия окраины Сибири с Карским микроконтинентом в режиме косой коллизии при ведущей роли сдвигов [Metelkin et al., 2005]. Определяющее значение в палеозойской тектонике Карского геоблока играли трансформные зоны, «связывающие» арктические окраины Сибири и Балтики. Они обусловили сдвиговое перемещение Карской микроплиты в северном направлении из субтропической зоны Южного полушария к приэкваториальным широтам Северного полушария с одновременным поворотом против часовой стрелки. Сдвиговая тектоника полностью опре-

делила стиль деформации палеозойской окраины на севере Сибири в ходе коллизионного события в позднем карбоне—перми [Верниковский, 1996; Metelkin et al., 2005] и проходила на фоне разнонаправленного вращения континентальных масс Карского и Сибирского континентов, что хорошо вписывается в общую геотектоническую картину (см. рис. 2, Б). Определенную проблему представляет отсутствие палеозойских субдукционных комплексов, которые, вероятно, должны были быть в пределах Главного таймырского шва, если предполагать пространство с океанской корой между Сибирью и Карским микроконтинентом. Очевидным объяснением, вытекающим из представленной модели, является мягкое взаимодействие сиалических масс при главенствующей роли сдвигов, в условиях косога трансформного сближения и последующего столкновения. Заключительные стадии развития орогена на границе перми и триаса привели к формированию крупных зон растяжения перед фронтом складчатых сооружений и предопределили формирование в этом сегменте пояса крупной депрессии — Енисей-Хатангского прогиба.

Мезозойский этап. Континентальный рифтогенез на рубеже перми и триаса наиболее ярко проявлен в Западной Сибири (рис. 3). К началу мезозоя оформилась не только складчато-покровная структура Таймыро-Североземельской области. В результате закрытия докембрийско-раннепалеозойских океанов была сформирована общая структура Центрально-Азиатского пояса, сшивающего континентальные массы Сибирского и Восточно-Европейского кратонов в составе Евразийской плиты, которая, в свою очередь, оформила основную структуру лавразийской части Пангеи. Этот ключевой момент в тектонической истории Сибири ознаменован грандиозным трапповым магматизмом, связанным с действием крупнейшего мантийного плюма [Добрецов, 1997]. В пределах Сибирской платформы платобазальты сконцентрированы в Тунгусской синеклизе и продолжают под Енисей-Хатангским прогибом до Южного Таймыра включительно. Западнее, в пределах Западно-Сибирской плиты, трапповые формации отмечены под мезозойско-кайнозойским чехлом осадков вплоть до Восточно-Уральского прогиба. Здесь они приурочены к грабен-рифтам Колтогоро-Уренгойской системы, но вскрываются скважинами и между ними. Поля платобазальтов протягиваются далее на север, покрывая дно Карского и Баренцева морей [Dobretsov, Vernikovskiy, 2001; Добрецов, 2005]. Проявления сибирской трапповой формации обнаружены также в пределах Новосибирских островов [Kuzmichev, Pease, 2007]. Наиболее южным сателлитом сибирских траппов можно назвать структуры Кузнецкого прогиба [Добрецов, 2005; Казанский и др., 2005; Буслов и др., 2010]. Корреляция имеющихся палеомагнитных и геохронологических данных свидетельствуют о том, что формирование Сибирской трапповой провинции происходило исключительно быстро. Продолжительность интенсивного магматизма в разных районах от 1 до 5 млн лет [Казанский и др., 2005; Добрецов, 2005; Буслов и др., 2010] и контролируется на юге (Кузнецкий прогиб) и, вероятно, западе (Западная Сибирь) и севере (Енисей-Хатангский прогиб) крупноамплитудными сдвигами (см. рис. 3). Анализ палеомагнитных данных для рубежа перми—триаса дает основание утверждать, что внутриплитные сдвиговые деформации, обусловленные вращением Сибирского тектонического домена Евразийской плиты по часовой стрелке, являются вероятной причиной формирования субмеридиональной системы грабеновых структур в основании Западной Сибири, положившей начало образованию здесь крупного мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна [Баженов, Моссаковский, 1986; Роль..., 1997]. Восточным ответвлением этой сдвиговой системы, обусловившей рифтогенез в Западной Сибири, являются структуры растяжения, приуроченные к фронтальным надвигом Южного Таймыра. Осевой грабен Енисей-Хатангского прогиба и одновозрастные грабен-рифты Уренгой-Колтогорской системы [Аплонов, 1989; Хаин, 2001] образуют некоторое подобие тройного сочленения, что хорошо укладывается в сдвиговую модель.

Со сдвиговой тектоникой, обусловленной поворотом Сибирского домена Евразийской плиты относительно Европейского, мы отождествляем режим сжатия и деформации, проявившиеся в мезозое на юго-западе Сибири, в пределах Алтае-Саянской области [Баженов, Моссаковский, 1986; Metelkin et al., 2009, 2010]. Сдвиговые перемещения описанной кинематики внутри Евразийского континента продолжались вплоть до конца мезозоя, что подтверждается систематическим расхождением мезозойских полюсов Сибири и Восточной Европы [Метелкин и др., 2008; Metelkin et al., 2010]. Построенная модель (см. рис. 3) предполагает, что деформация коры Центральной Азии на фоне общего поворота Евразийской плиты по часовой стрелке связана с перемещениями отдельных составляющих ее композитной структуры (Сибирский, Европейский и Казахстанский тектонические домены) по системе крупных сдвиговых зон левосторонней кинематики [Metelkin et al., 2010]. Деформация Монголо-Китайской территории плиты также связана с функционированием серии сдвиговых зон, по которым происходит расчленивание коры на фоне постепенного продвигавшегося с запада на восток (в современных координатах) закрытия Монголо-Охотского залива Палеоокеана, разделявшего сибирскую окраину Евразии и палеозойский коллаж террейнов территории Монголии и Китая. Геологические следствия такой тектоники согласуются с представлениями, высказанными в работах [Баженов, Моссаковский, 1986; Роль..., 1997; Natal'in, Şengör, 2005; Van der Voo et al., 2006]. Сдвиговые перемещения Сибирского домена с

поворотом по часовой стрелке в силу конфигурации главных структурных границ обусловили устойчивый режим сжатия в пределах Центрально-Азиатской провинции (юго-западное обрамление Сибирского кратона) и, напротив, режим растяжения на севере Западно-Сибирской провинции. При этом перемещения имели дискретный характер, что проявляется в реконструируемой многоэтапности главных эпох орогении [De Grave et al., 2007; Буслов и др., 2008], приуроченности сдвигов и других структурных форм, нарушающих первоначальную целостность мезозойского осадочного комплекса Западной Сибири к определенным временным рубежам [Беляков и др., 2000; Филиппович, 2001; Короновский и др., 2009].

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Тектоническая эволюция Сибири в неопротерозое, палеозое и мезозое в глобальном плане может быть сопоставлена с процессами сбора и распада двух суперконтинентов: Родинии и Пангеи. Трансформация одного тектонического события на окраинах Сибири в другое часто определяется интенсивностью и масштабами сдвиговых перемещений.

В начале неопротерозоя Сибирский кратон в составе Родинии надстраивал Северо-Американский к северу так, что его западная, в современных координатах, окраина являлась продолжением западной окраины Лаврентии. Положение Сибири соответствует в это время экваториальным широтам. На окраинах Сибири преобладают процессы осадконакопления в условиях континентального шельфа. Кратон представляет собой гигантский полуостров.

К началу криогения кратон, оставаясь в составе Родинии, переместился на юг в субтропические широты. При этом вдоль южной окраины Сибири доминируют процессы рифтогенеза, которые контролируются вращением кратона против часовой стрелки, т.е. трансформными сдвигами. Дезинтеграция континентальных масс Сибири и Лаврентии и раскрытие океанского бассейна вдоль южной, в современных координатах, окраины Сибири проходили постепенно с востока на запад как результат сдвига. Отодвигание кратона в результате спрединга на юго-востоке дополняют процессы субдукции на противоположной северо-западной периферии. При этом связанные с субдукцией вулканические пояса отделены от кратона обширными окраинно-континентальными бассейнами.

Рубеж середины криогения (около 750 млн лет) мы рассматриваем как время окончательного отрыва Сибири от континентальных масс Лаврентии. Палеогеография Сибирского палеоконтинента вновь соответствует экваториальным широтам. Значительным событием этого времени также стало формирование Центрально-Ангарского орогенического пояса. Основной же этап аккреции «ранних» островных дуг с образованием на северо-западной периферии Сибирского континента Центрально-Таймырского и Приенисейского поясов пришелся на рубеж криогения и эдиакария.

В эдиакарское время Сибирский континент, окруженный океанами, находился в субэкваториальной области Южного полушария и был развернут так, что его западная (в современных координатах) окраина ориентирована субширотно и обращена на север.

В начале палеозоя вдоль этой окраины в экваториальной области Северного полушария была сформирована протяженная островодужная система. Трансформация структуры активной окраины в ходе ордовикской аккреции связана с дроблением коры и отставанием ее фрагментов при перемещении вдоль системы левых сдвигов на фоне общего вращения Сибирской плиты по часовой стрелке. Палеогеография континента в конце кембрия—ордовике продолжает соответствовать субэкваториальному поясу Южного полушария, однако ориентировка в пространстве изменилась так, что выросшая в размерах за счет Алтае-Байкальского орогена западная (в современных координатах) окраина обращена на восток и имеет субмеридиональное простирание.

К середине палеозоя Сибирский палеоконтинент, взаимодействуя с Балтикой через систему транс-океанских трансформ, которые связывали их северные (в современных координатах) окраины, перемещен в тропические широты Северного полушария. Эти крупноамплитудные сдвиговые системы, возникшие гораздо раньше, вероятно, еще в начале палеозоя, обеспечили перемещение к Сибири Карского микроконтинента. Геодинамика юго-западной (в современных координатах) окраины в это время связана с активной фазой закрытия палеоокеана при сближении с континентальными массами Казахстанского супертеррейна и Балтики.

Рубеж палеозоя и мезозоя при формировании Пангеи связан с амальгамацией Сибири с окружающими континентальными массами. Палеогеографическое положение Сибири соответствует умеренным широтам Северного полушария, его западная (в современных координатах) окраина вновь ориентирована субширотно, но обращена на юг, где расположены основные континентальные массы Пангеи. Сибирский кратон в составе Пангеи, так же как и в составе докембрийской Родинии, занимал периферическое положение. Открытой в океан оставалась Приверхоанская область континента. Становление позднепалеозойской структуры Центральной Азии, сшивающей Сибирский кратон с евразийской частью Пангеи

проходило на фоне сдвиговой тектоники. В частности, формирование покровно-чешуйчатой структуры таймырской части орогенического пояса обусловлено «мягким» взаимодействием Карского микроконтинента и Сибири в результате их косоугольного сближения и столкновения при вращении взаимодействующих плит в противоположных направлениях.

Главным событием эволюции Сибирской континентальной плиты в начале мезозоя является трапповый магматизм, связанный с действием обширного Сибирского плюма. Мы полагаем, что внутриконтинентальный рифтогенез на рубеже перми и триаса, сопутствующий плюмовому магматизму в Западной Сибири, контролировался сдвигами. Он приурочен к позднепалеозойским швам, которые реактивированы в результате продолжающегося с палеозоя вращения Сибирской континентальной плиты по часовой стрелке.

Структура Центральной Азии оставалась нестабильной вплоть до конца мезозоя. Внутриплитные перемещения левосторонней сдвиговой кинематики, связанные с вращением сибирской части Евразийской плиты продолжались, по палеомагнитным данным, вплоть до конца мела. В том числе постепенное с запада на восток закрытие Монголо-Охотского залива Палеоокеана проходило на фоне сдвигов, что обусловило современную структуру этой части Центрально-Азиатского орогенического пояса. Собственно Сибирский кратон в составе Евразийской плиты к концу мезозоя занимал уже близкие к современным высокие широты Северного полушария. До современного положения необходим поворот по часовой стрелке. А это позволяет предполагать, что сдвиговая составляющая, унаследованная от мезозойской тектоники, сохраняется и в кайнозойское время, хотя масштабы сдвигов, существенно меньше.

Таким образом, процессы сдвиговой тектоники представлены практически повсеместно и на всех интервалах геологической истории Сибирской плиты. Они определяли тектонический стиль эволюции структур Сибирского региона как на ранних этапах при формировании океанов, так и в ходе активной субдукции образованной океанской коры и, несомненно, на аккреционно-коллизионном, а также наиболее позднем — плитном этапах развития. Характерно, что реконструируемые сдвиговые зоны имеют огромную протяженность и, как правило, приурочены к границам крупных тектонических элементов, т.е. соответствуют процессу, как минимум, регионального, а чаще планетарного масштабов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 10-05-00230, 10-05-00128) и Отделения наук о Земле РАН (проект ОНЗ-10.1).

ЛИТЕРАТУРА

Аплов С.В. Палеогеодинамика Западно-Сибирской плиты // Сов. геология, 1989, № 7, с. 27—36.

Баженов М.Л., Моссаковский А.А. Горизонтальные перемещения Сибирской платформы в триасе, по палеомагнитным и геологическим данным // Геотектоника, 1986, № 1, с. 59—69.

Беличенко В.Г., Гелетий Н.К., Бараш И.Г. Баргузинский микроконтинент (Байкальская горная область): к проблеме выделения // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (10), с. 1049—1059.

Беляков С.Л., Бондаренко Г.Е., Иванюк В.В., Смирнов А.В. Новые данные о позднемезозойских сдвиговых деформациях чехла северной части Западно-Сибирской плиты // Докл. РАН, 2000, т. 372, № 4, с. 510—513.

Берзин Н.А. Тектоника Южной Сибири и горизонтальные движения континентальной коры: Автореф. дис. ... д.г.-м.н. Новосибирск, 1995, 51 с.

Богданов Н.А., Хаин В.Е., Розен О.М., Шипилов Э.В., Верниковский В.А., Драчев С.С., Костюченко С.Л., Кузьмичев А.Б., Секретов С.Б. Тектоническая карта морей Карского и Лаптевых и севера Сибири (масштаб 1:2 500 000): объяснительная записка. М., 1998, 127 с.

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

Буслов М.М., Кох Д.А., де Граве И. Мезозойско-кайнозойская тектоника и геодинамика Алтая, Тянь-Шаня и Северного Казахстана по результатам трекового датирования апатитов // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (9), с. 862—870.

Буслов М.М., Сафонова И.Ю., Федосеев Г.С., Рейков М., Дэвис К., Бабин Г.А. Пермтриасовый плюмовый магматизм Кузнецкого бассейна (Центральная Азия): геология, геохронология и геохимия // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (9), с. 1310—1328.

Верниковский В.А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 1996, 203 с.

Верниковский В.А., Верниковская А.Е. Тектоника и эволюция гранитоидного магматизма Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (1), с. 35—52.

Верниковский В.А., Неймарк Л.А., Пономарчук В.А., Верниковская А.Е., Киреев А.Д., Кузьмин Д.С. Геохимия и возраст коллизионных гранитоидов и метаморфитов Карского микроконтинента (Северный Таймыр) // Геология и геофизика, 1995, т. 36 (12), с. 50—64.

Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Черных А.И., Ковач В.П., Бережная Н.Г., Яковлева С.З. Новые U-Pb данные возраста формирования палеоостроводужного комплекса Предивинского террейна Енисейского края // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (2), с. 255—259.

Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Котов А.Б., Ковач В.П., Верниковская И.В., Матушкин Н.Ю., Ясенев А.М. Позднерифейский щелочной магматизм западного обрамления Сибирского кратона: результат континентального рифтогенеза или аккреционных событий? // Докл. РАН, 2008, т. 419, № 1, с. 90—94.

Верниковский В.А., Казанский А.Ю., Матушкин Н.Ю., Метелкин Д.В., Советов Ю.К. Геодинамическая эволюция складчатого обрамления и западная граница Сибирского кратона в неопротерозое: геолого-структурные, седиментологические, геохронологические и палеомагнитные данные // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (4), с. 502—519.

Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Станевич А.М., Складчиков Е.В., Пономарчук В.А. Комплексы-индикаторы процессов растяжения на юге Сибирского кратона в докембрии // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 22—41.

Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция поздних байкалитид и палеозоид складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (1), с. 53—70.

Добрецов Н.Л. Пермотриасовый магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение суперплюма // Докл. РАН, 1997, т. 354, № 2, с. 220—223.

Добрецов Н.Л. Крупнейшие магматические провинции Азии (250 млн лет): сибирские и эмейшаньские траппы (платобазальты) и ассоциирующие гранитоиды // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (9), с. 870—890.

Зоненшайн Л.П., Натапов Л.М. Тектоническая история Арктики // Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1987, № 425, с. 31—57.

Зорин Ю.А., Складчиков Е.В., Беличенко В.Г., Мазукабзов А.М. Механизм развития системы островная дуга—задуговой бассейн и геодинамика Саяно-Байкальской складчатой области в позднем рифее—раннем палеозое // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (3), с. 209—226.

Казанский А.Ю. Эволюция структур западного обрамления Сибирской платформы по палеомагнитным данным: Автореф. дис. ... д.г.-м.н. Новосибирск, 2002, 40 с.

Казанский А.Ю., Метелкин Д.В., Брагин В.Ю., Кунгурцев Л.В. Палеомагнетизм пермотриасового траппового комплекса Кузнецкого прогиба (Южная Сибирь) // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (11), с. 1107—1120.

Короновский Н.В., Гогоненков Г.Н., Гончаров М.А., Тимурзиев А.И., Фролова Н.С. Роль сдвига вдоль горизонтальной плоскости при формировании структур «пропеллерного» типа // Геотектоника, 2009, № 5, с. 50—64.

Кунгурцев Л.В., Берзин Н.А., Казанский А.Ю., Метелкин Д.В. Тектоническая эволюция структуры юго-западного обрамления Сибирской платформы в венде—кембрии по палеомагнитным данным // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (7), с. 1042—1051.

Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Белоносов И.В. Палеомагнетизм вулканогенных комплексов Предивинского террейна Енисейского края и геодинамические следствия // Докл. РАН, 2004а, т. 399, № 1, с. 90—94.

Метелкин Д.В., Гордиенко И.В., Жао Х. Палеомагнетизм нижнемеловых вулканитов Забайкалья: свидетельство в пользу мезозойских сдвиговых перемещений в структуре Центральной Азии // Геология и геофизика, 2004б, т. 45 (12), 1404—1417.

Метелкин Д.В., Белоносов И.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Станевич А.М. Палеомагнитные направления в интрузиях нерсинского комплекса Бирюсинского Присяянья как отражение тектонических событий в неопротерозое // Геология и геофизика, 2005а, т. 46 (4), с. 398—413.

Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю., Белоносов И.В. Сибирский кратон в структуре суперконтинента Родиния: анализ палеомагнитных данных // Докл. РАН, 2005б, т. 404, № 3, с. 389—394.

Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю. Неопротерозойский этап эволюции Родинии в свете новых палеомагнитных данных по западной окраине Сибирского кратона // Геология и геофизика, 2007а, т. 48 (1), с. 42—59.

Метелкин Д.В., Гордиенко И.В., Климук В.С. Палеомагнетизм верхнеюрских базальтов Забайкалья: новые данные о времени закрытия Монголо-Охотского океана и мезозойской внутриплитной тектонике Центральной Азии // Геология и геофизика, 2007б, т. 48 (10), с. 1061—1073.

Метелкин Д.В., Казанский А.Ю., Брагин В.Ю., Цельмович В.А., Лавренчук А.В., Кунгурцев Л.В. Палеомагнетизм поздне меловых интрузий Минусинского прогиба (Южная Сибирь) // Геология и геофизика, 2007в, т. 48 (2), с. 238—253.

Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю., Каширцев В.А., Брагин В.Ю., Кунгурцев Л.В. Мезозойский интервал траектории кажущегося движения полюса Сибирского домена Евразийской плиты // Докл. РАН, 2008, т. 418, № 4, с. 500—505.

Метелкин Д.В., Благовидов В.В., Казанский А.Ю. История формирования карагасской серии Бирюсинского Присяяня: синтез палеомагнитных и литолого-фациальных данных // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (8), с. 1114—1133.

Павлов В.Э., Петров П.Ю. Палеомагнетизм рифейских отложений Иркинеевского поднятия Енисейского кряжа — новый довод в пользу единства Сибирской платформы в среднем рифее // Физика Земли, 1997, № 6, с. 42—55.

Павлов В.Э., Галле И., Шацилло А.В. Палеомагнетизм верхнерифейской лахандинской серии Учуро-Майского района и гипотеза позднепротерозойского суперконтинента // Физика Земли, 2000, № 8, с. 23—34.

Павлов В.Э., Галле И., Петров П.Ю., Журавлев Д.З., Шацилло А.В. Уйская серия и поздне-рифейские силлы Учуро-Майского района: изотопные, палеомагнитные данные и проблема суперконтинента Родиния // Геотектоника, 2002, № 4, с. 26—41.

Павлов В.Э., Галле И., Шацилло А.В., Водозовов В.Ю. Палеомагнетизм нижнего кембрия долины нижнего течения р. Лена — новые ограничения на кривую кажущейся миграции полюса Сибирской платформы и аномальное поведение геомагнитного поля в начале фанерозоя // Физика Земли, 2004, № 2, с. 28—49.

Парфенов Л.М., Булгатов А.Н., Гордиенко И.В. Террейны и формирование орогенных поясов Забайкалья // Тихоокеанская геология, 1996, т. 15, № 4, с. 3—15.

Печерский Д.М., Диденко А.Н. Палеоазиатский океан: петромагнитная и палеомагнитная информация о его литосфере. М., ОИФЗ РАН, 1995, 298 с.

Роль сдвиговой тектоники в структуре литосфер Земли и планет земной группы / Ред. П.С. Воронов. СПб., Наука, 1997, 591 с.

Семихатов М.А., Овчинникова Г.В., Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Васильева И.М., Гороховский Б.М., Подковыров В.Н. Изотопный возраст границы среднего и верхнего рифея: Pb-Pb-геохронология карбонатных пород лахандинской серии, Восточная Сибирь // Докл. РАН, 2000, т. 372, № 2, с. 216—221.

Советов Ю.К., Благовидов В.В., Лучинина В.А., Ромашко А.И. Вендские отложения на западе Енисейского кряжа // Докл. РАН, 2000, т. 372, № 2, с. 222—224.

Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Ред. Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин. М., Наука/Интерпериодика, 2001, 571 с.

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

Филиппович Ю.В. Новая концепция тектонического строения фундамента и осадочного чехла Западно-Сибирской плиты // Геология нефти и газа, 2001, № 5, с. 51—62.

Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М., Научный мир, 2001, 604 с.

Хераскова Т.Н., Буш В.А., Диденко А.Н., Самыгин С.Г. Распад Родинии и ранние стадии развития Палеоазиатского океана // Геотектоника, 2010, № 1, с. 5—28.

Храмов А.Н. Стандартные ряды палеомагнитных полюсов для Северной Евразии: связь с проблемами палеогеодинамики территории СССР // Палеомагнетизм и палеогеодинамика территории СССР, Л., ВНИИГРИ, 1991, с. 135—149.

Шацилло А.В. Палеомагнетизм венда юга Сибирской платформы и некоторые аспекты позднекембрийской геодинамики: автореф. дис. ... к.г.-м.н. М., ОИФЗ РАН, 2006, 31 с.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Позднерифейский раскол Сибири и Лаврентии в проявлениях внутриплитного магматизма // Докл. РАН, 2001, т. 379, № 1, с. 94—98.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Никифоров А.В., Котов А.Б., Владыкин Н.В. Позднерифейский рифтогенез и распад Лавразии: данные геохронологических исследований щелочно-

ультраосновных комплексов южного обрамления Сибирской платформы // Докл. РАН, 2005, т. 404, № 3, с. 400—406.

Besse J., Courtillot V. Apparent and true polar wander and geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr // *J. Geoph. Res.*, 2002, v. 107(B11), p. 1—31.

Cocks L.R.M., Torsvik T.H. Siberia, the wandering northern terrane, and its changing geography through the Palaeozoic // *Earth Sci. Rev.*, 2007, v. 82, p. 29—74.

Cogné J.-P., Kravchinsky V.A., Halim N., Hankard F. Late Jurassic — Early Cretaceous closure of the Mongol-Okhotsk Ocean demonstrated by new Mesozoic palaeomagnetic results from the Trans-Baikal area (SE Siberia) // *Geophys. J. Int.*, 2005, v. 163, p. 813—832.

De Grave J., Buslov M.M., Van den haute P. Distant effects of India—Eurasia convergence and Mesozoic intracontinental deformation in Central Asia: constraints from apatite fission-track thermochronology // *J. Asian Earth Sci.*, 2007, v. 29, p. 194—213.

Dobretsov N.L., Vernikovskiy V.A. Mantle plumes and their geological manifestations // *Int. Geol. Rev.*, 2001, v. 43, p. 771—787.

Dobretsov N.L., Buslov M.M., Vernikovskiy V.A. Neoproterozoic to Early Ordovician evolution of the Paleo-Asian Ocean: implications to the break-up of Rodinia // *Gondwana Res.*, 2003, v. 6(2), p. 143—159.

Enns S. Free-form curves on your micro // *Byte*, 1986, № 12, p. 225—230.

Gallet Y., Pavlov V.E., Semikhatov M.A., Petrov P.Y. Late Mesoproterozoic magnetostratigraphic results from Siberia: paleogeographic implications and magnetic field behavior // *J. Geophys. Res.*, 2000, v. 105, p. 16481—16499.

Gladkochub D.P., Wingate M.T.D., Pisarevsky S.A., Donskaya T.V., Mazukabzov A.M., Ponomarchuk V.A., Stanevich A.M. Mafic intrusions in southwestern Siberia and implications for a Neoproterozoic connection with Laurentia // *Precamb. Res.*, 2006, v. 147, p. 260—278.

Irving E., Irving G.A. Apparent polar wander paths from Carboniferous through Cenozoic and the assembly of Gondwana // *Geophys. Surv.*, 1982, v. 5, p. 141—188.

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 // *Precam. Res.*, 2003, v. 122, p. 329—358.

Kirschvink J.L., Ripperdan R.L., Evans D.A. Evidence for a large-scale reorganization of Early Cambrian continental landmasses by internal interchange true polar wander // *Science*, 1997, v. 277, p. 541—545.

Kravchinsky V.A., Konstantinov K.M., Cogne J.-P. Palaeomagnetic study of Vendian and Early Cambrian rocks of South Siberia and Central Mongolia: was the Siberian platform assembled at this time? // *Precam. Res.*, 2001, v. 110, p. 61—92.

Kravchinsky V.A., Cogné J.-P., Harbert W.P., Kuzmin M.I. Evolution of the Mongol—Okhotsk Ocean as constrained by new palaeomagnetic data from the Mongol—Okhotsk suture zone, Siberia // *Geophys. J. Int.*, 2002, v. 148, p. 34—57.

Kuzmichev A.B., Pease V.L. Siberian trap magmatism on the New Siberian Islands: constraints for Arctic Mesozoic plate tectonic reconstructions // *J. Geol. Soc., London*, 2007, v. 164, p. 959—968.

Kuzmichev A.B., Bibikova E.V., Zhuravlev D.Z. Neoproterozoic (~ 800 Ma) orogeny in the Tuva-Mongolia Massif (Siberia): island arc—continent collision at the northeast Rodinia margin // *Precam. Res.*, 2001, v. 110, p. 109—126.

Kuznetsov N.B., Natapov L.M., Belousova E.A., O'Reilly S.Y., Griffin W.L. Geochronological, geochemical and isotopic study of detrital zircon suites from late Neoproterozoic clastic strata along the NE margin of the East European Craton: implications for plate tectonic models // *Gondwana Res.*, 2010, v. 17, p. 583—601.

Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S., Davidson A., De Waele B., Ernst R.E., Fitzsimons I.C.W., Fuck R.A., Gladkochub D.P., Jacobs J., Karlstrom K.E., Lu S., Natapov L.M., Pease V., Pisarevsky S.A., Thrane K., Vernikovskiy V. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis // *Precam. Res.*, 2008, v. 160, p. 179—210.

McElhinny M.W., MacFadden P.L. *Paleomagnetism: continents and oceans.* San Diego, Academic Press, CA, 2000, 386 p.

Meert J.G. A paleomagnetic analysis of Cambrian true polar wander // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1999, v. 168, p. 131—144.

Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A., Kazansky A.Yu., Bogolepova O.K., Gubanov A.P. Paleozoic history of the Kara microcontinent and its relation to Siberia and Baltica: paleomagnetism, paleogeography and tectonics // *Tectonophysics*, 2005, v. 398, p. 225—243.

Metelkin D.V., Kazansky A.Yu., Vernikovskiy V.A. Paleomagnetic evidence for Siberian plate tectonics from Rodinia through Pangaea to Eurasia // *Geomorphology and plate tectonics* / Eds. D.M. Ferrari, A.R. Guiseppi. Nova Science Publishers, NY, USA, 2009, p. 159—236.

Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A., Kazansky A.Yu., Wingate M.T.D. Late Mesozoic tectonics of Central Asia based on paleomagnetic evidence // *Gondwana Res.*, 2010, v. 18, № 2—3, p. 400—419.

Natal'in B.A., Sengör A.M.C. Late Palaeozoic to Triassic evolution of the Turan and Scythian platforms: the pre-history of the palaeo-Tethyan closure // *Tectonophysics*, 2005, v. 404, p. 175—202.

Pease V., Gee D., Vernikovskiy V., Vernikovskaya A., Kireev S. Geochronological evidence for Late Grenvillian magmatic and metamorphic events in central Taimyr, northern Siberia // *Terra Nova*, 2001, v. 13, p. 270—280.

Petrov P.Y., Semikhatov M.A. Sequence organization and growth patterns of late Mesoproterozoic stromatolite reefs: an example from the Burovaya Formation, Turukhansk Uplift, Siberia // *Precam. Res.*, 2001, v. 111, p. 257—281.

Pisarevskiy S.A., Natapov L.M. Siberia in Rodinia // *Tectonophysics*, 2003, v. 375, p. 221—245.

Pisarevskiy S.A., Natapov L.M., Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Vernikovskiy V.A. Proterozoic Siberia: a promontory of Rodinia // *Precam. Res.*, 2008, v. 160, p. 66—76.

Rainbird R.H., Stern R.A., Khudoley A.K., Kropachev A.P., Heaman L.M., Sukhorukov V.I. U-Pb geochronology of Riphean sandstone and gabbro from southeast Siberia and its bearing in the Laurentia-Siberia connection // *Earth Plan. Sci. Lett.*, v. 164, 1998, p. 409—420.

Shatsillo A.V., Didenko A.N., Pavlov V.E. Two competing Paleomagnetic directions in the Late Vendian: new data for the SW Region of the Siberian Platform // *Russ. J. Earth Sci.*, 2005, v. 7(4), p. 3—24.

Shatsillo A.V., Pavlov V.E., Didenko A.N. Paleomagnetism of Vendian rocks in the southwest of the Siberian Platform // *Russ. J. Earth Sci.*, 2006, v. 8(2), p. 1—30.

Smethurst M.A., Khramov A.N., Torsvik T.H. The Neoproterozoic and Palaeozoic palaeomagnetic data for the Siberian Platform: from Rodinia to Pangea // *Earth Sci. Rev.*, 1998, v. 43(1—2), p. 1—24.

Torsvik T.H., Smethurst M.A. Plate tectonic modelling: virtual reality with GMAP // *Comp. Geosci.*, 1999, v. 25, p. 395—402.

Van der Voo R. The reliability of paleomagnetic data // *Tectonophysics*, 1990, v. 184, p. 1—9.

Van der Voo R., Levashova N.M., Skrinnik L.I., Kara T.V., Bazhenov M.L. Late orogenic, large-scale rotations in the Tien Shan and adjacent mobile belts in Kyrgyzstan and Kazakhstan // *Tectonophysics*, 2006, v. 426, p. 335—360.

Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E. Central Taimyr accretionary belt (Arctic Asia): Meso-Neoproterozoic tectonic evolution and Rodinia breakup // *Precam. Res.*, 2001, v. 110, p. 127—141.

Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., Kovach V.P. Neoproterozoic accretionary and collisional events on the western margin of the Siberian craton: new geological and geochronological evidence from the Yenisey Ridge // *Tectonophysics*, 2003, v. 375, p. 147—168.

Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E., Pease V.L., Gee D.G. Neoproterozoic orogeny along the margins of Siberia // *The Neoproterozoic Timanide orogen of Eastern Baltica* / Eds. D.G. Gee, V.L. Pease. *Geol. Soc. London Mem.*, v. 30, 2004, p. 233—247.

*Рекомендована к печати 31 мая 2011 г.
А.Д. Дучковъм*

*Поступила в редакцию
22 февраля 2011 г.*