

## НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ЭТАП ЭВОЛЮЦИИ РОДИНИИ В СВЕТЕ НОВЫХ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ ПО ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА

Д.В. Метелкин, В.А. Верниковский, А.Ю. Казанский

*Институт геологии и минералогии СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия*

Обобщены результаты палеомагнитных исследований неопротерозойских комплексов западной окраины Сибирского кратона. На основе вновь полученных и имеющихся палеомагнитных данных по докембрию Сибири предложен новый вариант неопротерозойского сегмента траектории кажущегося движения палеомагнитного полюса (ТКДП) этого кратона и проведено его сопоставление с ТКДП Лаврентии. Совмещение траекторий КДП приводит к предположению, что Сибирский кратон в неопротерозое был ориентирован своей южной (в современных координатах) окраиной к канадской окраине Лаврентии. Вероятно, Сибирский кратон и Лаврентия с конца мезопротерозоя и в неопротерозое были связаны друг с другом, составляя часть суперконтинента Родиния. На рубеже 1 млрд лет Сибирский кратон в составе суперконтинента Родиния надстраивал Лаврентию к северу в современных координатах таким образом, что западная окраина Сибири являлась продолжением западной окраины Лаврентии. Предложенный вариант ТКДП Сибири, анализ имеющихся палеомагнитных данных по Лаврентии, а также континентальным блокам Восточной Гондваны (Австралия, Антарктида, Индия, Южно-Китайский) позволили разработать новую модель распада этого сегмента Родинии в течение неопротерозоя. Анализ палеомагнитных данных в совокупности с имеющимися геологическими и геохронологическими данными дает основание утверждать, что доминирующим тектоническим режимом на юге Сибирского кратона в неопротерозое являются сдвиговые перемещения на фоне постепенного раскрытия океанского бассейна между Сибирью и Лаврентией. Близкие кинематические параметры характерны для западной окраины Лаврентии, где на фоне сдвиговых перемещений возможно раскрытие океанского бассейна между Лаврентией и Восточной Гондваной.

*Неопротерозой, палеомагнитный полюс, Сибирский кратон, Родиния.*

## NEOPROTEROZOIC STAGE OF RODINIA EVOLUTION BASED ON NEW PALEOMAGNETIC DATA FROM THE WESTERN MARGIN OF THE SIBERIAN CRATON

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

The paper summarizes paleomagnetic results obtained from the Neoproterozoic rocks of the western margin of the Siberian craton. On the basis of the obtained paleomagnetic poles and available paleomagnetic data for the Precambrian of Siberia, a new version of the Neoproterozoic segment of the apparent polar wander path (APWP) is proposed for the craton and is compared with the Laurentian APWP. The PWP conjunction suggests that in the Neoproterozoic, the southern margin of the Siberian craton (in modern coordinates) was oriented toward the Canadian margin of Laurentia. Most likely, at the end of the Mesoproterozoic and during the Neoproterozoic, the Siberian craton and Laurentia were amalgamated to form the Rodinia supercontinent. At 1 Ga, the western margin of the Siberian craton was a northern (in modern coordinates) continuation of the western margin of Laurentia. Along with analysis of the available paleomagnetic data from Laurentia and from continental blocks of eastern Gondwana (Australia, Antarctica, India, and southern China), the proposed PWP trend allowed a new model to be constructed for the breakup of this segment of Rodinia. Analysis of the paleomagnetic data together with the available geological and geochronological data gives grounds to state that strike-slip movements in association with the progressive opening of the ocean basin between Siberia and Laurentia were predominant in the south of the Siberian craton during the Neoproterozoic. Similar kinematics is typical of the western margin of Laurentia, where strike-slip movements are probably associated with the progressive opening of the ocean basin between Laurentia and eastern Gondwana.

*Neoproterozoic, paleomagnetic pole, Siberian craton, Rodinia*

### ВВЕДЕНИЕ

В современных реконструкциях мезопротерозойского—неопротерозойского этапа геологической истории господствующей является гипотеза существования единого суперконтинента Родиния. Предполагается, что такой суперконтинент был собран в результате гренвиллских коллизионных событий на рубеже 1.0—1.2 млрд лет назад (л.н.). В традиционных моделях Северо-Американский кратон—Лаврентия образует „ядро“ Родинии [Meert, Powell, 2001]. Кратоны Восточной Гондваны: Австралия, Антарктида, Индия, а также, вероятно, Южно-Китайский [Li et al., 1995] располагаются вдоль западной (в современных координатах) окраины Лаврентии. Балтика и Амазония наряду с более мелкими масси-

**Рис. 1. Традиционная модель строения суперконтинента Родиния для рубежа 750 млн л.н., заимствована из [Meert, Torsvik, 2003] по реконструкциям [Torsvik et al., 1996; Dalziel, 1997].**

В данной модели предполагается два рифтогенных события, связанных с распадом суперконтинента: первое — вдоль западной (в современных координатах) окраины Лаврентии в интервале 800—700 млн л.н., второе — вдоль восточной (в современных координатах) окраины Лаврентии в интервале 600—550 млн л.н. [Meert, Torsvik, 2003].

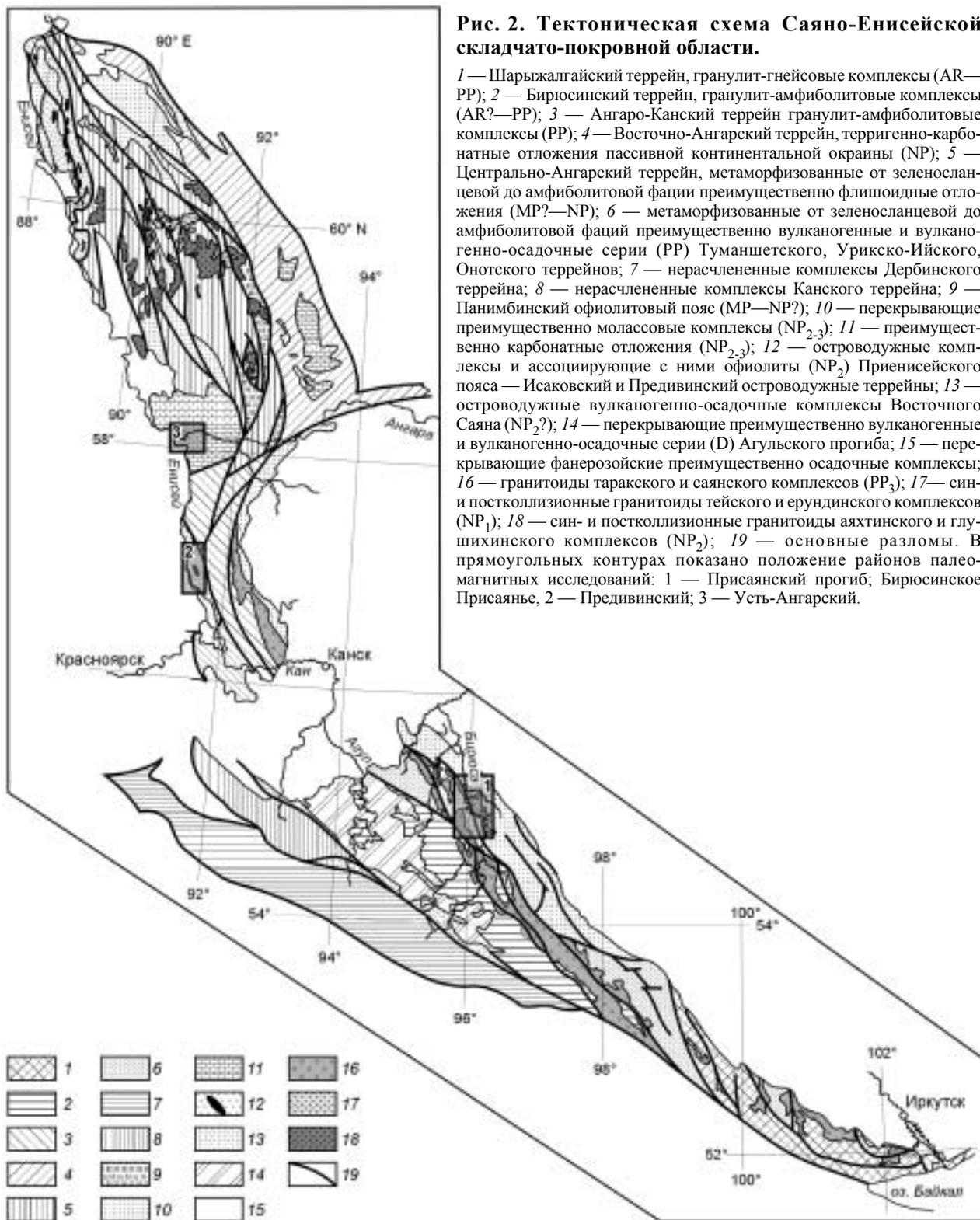


вами Африканского континента формируют коллаж блоков с ее восточной стороны (рис. 1). Однако при всей привлекательности этой гипотезы нельзя не признать, что ее обоснование до сих пор не является убедительным. Неоднозначность существующих тектонических моделей связана с отсутствием или недостатком палеомагнитной информации. На сегодняшний день в палеомагнитном отношении наиболее полно изучен докембрийский интервал Лаврентии [Weil et al., 1998; McElhinny, MacFadden, 2000], гораздо хуже — Восточно-Европейского кратона и континентов Восточной Гондваны [Meert, Powell, 2001]. Явный недостаток палеомагнитных определений ощущается для неопротерозоя Сибирского кратона, в связи с чем положение Сибири в структуре мезо- и неопротерозойского суперконтинента является предметом оживленных дискуссий более 15 лет. Большинство исследователей предполагают соседствующее положение Сибирского кратона и Лаврентии в структуре суперконтинента [Dalziel, 1997; Meert, Torsvik, 2003; и др.], но их взаимная пространственная ориентировка в существующих моделях самая разнообразная [Pisarevsky, Natapov, 2003]. Не менее остро стоит вопрос о динамике распада суперконтинента. По разным оценкам этот этап отвечает интервалу 800—600 млн л.н. [Meert, Powell, 2001], и к венду Сибирский кратон, вероятно, представлял собой самостоятельный континент [Meert, Liberman, 2004]. Однако неоднозначность в интерпретации положения Сибири относительно других кратонов в позднем неопротерозое не позволяет оценить динамику формирования позднекембрийских океанических бассейнов. Решение существующих противоречий, связанных со структурой Родинии и ее распадом, возможно лишь при условии широкомасштабного палеомагнитного изучения геологических комплексов — индикаторов мезо- и неопротерозойских тектонических событий. К таким индикаторам на юго-западе Сибирского кратона в первую очередь следует отнести неопротерозойские дайки и силлы габбро-долеритов, формирование которых напрямую связывают с начальной стадией внутриконтинентального рифтогенеза, обусловившего деструкцию суперконтинента Родиния [Sklyarov et al., 2003]. Ниже будут приведены результаты тектонического анализа палеомагнитных данных, полученных в последнее время в ходе изучения субвулканических интрузий, а также некоторых других геологических комплексов Сибири, информация о которых позволяет внести ограничения на возможное положение Сибирского кратона в составе Родинии, а также пересмотреть кинематику распада северо-западной части суперконтинента, включающей кратоны Восточной Гондваны, Сибири и Лаврентии.

#### **КРАТКАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СТРУКТУРЫ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОГО КРАТОНА И НОВЫЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ**

Территорию юго-западной окраины Сибирского кратона формируют докембрийские складчато-покровные структуры Саяно-Енисейской области, включающие три крупных сегмента: Восточно-Саянский (Присяня), Южно-Енисейский и Северо-Енисейский (рис. 2).

Основу тектонической структуры территории Восточно-Саянского сегмента формируют Шарьжалгайский и Бирюсинский террейны. Шарьжалгайский террейн рассматривается как поднятие фундамента Сибирской платформы, он образован гранулит-гнейсовым архей-палеопротерозойским комплексом. Возраст метаморфизма по имеющимся U-Pb данным оценивается 1.86—1.87 млрд лет [Aftalion et al., 1991]. В пределах Бирюсинского Присяня преобладают архей(?)—палеопротерозойские гранулит-гнейсовые (Бирюсинский террейн) и палеопротерозойские гранит-зеленокаменные метаосадочные и метаосадочно-вулканогенные комплексы (Туманшетский и Урицкий террейны), интродуцированные гранитоидами саянского комплекса с геохимическими характеристиками постколлизийных гранитов и возрастом



около 1.8—1.9 млрд лет [Левицкий и др., 2002]. Аналогичный палеопротерозойский возраст внедрения гранитоидов отмечается и для территории Шарыжалгайского поднятия [Левицкий и др., 2002; Диденко и др., 2003]. С восточной стороны к описанным метаморфическим террейнам примыкает Присяянский прогиб, где на палеопротерозойских образованиях несогласно залегают слабометаморфизованные мезо(?) - неопротерозойские терригенно-карбонатные отложения, объединяемые в составе карагасской и оселковской серий. Западным ограничением структур Присяянья является ярко выраженная зона Главного

Саянского разлома, представляющая собой границу между кристаллическими образованиями Сибирского кратона и палеозойскими структурами Центрально-Азиатского складчатого пояса.

В структуре Южно-Енисейского сегмента выделяются два крупных террейна (см. рис. 2). Восточная часть сегмента представлена палеопротерозойскими гранулитами и амфиболитами Ангаро-Канского террейна интродуцированными гранитоидами таракского комплекса в интервале 1900—1840 млн л.н. [Ножкин и др., 2003], что вполне сопоставляется с гранитоидами саянского комплекса. Западную часть Южно-Енисейского сегмента занимают неопротерозойские аккреционные структуры Предивинского террейна, надвинутые на восток и тектонически перекрывающие кристаллические образования Ангаро-Канского блока. В строении Предивинского террейна участвуют главным образом островодужные вулканогенно-осадочные образования с фрагментами офиолитов, часто метаморфизованные в условиях зеленосланцевой фации [Верниковский и др., 1999]. U—Pb возраст риолитов дифференцированной известково-щелочной серии островной дуги соответствует  $637 \pm 5.7$  млн лет [Верниковский и др., 1999]. Вендский возраст ( $628 \pm 3$  млн лет) развития Предивинской островной дуги подтверждается U—Pb данными по циркону из диорит-плагиогранитов Ягуновского массива, ассоциирующего с указанной вулканогенной серией [Vernikovskiy et al., 2003]. Этап аккреции островной дуги к Сибирскому кратону оценивается интервалом 620—600 млн лет [Верниковский и др., 1999; Vernikovskiy et al., 2003], т. е. практически сразу после образования указанных риолитов. Соответственно, во время формирования описанной островодужной серии Предивинский террейн должен был находиться вблизи кратона и, следовательно, палеомагнитные полюсы Предивинского террейна и Сибири не должны значительно различаться [Метелкин и др., 2004]. Таким образом, в первом приближении палеомагнитные данные по Предивинскому террейну можно использовать для восстановления палеогеографического положения Сибирского кратона. Палеомагнитные исследования вулканогенных пород дифференцированной островодужной серии Предивинского террейна проведены нами в правом борту р. Енисей между пос. Предивинск и Юкеево [Метелкин и др., 2004] (см. рис. 2). В результате удалось установить близкие по направлению стабильные компоненты намагниченности для четырех изученных участков вулканогенно-осадочного разреза. Доскладчатый возраст выделенных направлений подтверждается тестом складки [Метелкин и др., 2004].

В структуре Северо-Енисейского сегмента Енисейского кряжа, к северу от зоны Ангарского разлома распространены преимущественно мезо- и неопротерозойские породы, составляющие Восточно-Ангарский, Центрально-Ангарский и Исаковский террейны (см. рис. 2). Восточно- и Центрально-Ангарский террейны представлены в основном неопротерозойскими в различной степени метаморфизованными терригенными и терригенно-карбонатными отложениями. Они разделены Панимбинским офиолитовым поясом, приуроченным к Ишимбинскому надвику. Ar—Ag возраст амфиболов и плагиоклазов из габбро-амфиболитов Панимбинского пояса составляет 1050—900 млн лет [Vernikovskiy et al., 2003]. Геологические комплексы Центрально-Ангарского террейна интродуцированы серией син- и постколлизийных гранитоидных массивов неопротерозойского возраста, отвечающих активному тектоническому режиму развития этой окраины Сибирского кратона по крайней мере на двух возрастных уровнях: 880—860 млн лет назад — синколлизийные гранитоиды тейского и ерундинского комплексов и 760—720 млн лет назад — син- и постколлизийные гранитоиды аяхтинского и глушихинского комплексов [Vernikovskiy et al., 2003; Верниковский, Верниковская, 2006].

Расположенный на западе Исаковский террейн тектонически перекрывает структуры Центрально-Ангарского террейна (см. рис. 2) и представлен различными вулканогенно-осадочными и вулканогенными комплексами островодужного генезиса, включающими пластины офиолитов. U—Pb данные по циркону из островодужных плагиогранитов Порожнинского массива соответствуют возрасту  $697 \pm 4$  млн лет [Vernikovskiy et al., 2003]. Rb—Sr и K—Ar исследования метаморфических минералов из островодужных габброидов и гранатовых амфиболитов указывают на то, что аккреция островной дуги к Сибирскому кратону произошла 620—600 млн л.н. [Верниковский и др., 1994]. Это также подтверждается тем, что структуры Исаковского террейна и террейнов восточной части Енисейского кряжа совместно перекрыты венд-кембрийским чехлом, включая вендский молассовый комплекс [Советов и др., 2000]. Близость структуры, состава слагающих комплексов, основных этапов развития позволяет предполагать что Исаковский и Предивинский террейны представляют собой фрагменты единого позднепротерозойского аккреционного пояса [Vernikovskiy et al., 2003], продолжением которого в Восточном Саяне могут быть аккреционные комплексы восточной окраины Канского террейна [Румянцев и др., 2000] и выходы метавулканогенных пород, приуроченных к полосе Главного Саянского разлома.

По всей юго-западной окраине Сибирского кратона широко распространены неопротерозойские дайки, силлы и маломощные штоки габбро-долеритов, которые могут отвечать инициальной стадии распада суперконтинента Родиния [Sklyarov et al., 2003]. Выделяется несколько полей развития неопротерозойских дайковых серий. В Бирюсинском Присаянье они локализованы в разрезах неопротерозойских осадочных толщ Присаянского прогиба и отнесены к нерсинскому субвулканическому

комплексу [Брагин, Лапин, 1982]. Палеомагнитные исследования этих интрузий и вмещающих их осадочных пород проведены в среднем течении р. Бирюса (см. рис. 2). Наибольшим распространением здесь пользуются неопротерозойские терригенно-карбонатные отложения карагаской серии, которые с резким угловым несогласием и конгломератами в основании перекрывают разновозрастные метаморфические и интрузивные образования. Серия включает в себя три крупных седиментационных цикла – от кластических прибрежно-морских и континентальных к шельфовым карбонатным осадочным системам, отражающие рифтогенную обстановку осадконакопления [Советов, Комлев, 2005]. На основе комплекса микрофитолитов и строматолитов, обнаруженных в разрезах карагаской серии, и региональных сопоставлений возраст отложений ограничивают интервалом 850—720 млн лет [Хоментовский, 2002]. Отложения карагаской серии насыщены секущими и пластовыми телами габбро-долеритов с геохимическими характеристиками, отвечающими режиму внутриконтинентального растяжения [Склярков и др., 2000; Sklyarov et al., 2003]. По мнению Е.В. Скляркова с соавторами, эти образования аналогичны неопротерозойским дайкам и силлам, распространенным в пределах Шарыжалгайского выступа, время становления которых, по результатам Ag-Ag и Sm-Nd изотопного датирования, может быть ограничено интервалом 780—720 млн лет [Sklyarov et al., 2003]. Это предположение подтверждается новыми Ag-Ag данными ( $741 \pm 2$  млн лет) по силлам габбро-долеритов нерсинского комплекса, распространенным в среднем течении р. Бирюса в районе палеомагнитных исследований [Gladkochub et al., 2006]. Указанный неопротерозойский возраст габбро-долеритов в Бирюсинском Присяянье не противоречит геологическим данным, полученным в последнее время [Советов, Комлев, 2005]. Карагаская серия, включающая субвулканические тела нерсинского комплекса, с несогласием перекрыта отложениями оселковой серии, в базальных конгломератах которой присутствует галька нерсинских долеритов. Открытие тиллитового горизонта в основании оселковой серии сопоставимого по возрасту с варангерским оледенением, и биоты бесскелетных *Metazoa* выше этого горизонта дает основание считать возраст отложений оселковой серии вендским [Советов, Комлев, 2005]. Исходя из этого, возраст внедрения нерсинских даек и силлов должен быть древнее 650 млн лет. Палеомагнитные исследования габбро-долеритов нерсинского комплекса и песчаников карагаской серии позволили установить присутствие в породах трех стабильных компонент намагниченности, две из которых являются метакронными, а генезис последней, на основании результатов тестов обращения, отжига и складки предполагается первичным [Метелкин и др., 2005а].

В пределах Енисейского кряжа близкие по типу гиабиссальные интрузивные тела габбро-долеритов известны среди довендских карбонатно-терригенных и сланцевых толщ Усть-Ангарского района (см. рис. 2). Здесь широко представлены преимущественно карбонатные отложения, выделяемые в составе широкинской серии позднего рифея [Качевский и др., 1998], и подстилающие их сланцевые толщи тунгусикской и сухопитской серий. На основе региональных сопоставлений верхнюю часть разреза (широкинская серия как аналог вороговской и чингасанской серий [Качевский и др., 1998]) коррелируют с карагаской серией Бирюсинского Присяянья [Хоментовский, 2002]. Верхний возрастной предел этой наиболее молодой в указанном разрезе толщи не моложе 720 млн лет, поскольку она прорвана гранитоидами Стрелковского массива, U-Pb возраст которых составляет  $718 \pm 9$  млн лет [Верниковская и др., 2003]. Разрезы неопротерозойских осадочных толщ этой территории насыщены субпластовыми и секущими телами габбро-долеритов мощностью до нескольких метров. В ранних работах они объединялись в ведугинский субвулканический комплекс [Геологическая..., 1970], однако это название нельзя считать удачным, поэтому для описания субвулканических пород, прорывающих довендские комплексы в районе стрелки рек Ангара и Енисей, в настоящей работе принято условное название усть-ангарский комплекс. По содержанию редкоземельных элементов усть-ангарские долериты идентичны долеритам нерсинского комплекса Бирюсинского Присяянья [Лавренчук и др., 2005]. Мы полагаем, что они могут являться аналогами и связаны с единым тектоническим событием на юго-западной окраине Сибирского кратона. Об этом же свидетельствуют результаты палеомагнитных исследований [Лавренчук и др., 2005]. Компонентный состав намагниченности, интервалы деблокирующих температур, скалярные петромагнитные характеристики усть-ангарских долеритов Енисейского кряжа и нерсинских долеритов Бирюсинского Присяянья практически идентичны. Палеомагнитные полюсы, рассчитанные по направлениям стабильных высокотемпературных компонент, предположительно первичного генезиса, статистически не отличаются.

Однако необходимо отметить, что рассчитанные палеомагнитные полюсы по результатам исследований габбро-долеритов нерсинского комплекса Бирюсинского Присяянья и усть-ангарского комплекса Енисейского кряжа значительно (более чем на  $60^\circ$ ) отличаются от полученных ранее определений по предположительно одновозрастным дайковым сериям, распространенным в пределах Шарыжалгайского выступа [Склярков и др., 2000]. Такое расхождение может быть вызвано несколькими причинами: а) взаимные перемещения Шарыжалгайского и Бирюсинско-Енисейского тектонических элементов, включающих в себя описанные дайковые серии, относительно друг друга после становления интрузий; б) неверное истолкование петролого-геохимических и изотопно-геохронологических данных (различный возраст

интрузий); в) ошибки в интерпретации палеомагнитных данных, а именно неверно истолкованный генезис выделенных компонент намагниченности. Однозначного ответа на поставленный вопрос в настоящее время нет. Тем не менее следует отметить, что надежность полученных палеомагнитных данных для неопротерозойских даек Шарыжалгайского выступа и статистическое обоснование установленной стабильной компоненты намагниченности в них значительно ниже по сравнению с результатами по субвулканическим интрузиям Бирюсинского Присяянья и Енисейского кряжа [Эволюция..., 2006]. Кроме того, различия в положении палеомагнитных полюсов, рассчитанных по стабильным компонентам NRM в неопротерозойских габбро-долеритах Шарыжалгайского выступа, с одной стороны, и Бирюсинского Присяянья и Енисейского кряжа, с другой, в интервале 780—720 млн лет могут быть обусловлены существенным разрывом во времени (десятки млн лет) внедрения мантийных выплавок, что косвенно подтверждается анализом редкоэлементного состава этих пород [Лавренчук и др., 2005]. В любом случае, решение проблемы несоответствия полученных палеомагнитных определений требует более детального исследования неопротерозойских даек в пределах Шарыжалгайского метаморфического выступа и более надежного обоснования времени приобретения этими габбро-долеритами установившейся компоненты намагниченности. Совокупность данных, имеющихся на настоящем этапе исследований, указывает на то, что более обоснованными выглядят результаты, полученные по неопротерозойским субвулканическим телам габбро-долеритов Бирюсинского Присяянья и Енисейского кряжа [Эволюция..., 2006].

### АНАЛИЗ СОВОКУПНОСТИ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ ПО МЕЗОПРОТЕРОЗОЮ—НЕОПРОТЕРОЗОЮ СИБИРИ

Прямым тестированием геологических моделей, связанных с положением Сибирского кратона в структуре суперконтинента Родиния, является сравнение палеомагнитных данных, полученных по разновозрастным неопротерозойским комплексам Сибири и Лаврентии, поскольку в большинстве реконструкций предполагается их соседствующее положение. Однако если для мезо- и неопротерозоя Лаврентии к настоящему времени получено уже несколько десятков палеомагнитных определений, жесткая селекция которых в соответствии с критериями надежности [Van der Voo, 1990] позволяет достаточно подробно восстановить траекторию кажущегося перемещения полюса этого континентального блока в позднем докембрии [Weil et al., 1998; McElhinny, MacFadden, 2000], то для Сибири соответствующая база данных крайне ограничена. Данные, удовлетворяющие современным критериям надежности, известны только для позднего мезопротерозоя [Павлов и др., 2002]. Из-за отсутствия достоверных палеомагнитных определений неопротерозойский интервал ТКДП Сибири в широко используемом при палеотектонических реконструкциях варианте траектории [Smethurst et al., 1998] является простой интерполяцией между сравнительно хорошо обоснованным фанерозойским трендом КДП и упомянутыми мезопротерозойскими полюсами. Такая интерполяция является очевидным, но не единственным способом построения ТКДП, в том числе это связано с неоднозначностью выбора полярности палеомагнитных направлений. Общий подход к выбору полярности базируется на так называемом принципе минимальных перемещений, согласно которому из двух возможных положений полюса в качестве северного выбирается то из них, которое наименее удалено от ближайшего по возрасту надежно обоснованного северного палеомагнитного полюса. Традиционно в качестве северных полюсов Сибирской платформы в мезо- и неопротерозое принимались полюсы, расположенные в южном полушарии, надстраивающие фанерозойскую ТКДП Сибири на восток [Smethurst et al., 1998]. Однако накопленный за последнее время фактический материал по венду Сибирской платформы и переосценки полученных ранее палеомагнитных данных [Казанский, 2002] указывают на то, что кажущееся смещение полюса к фанерозойскому интервалу ТКДП в докембрии должно идти не с востока, а с запада [Метелкин и др., 2005б]. Хотя дискуссии о вендских палеомагнитных полюсах Сибири до сих пор остры: одни полагают, что положение полюсов на венд отвечает приэкваториальным широтам района о-ва Мадагаскар [Kravchinsky et al., 2001; Казанский, 2002], а другие предполагают для них сравнительно более южное положение у берегов Антарктиды [Shatsillo et al., 2005], однако и те, и другие сходятся во мнении о кажущемся дрейфе полюса Сибирского кратона в позднем неопротерозое с запада на восток. В таком случае, исходя из принципа минимальных перемещений, более выгодным оказывается обращенное положение полученных ранее и опубликованных [Павлов и др., 2002] мезопротерозойских палеомагнитных полюсов Сибири. Соответственно за направления прямой полярности предлагается считать направления не юго-восточного склонения и положительного наклона, а противоположные — северо-западного склонения и отрицательного наклона [Метелкин и др., 2005б]. Такая интерпретация позволяет выявить закономерный тренд в распределении имеющихся палеомагнитных определений для неопротерозойского интервала (таблица, рис. 3), которые никак не укладываются в традиционную интерполяционную модель ТКДП. Безусловно, количество палеомагнитных данных, используемых для составления неопротерозойского интервала ТКДП Сибири, невелико, а временные рамки, в которые могла быть сформирована намагниченность, отвечающая некоторым из полюсов, достаточно широки. Тем не менее последовательность геологических

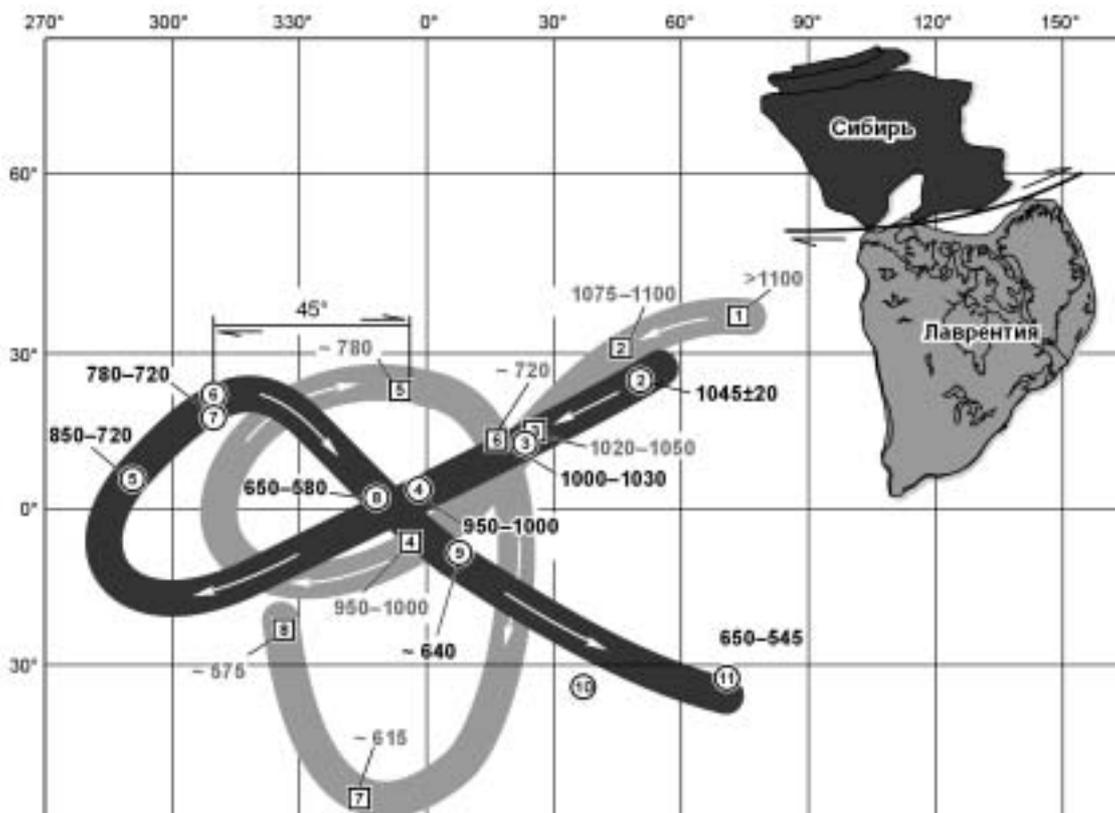
Координаты палеомагнитных полюсов для конца мезопротерозоя и неопротерозоя Сибирского кратона и Лаврентии

№	Объект	Возраст, млн лет	Полюс			Индекс надежности по [Van der Voo, 1990]								Источник
			°N	°E	A <sub>95</sub>	1	2	3	4	5	6	7	Q	
<i>СИБИРЬ</i>														
1	Свита Линок, Учуро-Майский р-он	1050—1100	15.2	76.2	7.5	—	X	X	—	X	X	X	5	Gallet et al., 2000
2	Малгинская свита, Учуро-Майский р-он	1045 ± 20	25.4	50.4	2.6	X	X	X	X	X	X	X	7	»
3	Лахандинская серия, Учуро-Майский р-он	1000—1030	13.3	23.2	10.7	X	X	X	—	X	—	X	5	Павлов и др., 2000
4	Уйская серия, включая силлы долеритов, Учуро-Майский р-он	950—1000	4.9	357.7	4.3	X	X	X	—	X	—	X	5	Павлов и др., 2002
5	Карагасская серия, Присаянский прогиб	850—720	6.3	290.7	18.9	—	—	X	X	X	—	—	3	Метелкин и др., 2005a
6	Нерсинский комплекс, Присаянский прогиб	780—720	22.7	309.8	9.6	X	X	X	X	X	X	—	6	»
7	Усть-ангарский комплекс, Енисейский кряж	780—720	18.3	309.8	4.7	—	X	X	X	X	X	—	5	Лавренчук и др., 2005
8	Красноцветные песчаники, Прибайкалье	650—580	2.7	348.2	7.4	—	—	X	X	X	—	X	4	Pisarevsky et al., 2000
9	Предивинский комплекс, Енисейский кряж	637 ± 5,7	-8.2	7.7	4.7	X	—	X	X	—	—	X	4	Метелкин и др., 2004
10	Миньская свита, Прибайкалье	650—545	-33.7	37.2	11.2	—	—	X	—	X	—	X	3	Kravchinsky et al., 2001
11	Шаманская свита, Прибайкалье	650—545	-32.0	71.1	9.8	—	—	X	—	X	X	X	4	»
<i>ЛАВРЕНТИЯ</i>														
	Abitibi dykes	1141 ± 2	44	211	13	X	X	X	X	X	X	X	7	Ernst, Buchan, 1993
	Seabrook Lake carbonatite	1113 ± 36	46	180	11	X	X	X	X	X	—	X	6	Symons, 1992
	Mean Logan sills	1109 ± 4	49	220	3	X	X	X	X	X	X	X	7	Halls, Pesonen, 1982
	Coldwell complex	1108 ± 1	49	200	17	X	X	X	—	X	X	X	6	Lewchuk, Symons, 1990
	Keewanawan dykes N&R	1102 ± 5	44	197	11	X	X	X	—	X	X	X	6	Green et al., 1987
1	СРЕДНЕЕ	>1100	47.2	201.5	10.1									
	Copper Harbor lavas	~1100	35	176	4	—	X	X	X	X	—	X	5	Halls, Palmer, 1981
	Mean Logan dykes	~1100	35	181	10	—	X	X	X	X	X	X	6	Halls, Pesonen, 1982
	Upper Osler volcanics	1098 ± 3	34	178	10	X	X	—	—	X	—	X	4	Halls, 1974
	Portage Lake lavas	1095 ± 1	27	181	3	X	X	—	—	X	—	X	4	Halls, Pesonen, 1982
	Mamainse Point volcanics	1090 ± 7	38	188	1	X	X	X	—	X	—	X	5	Palmer, Davis, 1987
	Lake shore traps	1087 ± 2	22	181	7	X	X	X	—	X	—	X	5	Diehl, Haig, 1994
	Michipicoten Island volcanics	1087 ± 3	25	175	8	X	X	X	—	X	—	X	5	Palmer, Davis, 1987
	Clay-Howells carbonatite	1075 ± 15	27	179	7	X	X	X	X	X	—	X	6	Lewchuk, Symons, 1990
2	СРЕДНЕЕ	1100—1075	30.4	179.8	4.6									
	Nonesuch shale	1050 ± 30	8	178	4	—	X	X	X	X	—	X	5	Wingate et al., 2002
	Freda sandstone	1050 ± 30	2	179	4	—	X	X	X	X	—	X	5	»
	Jacobsville sandstone	~1020	-9	183	5	—	X	X	—	X	—	X	4	Roy, Robertson, 1978

№	Объект	Возраст, млн лет	Полюс			Индекс надежности по [Van der Voo, 1990]								Источник
			°N	°E	A <sub>95</sub>	1	2	3	4	5	6	7	Q	
	Fond du Lac sandstones	~1020	16	160	4	—	X	X	—	X	—	X	4	Watts, 1981
	Eileen sandstones	~1020	20	156	10	—	—	X	—	X	—	X	3	»
	Amnicon and Orienta sandstone	~1020	25	148	9	—	—	X	—	X	—	X	3	»
	Chequamegon sandstone	~1020	-12	178	5	—	X	X	—	X	—	X	4	McCabe, Van der Voo, 1983
3	СРЕДНЕЕ	1050—1020	7,3	169,3	14,9									
	Grenville Thermochron Zone A	~1000	1	159	6	—	X	—	—	X	—	X	3	McWilliams, Dunlop, 1978
	Haliburton intrusions	980 ± 10	-36	143	6	X	X	X	—	X	—	X	5	Hyodo, Dunlop, 1993
	Archean Greenstone reset	950—1000	-5	152	11	—	—	—	—	X	—	—	1	Hyodo et al., 1986
	Nippissing diabase remag	950—1000	-27	141	8	—	X	—	—	X	—	—	2	»
	Temagami Granodiorites reset	950—1000	-37	150	8	—	X	—	—	X	—	—	2	»
	Gatineau Hills metamorphics	~900	-32	155	5	—	X	—	—	X	X	—	3	Irving et al., 1972
4	СРЕДНЕЕ	950—1000	-22,9	150,3	14,9									
	Wyoming dykes	782 ± 8	13	131	4	X	X	X	—	X	—	X	5	Harlan et al., 1997
	Tsezotene Fm.	~780	12	146	8	—	—	X	—	X	X	X	4	Park, Aitken, 1986
	Tsezotene sills and dykes	778 ± 2	2	138	5	X	X	X	—	X	—	X	5	Park et al., 1989
	Little Dal redbeds	~780	-9	143	11	—	—	—	X	X	—	X	3	Park, 1984
5	СРЕДНЕЕ	~780	4,5	138,8	13,7									
	Natkusiak Fm.	723 ± 3	6	159	6	X	X	X	—	X	X	X	6	Palmer et al., 1983
	Franklin dykes	723 ± 3	5	163	5	X	X	—	X	X	X	X	6	Heaman et al., 1992
	Brock Inlier sills	723 ± 3	-2	165	16	—	X	X	—	X	—	X	4	Park, 1981
6	СРЕДНЕЕ	~720	3	162,3	8,1									
7	Long Range dyke	615 ± 2	-70	172	15	X	—	X	X	X	—	X	5	Murthy et al., 1992
8	Calander complex	575 ± 5	-46	121	6	X	X	X	X	X	—	X	6	Symons, Chiasson, 1991

Примечание. 1—7 в столбце „Индекс надежности“ соответствуют критериям, согласно [Van der Voo, 1990], где: 1 — хорошо обоснован возраст формирования горных пород, 2 — достаточное количество использованных в статистике образцов (не менее 25) и удовлетворительные стратистические параметры определения: кучность (>10), доверительный интервал (<15°), 3 — детальный лабораторный анализ и результаты анализа представлены полно; 4 — положительные палеомагнитные тесты (складки, отжига, галек); 5 — обоснована тектоническая однородность изучаемого структурного элемента (его тектоническая связь с кратоном) и удовлетворительный структурный контроль; 6 — биполярное распределение векторов намагниченности (наличие прямой и обратной полярности, положительный тест обращения); 7 — отсутствие сходства с палеомагнитными направлениями в более молодых комплексах того же тектонического блока. X — означает, что данное определение удовлетворяет соответствующему критерию; индекс Q от 1 до 7 указывает количество критериев достоверности, по [Van der Voo, 1990], которым удовлетворяет тестируемое палеомагнитное определение.

событий, связанных с формированием изученных комплексов пород в предлагаемом тренде КДП, не нарушается. Стратиграфические данные и полученные в последнее время изотопно-геохронологические данные убедительно свидетельствуют о том, что полюсы малгинской, лахандинской и уйской серий Учуро-Майского района Сибири отвечают интервалу 1050—950 млн лет [Rainbird et al., 1998; Семихатов и др., 2000; Павлов и др., 2002]. Формирование нерсинского комплекса Присаянского прогиба, а также, вероятно, аналогичных даек и силлов усть-ангарского комплекса Енисейского кряжа, по имеющимся геологическим, изотопно-геохимическим и геохронологическим данным, характеризует интервал 780—720 млн лет и, вероятнее всего, связано с рубежом около 740 млн л.н. [Sklyarov et al., 2003, Gladkochub et al., 2006]. Их формированию предшествовал этап накопления терригенно-карбонатной карагаской серии

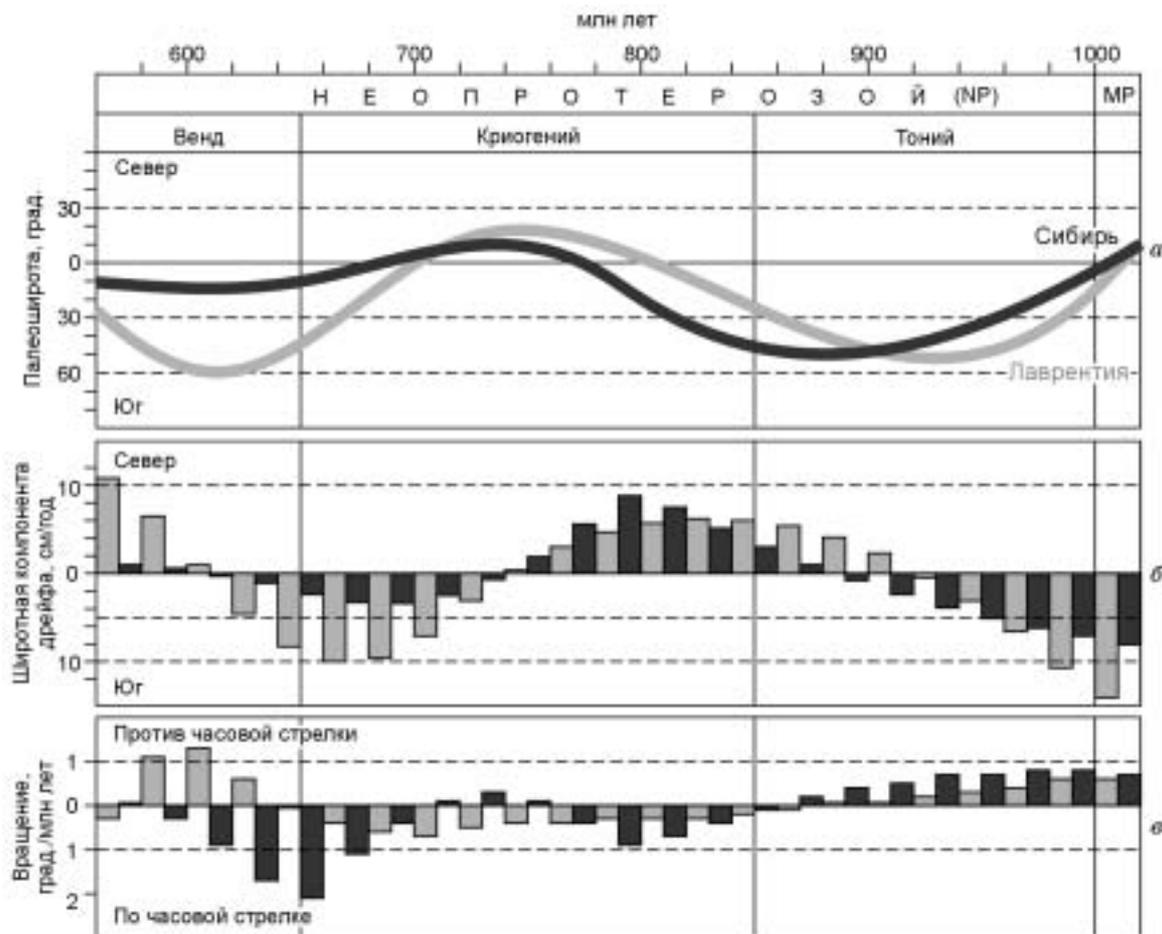


**Рис. 3. Сравнение мезопротерозойских и неопротерозойских трендов кажущегося перемещения полюса Сибирского кратона (цифра в кружке) и Лаврентии (цифра в квадрате).**

Для совмещения использован эйлеров поворот тренда Лаврентии на  $-150^\circ$  вокруг точки с координатами  $77^\circ\text{N}$ ,  $115^\circ\text{E}$ . Показанное положение Лаврентии относительно Сибири (в координатах Сибири) соответствует указанному эйлеровому повороту. Номера в кружках и квадратах соответствуют порядковым номерам полюса в таблице.

и ее аналогов, разрезы которых пронизаны указанными дайками и силлами. Возраст карагасской серии, по стратиграфическим данным, не древнее 850 млн лет [Хоментовский, 2002] и не моложе 650 млн лет [Советов, Комлев, 2005]. Красноцветные песчаники Прибайкалья, изученные С.А. Писаревским с соавторами, относятся к основанию юдомского комплекса Сибири и, скорее всего, формировались на рубеже 650—640 млн лет [Pisarevsky et al., 2000], почти одновременно с формированием Предивинской островодужной серии, возраст которой (640—630 млн лет) надежно установлен результатами U-Pb датирования [Верниковский и др., 1999; Vernikovskiy et al., 2003]. Наконец, наиболее „молодыми“ из представленного набора палеомагнитных данных являются полюсы, полученные В.А. Кравчинским с соавторами по мотской серии Прибайкалья, 650—545 млн лет [Kravchinsky et al., 2001]. Эти полюсы, вероятно, характеризуют поздневендское — немакит-далдынское время, либо же полюсы немакит-далдынского интервала расположены несколько южнее согласно [Shatsillo et al., 2005]. Тем не менее даже при такой приближительной оценке возраста палеомагнитных полюсов интерполируемая скорость движения Сибирского кратона и динамика его перемещений сопоставима с данными для Лаврентии и в течение всего неопротерозоя (до венда) не превышает 10 см/год (рис. 4).

ТКДП Лаврентии наиболее однозначно трассируется в интервале 1140—1020 млн лет, более „молодые“ неопротерозойские полюсы „рассеяны“ по сфере, образуя, в целом, так называемую „гренвиллскую петлю“ [Pisarevsky, Natapov, 2003]. Хотя форма петли и направление кажущегося движения полюса в этом интервале геологической истории Лаврентии является предметом дискуссий [Hyodo, Dunlop, 1993; Weil et al., 1998; McElhinny, MacFadden, 2000; Pisarevsky, Natapov, 2003; и др.], более обоснованным, с точки зрения наполнения кривой ТКДП определениями с высоким индексом надежности [Van der Voo, 1990], является предположение о кажущемся смещении полюса Лаврентии по часовой стрелке [McElhinny, MacFadden, 2000; Pisarevsky, Natapov, 2003]. Используемый нами тренд КДП Лаврентии основан на компиляции выборок мезо- и неопротерозойских полюсов, предложенных в работах [Torsvik et al., 1996; Weil et al., 1998; McElhinny, MacFadden, 2000; Meert, Torsvik, 2003; Pisarevsky, Natapov, 2003], и также предполагает направление смещения полюса в гренвиллской петле по часовой стрелке. Во



**Рис. 4. Рассчитанные из траекторий КДП кинематические параметры дрейфа Сибири в сравнении с Лаврентией (в координатах Сибири) в неопротерозое:**

*a* — изменение палеошироты для кратонов, *b* — скорость широтного (вдоль долготы) дрейфа, *c* — угловая скорость — скорость поворота. Параметры рассчитаны для точки 64°N и 108°E.

избежание различной трактовки названия геологических комплексов и соответствующих палеомагнитных полюсов Лаврентии приведены в таблице на языке оригинала. Поскольку наполнение кривой ТКДП Лаврентии существенно выше по сравнению с Сибирью (см. таблицу), то для более реалистичного их сопоставления мы объединили ряды полюсов Лаврентии, выбрав в качестве критерия возрастные интервалы, которым отвечают имеющиеся полюсы по Сибирскому кратону. Построенная таким образом интерполированная ТКДП Лаврентии по форме и направлению кажущегося движения полюса, во-первых, мало отличается от имеющихся вариантов ТКДП Лаврентии [McElhinny, MacFadden, 2000; Pisarevsky, Natarov, 2003], во-вторых, имеет близкие черты с ТКДП Сибири [Метелкин и др., 2005б]. Наиболее важным элементом в трендах кажущегося движения полюсов Сибири и Лаврентии является характерная неопротерозойская петля (см. рис. 3). Сходство формы траекторий КДП свидетельствует в пользу единого стиля перемещений этих кратонов в интервале от ~1 млрд до ~700 млн лет, что указывает на возможность соседствующего положения Сибири и Лаврентии в составе суперконтинента Родиния. Наилучшее совпадение позднемезопротерозойского интервала ТКДП Сибири и Лаврентии достигается эйлеровым поворотом на 150° по часовой стрелке вокруг точки с координатами 77°N 115°E (см. рис. 3). При таком повороте западная окраина Сибири будет надстраивать западную окраину Лаврентии в северном направлении. Построенная таким образом модель взаимного положения Сибири и Лаврентии в общих чертах отвечает опубликованным моделям [Rainbird et al., 1998; Павлов, Галле, 1999; Ярмолюк, Коваленко, 2001; Pesonen et al., 2003]. Однако заметно, что средненеопротерозойские (~850—750 млн лет) сегменты ТКДП при этом сдвинуты друг от друга на расстояние до ~45° вдоль широты (см. рис. 3). Это дает основание предполагать возможность существования крупной сдвиговой зоны правосторонней кинематики между южной окраиной Сибири и северной окраиной Лаврентии в течение неопротерозоя. Следовательно,

определяющую роль на этапе раскрытия океанического бассейна между Лаврентией и Сибирью могли играть сдвиговые перемещения, задавшие Сибирскому кратону вращение против часовой стрелки. Полное разделение континентов Сибирь и Лаврентия, вероятно, отвечает рубежу от 750 до 700 млн лет. С этого времени скоростные характеристики движения кратонов начинают существенно различаться (см. рис. 4). Инициальной стадии раскола континентальной коры этого рубежа могут отвечать дайки и силлы юго-западной окраины Сибирского кратона. К началу венда (650 млн л.н.), судя по распределению представленных палеомагнитных полюсов, кратоны должны уже иметь несвязанную друг с другом тектоническую историю. В целом схожая динамика распада кратонов Сибири и Лаврентии в неопротерозое предлагается авторами работы [Ярмолюк, Коваленко, 2001]. На основании сопоставления геохронологических данных и анализа геологических комплексов Алдано-Прибайкальского и Северо-Канадского районов В.В. Ярмолюк и В.И. Коваленко предполагают, что полный разрыв между Сибирью и Лаврентией произошел по этой границе примерно на 100 млн лет позднее начала развития зон дробления на рубеже мезо- и неопротерозоя и сопровождался сдвиговыми перемещениями, которые должны задать Сибири вращение против часовой стрелки.

Анализ палеомагнитных данных по мезо- и неопротерозою Австралии как одного из крупных континентальных блоков Восточной Гондваны в сравнении с кривой ТКДП Лаврентии также позволяет предполагать близкую по кинематике модель раскрытия океанического бассейна на западной окраине Родинии, между континентальными массами Лаврентии и Восточной Гондваны [Wingate, Giddings, 2000; Powell, Pisarevsky, 2002]. Следуя интерпретации М. Вингейта, Дж. Гиддингса, мезопротерозойские палеомагнитные полюсы Восточной Гондваны (Австралии) имеют хорошую сходимость с полюсами Лаврентии при повороте на  $127^\circ$  против часовой стрелки вокруг точки с координатами  $34.6^\circ\text{N}$ ,  $134.6^\circ\text{E}$ , при этом полюс для Австралии на 755 млн лет (Mundine Well dyke swarm, Western Australia) отличается от соответствующего интервала ТКДП Лаврентии на угол около  $30^\circ$  [Wingate, Giddings, 2000]. Сопоставление палеомагнитных данных для Австралии и Лаврентии дает основания утверждать, что в течение первой половины неопротерозоя (1000—750 млн лет) кратоны Восточной Гондваны имели относительно левостороннее сдвиговое перемещение южного направления вдоль западной окраины Лаврентии с постепенным раскрытием океанического бассейна с севера на юг (в современных координатах Лаврентии). Соответственно картина распада северо-западной части суперконтинента Родинии может быть обусловлена „тектоническим расползанием“ кратонов Восточной Гондваны, Лаврентии и Сибири в результате общего поворота этой системы континентальных блоков против часовой стрелки.

Дополнительным аргументом в пользу предложенной модели о пространственном положении Сибирского кратона относительно Лаврентии и динамике распада этой части суперконтинента Родиния в неопротерозое могут быть новые палеомагнитные данные по северной — таймырской окраине Сибири. Как уже говорилось, в традиционных моделях Родинии, Сибирский кратон сочленяется с Лаврентией именно по этой полосе [Dalziel, 1997; Smethurst et al., 1998; Meert, Torsvik, 2003; Torsvik, 2003; и др.]. Центрально-Таймырский аккреционный пояс, разделяющий в современной структуре пассивные окраины Сибирского и Карского палеоконтинентов был сформирован в течение неопротерозоя [Vernikovskiy, Vernikovskaya, 2001], т. е. на этапе распада суперконтинента Родиния. В составе этого аккреционного пояса преобладают террейны островодужного и океанического генезиса, представленные неопротерозойскими вулканогенно-осадочными и вулканогенными комплексами. Время функционирования островодужной системы Центрального Таймыра, по имеющимся изотопно-геохронологическим данным, обычно относят к интервалу 780—700 млн лет, этап аккреции островных дуг к Сибири оценивается поздним неопротерозоем — около 600 млн л.н. [Vernikovskiy, Vernikovskaya, 2001]. Однако полученные в последнее время изотопно-геохимические данные указывают на присутствие в составе аккреционного пояса фрагментов островной дуги, возраст которой соответствует границе мезо- и неопротерозоя. По результатам U-Pb исследований цирконов из метариолитов этой островодужной серии, ее возраст оценивается в 960 млн лет (неопубликованные данные авторов). Палеомагнитные исследования вулканогенных комплексов этой палеоостроводужной серии позволили установить координаты палеомагнитного полюса:  $Plat = 17.8^\circ\text{N}$ ,  $Plong = 326.8^\circ\text{E}$ ,  $A_{95} = 4.0$  [Metelkin, Vernikovskiy, 2003], положение которого сопоставимо с соответствующим по возрасту палеомагнитным полюсом уйской серии Учуро-Майского района юго-востока Сибири [Павлов и др., 2002], включающей диабазовые дайки и силлы с возрастом 940—1000 лет [Rainbird et al., 1998; Павлов и др., 2002]. С учетом доверительного интервала палеомагнитных определений, угловое расхождение в положении полюсов Сибирского кратона и Центрально-Таймырской островодужной системы не превышает  $30^\circ$ , а широтное — не более  $9^\circ$ . Таким образом, новые геохронологические и палеомагнитные данные позволяют утверждать, что трансформация режима пассивной континентальной окраины в активную на севере Сибири произошла уже в начале неопротерозоя — не позднее 960 млн лет назад. С этого времени на таймырской окраине Сибирского кратона функционировала островная дуга, реликты которой сохранены в современной структуре восточной части Центрально-Таймырского аккреционного пояса. Дуга могла быть отделена от континента задуговым бассейном (не более 1000 км) и при аккреции к Сибирскому кратону была развернута на  $\sim 30^\circ$  по часовой стрелке. В

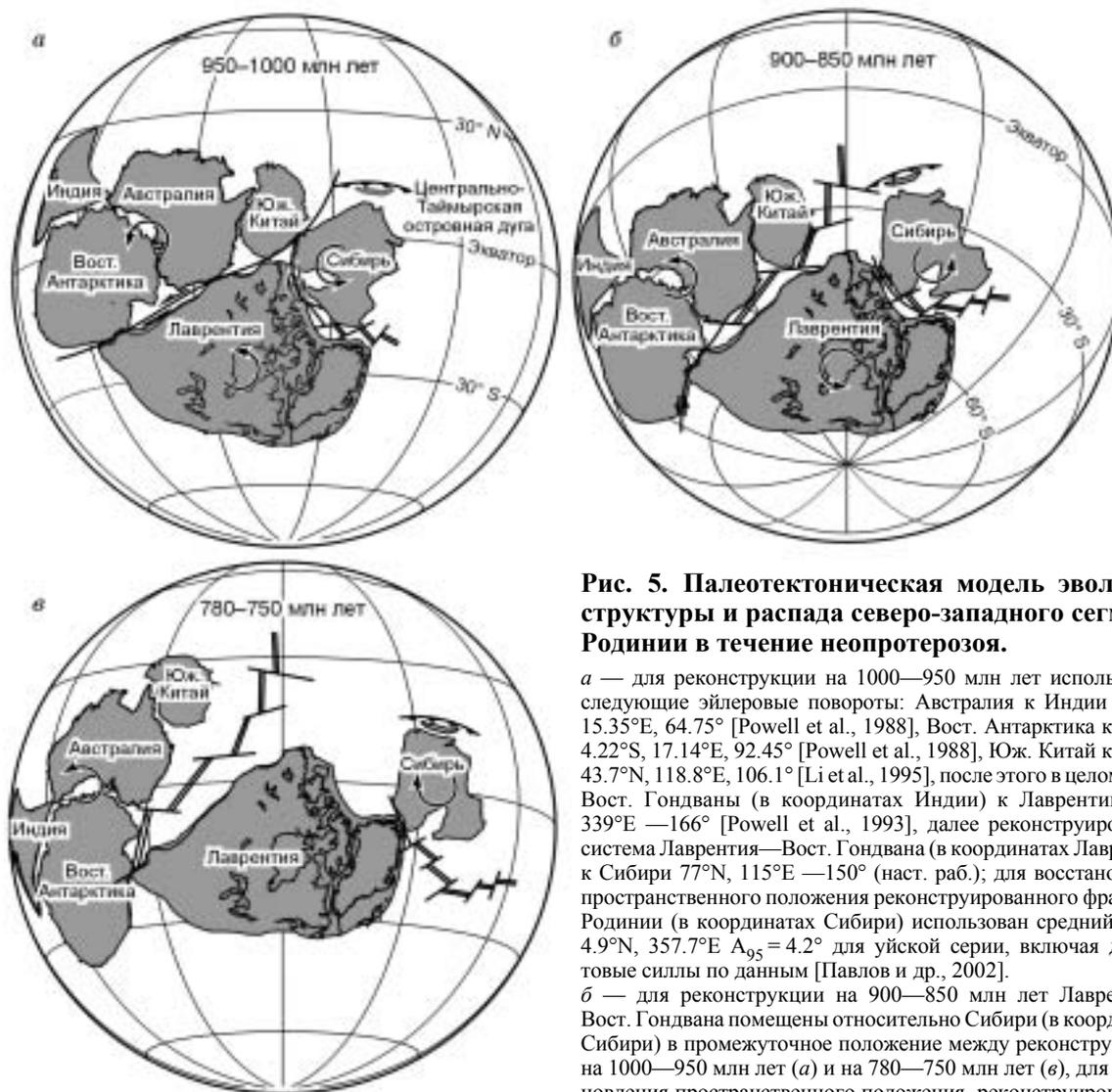
таком случае, если предположения И. Диела, М. Сметхурста, Т. Торсвика и ряда других авторов [Dalziel, 1997; Smethurst et al., 1998; Meert, Torsvik, 2003; Torsvik, 2003] верны и таймырская окраина Сибири около 1 млрд лет назад была обращена к канадской окраине Лаврентии, то, следуя полученным палеомагнитным данным, необходимо полагать, что островодужная система Центрального Таймыра располагалась между Сибирью и Лаврентией. Соответственно 960 млн лет назад Сибирский и Северо-Американский кратоны должны быть разделены океанической корой. Это означает, что Сибирский кратон либо вообще не входил в структуру суперконтинента Родиния, либо был отделен от него не позднее ~1 млрд л.н. Преимуществом предложенной нами модели является отсутствие серьезных противоречий между результатами палеомагнитных, геологических и тектонических исследований. Эта модель хорошо увязывает активный субдукционный режим вдоль таймырской окраины Сибири, с одной стороны, и возможность взаимодействия Сибирь—Лаврентия в составе Родинии на рубеже мезо- и неопротерозоя, с другой. Активный тектонический режим, связанный с субдукцией и аккрецией островных дуг на севере Сибири, вероятно, сохранялся в течение всего неопротерозоя [Vernikovskiy, Vernikovskaya, 2001] и отчасти мог компенсировать процессы, связанные с растяжением на юге кратона, обусловленные распадом суперконтинента Родиния и формированием океанического бассейна между Сибирью и Лаврентией.

### ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

Описанные выше закономерности в расположении докембрийских палеомагнитных полюсов в совокупности с геологическими и геохронологическими данными позволяют предложить следующую обобщенную модель тектонической эволюции Сибирского кратона в неопротерозое (рис. 5). В предлагаемых палеотектонических реконструкциях показаны только контуры Сибирского кратона, Лаврентии и Восточной Гондваны, составляющие северо-западную часть суперконтинента Родиния. Здесь мы попытались показать тектонический режим, характеризующий неопротерозойский этап распада северо-западной части суперконтинента Родиния, а главное — место Сибирского кратона в этой истории. Поэтому эволюция структуры юго-восточной части суперконтинента, представленной коллажем континентальных блоков Балтии, Амазонии, Африки, в этой модели не рассматривается, поскольку она не несет дополнительной информации для описания тектонического режима на окраинах Сибирского кратона в неопротерозое и является предметом отдельного обсуждения [Hartz, Torsvik, 2002; Meert, Torsvik, 2003; и др.]. Кроме того, мы не рассматриваем здесь альтернативные варианты взаимного положения кратонов Восточной Гондваны (SWEAT, AUSWUS или AUSMEX), а также механизм распада внутренней структуры этого тектонического элемента Родинии в неопротерозое, которые широко освещены в ряде публикаций [Wingate et al., 2002; Powell, Pisarevsky, 2002; Meert, 2003; и др.]. В наших реконструкциях сделано допущение о том, что кратоны Восточной Гондваны составляют единый континентальный массив в течение всего неопротерозоя и его палеогеографическое положение восстановлено по имеющимся данным для Австралии [Wingate, Giddings, 2000].

В конце мезопротерозоя на рубеже 1 млрд лет назад Сибирь и Лаврентия могли представлять собой единую часть суперконтинента Родиния (см. рис. 5). Сибирь располагалась к востоку от Лаврентии и их современные западные окраины, надстраивая друг друга, имели субширотное (BCB) простираие в районе 0—10°S. Континентальные блоки Восточной Гондваны расположены вдоль северо-западной (в древних координатах) окраины Лаврентии [Powell et al., 1993; Wingate, Giddings, 2000]. В начале неопротерозоя система Сибирь—Лаврентия—Восточная Гондвана имела южный дрейф с постепенным поворотом против часовой стрелки (см. рис. 4). Такая кинематика движения плит могла способствовать коллапсу — „тектоническому расползанию“ континентального массива. При этом наиболее сильное вращение испытывают находящиеся на западной периферии кратоны Восточной Гондваны, а расположенный на северо-северо-востоке Сибирский кратон „отстает“ от общего движения и испытывает правостороннее сдвиговое перемещение относительно Лаврентии, которая в свою очередь составляет относительно стабильное ядро. Объяснение этой кинематики требует наличия крупных сдвиговых зон как по восточной периферии Восточной Гондваны, так и на юге Сибири — между Сибирью и Лаврентией (см. рис. 5). К наиболее древним комплексам, отвечающим инициальной стадии рифтогенеза на юге Сибири, можно отнести дайки и силлы в осадочных последовательностях уйской серии Учуро-Майского района с возрастом 950—1000 млн лет. Вероятно, обособление Сибирского континента и Лаврентии началось уже в это время. Раскрытие бассейна между Сибирью и Лаврентией, по нашему мнению, происходило постепенно с востока на запад в современных координатах Сибири, наподобие современного Красноморского рифта, но при существенной сдвиговой компоненте. Такой геодинамической обстановке могло способствовать формирование субдукционной зоны на таймырской окраине Сибири, где активный островодужный вулканизм отмечается уже с рубежа 960 млн л.н.

Приблизительно 900 млн л.н. система Сибирь—Лаврентия—Восточная Гондвана, достигнув умеренных широт Южного полушария (см. рис. 5), могла сменить направление дрейфа на северное, а



**Рис. 5. Палеотектоническая модель эволюции структуры и распада северо-западного сегмента Родинии в течение неопротерозоя.**

*а* — для реконструкции на 1000—950 млн лет использованы следующие эйлеровы повороты: Австралия к Индии  $4.79^{\circ}\text{S}$ ,  $15.35^{\circ}\text{E}$ ,  $64.75^{\circ}$  [Powell et al., 1988], Вост. Антарктика к Индии  $4.22^{\circ}\text{S}$ ,  $17.14^{\circ}\text{E}$ ,  $92.45^{\circ}$  [Powell et al., 1988], Юж. Китай к Индии  $43.7^{\circ}\text{N}$ ,  $118.8^{\circ}\text{E}$ ,  $106.1^{\circ}$  [Li et al., 1995], после этого в целом блоки Вост. Гондваны (в координатах Индии) к Лаврентии  $56^{\circ}\text{S}$ ,  $339^{\circ}\text{E}$  —  $166^{\circ}$  [Powell et al., 1993], далее реконструированная система Лаврентия—Вост. Гондвана (в координатах Лаврентии) к Сибири  $77^{\circ}\text{N}$ ,  $115^{\circ}\text{E}$  —  $150^{\circ}$  (наст. раб.); для восстановления пространственного положения реконструированного фрагмента Родинии (в координатах Сибири) использован средний полюс  $4.9^{\circ}\text{N}$ ,  $357.7^{\circ}\text{E}$   $A_{95} = 4.2^{\circ}$  для уйской серии, включая долеритовые силлы по данным [Павлов и др., 2002].

*б* — для реконструкции на 900—850 млн лет Лаврентия и Вост. Гондвана помещены относительно Сибири (в координатах Сибири) в промежуточное положение между реконструкциями на 1000—950 млн лет (*а*) и на 780—750 млн лет (*в*), для восстановления пространственного положения реконструированного

фрагмента Родинии (в координатах Сибири) использовано интерполированное положение палеомагнитного полюса из ТКДП Сибири, которые соответствуют координатам  $10^{\circ}\text{N}$ ,  $315^{\circ}\text{E}$ .

*в* — для реконструкции на 780—750 млн лет использованы следующие эйлеровы повороты: блоки Вост. Гондваны к Индии как для реконструкции на 1000—950 млн лет, далее Вост. Гондвана (в координатах Индии) сначала повернута на  $7.5^{\circ}\text{N}$ ,  $303^{\circ}\text{E}$  —  $33.9^{\circ}$  в соответствии с построениями [Wingate, Giddings, 2000] и потом повернута к Лаврентии  $56^{\circ}\text{S}$ ,  $339^{\circ}\text{E}$  —  $166^{\circ}$  так, чтобы полюс Mundine Well dyke swarm совпал с интерполированным положением полюса Лаврентии на 755 млн лет в соответствии с построениями [Wingate, Giddings, 2000], затем реконструированная система Лаврентия—Вост. Гондвана (в координатах Лаврентии) сначала повернута к Сибири  $77^{\circ}\text{N}$ ,  $115^{\circ}\text{E}$  —  $150^{\circ}$  и потом сдвинута на  $45^{\circ}$  в западном направлении так, чтобы средний полюс на 780 млн лет для Лаврентии совпал со средним полюсом даек и силлов нерсинского и усть-ангарского комплексов (в координатах Сибири); для восстановления пространственного положения реконструированного фрагмента Родинии (в координатах Сибири) использован средний полюс по нерсинскому и усть-ангарскому комплексам  $20.5^{\circ}\text{N}$ ,  $309.8^{\circ}\text{E}$ ,  $A_{95} = 9.6^{\circ}$  (наст. работа).

несколько позже меняется и направление вращения кратонов Сибири и Лаврентии (см. рис. 4). С рубежа около 850 и до 750 млн л.н. Сибирский кратон испытывает слабое (около  $1^{\circ}/\text{млн лет}$ ) смещение по часовой стрелке, при том же правостороннем сдвиговом перемещении относительно Лаврентии. К рубежу около 900—850 млн лет уже, вероятно, имеется океаническое пространство между Восточной Гондваной и Лаврентией (см. рис. 5). Обособление этих континентальных масс и раскрытие океанического бассейна между ними происходит постепенно с севера на юг, важную роль в этом процессе также играют сдвиговые перемещения. Из-за отсутствия палеомагнитных данных для реконструкции на 900—850 млн лет использовано интерполированное положение полюса из ТКДП Сибири с координатами  $10^{\circ}\text{S}$ ,  $315^{\circ}\text{E}$ , отвечающее наиболее южному положению кратонов в неопротерозое. Современная южная окраина Сибирского палеоконтинента на это время могла занимать положение, соответствующее  $40$ — $50^{\circ}$  южной широты (см. рис. 5).

Полное разделение континентов Сибирь и Лаврентия, вероятно, связано с интервалом 750—700 млн лет. Инициальной стадии раскола континентальной коры этого рубежа отвечают субвулканические интрузии юго-западной окраины Сибирского кратона. К этому времени по предлагаемой модели Сибирский кратон мог быть сдвинут относительно Лаврентии на расстояние до 2 тыс. км и его юго-западный край находился в непосредственной близости от северной окраины Гренландии (см. рис. 5). Кратоны Восточной Гондваны могли быть сдвинуты на юг и развернуты относительно Лаврентии на угол не менее 30° [Wingate, Giddings, 2000] в результате раскрытия океанического бассейна. Вероятно, в это же время произошел и распад блоков, составляющих Восточную Гондвану [Meert, Torsvik, 2003; Meert, 2003], однако ее ядро Австралия—Антарктида будет занимать положение, соответствующее представленной реконструкции (см. рис. 5).

К началу венда происходит аккреция и обдукция островных дуг Центрального Таймыра, формирование Центральнo-Таймырского аккреционного пояса [Vernikovskiy, Vernikovskaya, 2001]. На западе кратона — в приенисейской полосе [Vernikovskiy et al., 2003], в это время также происходят аккреционно-коллизийные события, которые свидетельствуют об окончательном распаде системы суперконтинента и полном обособлении Сибирского кратона. В итоге, с вендского времени палеоконтиненты Сибирь и Лаврентия, безусловно, должны иметь независимую друг от друга тектоническую историю [Meert, 2003; Meert, Liberman, 2004].

### ВЫВОДЫ

1. Сибирский кратон и Лаврентия в конце мезо- и в неопротерозое могли быть связаны друг с другом, составляя часть суперконтинента Родиния.

2. Сибирский кратон в составе суперконтинента Родиния на рубеже 1 млрд л.н., по-видимому, надстраивал Лаврентию к северу в современных координатах таким образом, что западная окраина Сибири являлась продолжением западной окраины Лаврентии.

3. Доминирующим тектоническим режимом на юге Сибирского кратона в неопротерозое являются сдвиговые перемещения на фоне постепенного раскрытия океанского бассейна между Сибирью и Лаврентией. В результате этого, к рубежу примерно 750 млн л.н. Сибирский кратон был сдвинут относительно Лаврентии на расстояние до 2 тыс. км и его юго-западный край находился вблизи северной окраины Гренландии.

4. Проведенный анализ палеомагнитных данных подтверждает, что полное обособление континентов Сибирь и Лаврентия произошло более чем на 100 млн лет позднее начала формирования на южной окраине Сибири зон дробления, локального рифтогенеза и сопутствующего рифтогенного магматизма, продвигалось постепенно с востока на запад (в современных координатах Сибири) [Ярмолюк, Коваленко, 2001]. Вероятно, к концу неопротерозоя (в начале венда) кратоны могли иметь независимую тектоническую историю.

Авторы благодарят А.Н. Диденко и Д.П. Гладкочуба за полезные замечания и плодотворное обсуждение материалов, представленных в статье.

Работа выполнена в рамках комплексных интеграционных проектов СО РАН 6.7.4. и 6.7.1. при поддержке РФФИ (грант 04-05-64317), гранта Президента РФ для поддержки молодых ученых РФ № 123.

### ЛИТЕРАТУРА

**Брагин С.С., Лапин Б.Н.** О нерсинском интрузивном комплексе Присяня в связи с вопросом о возрасте карагасской серии // Новые данные по стратиграфии позднего докембрия Сибири. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1982, с. 105—117.

**Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В., Палесский С.В., Яковлева С.З., Яснев А.М., Федосеев А.М.** Неопротерозойские постколлизийные гранитоиды глушихинского комплекса, Енисейский кряж // Петрология, 2003, т. 11, № 1, с. 53—67.

**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., Верниковская А.Е., Ножкин А.Д., Пономарчук В.А.** Рифейские офиолиты Исаковского пояса (Енисейский кряж) // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7—8), с. 169—181.

**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 кряжа // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (2), с. 255—259.

**Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000, Серия Енисейская, Лист 0-46-XVI:** Объяснительная записка / Ред. А.В. Лесгафт. М., Недра, 1970, 59 с.

**Диденко А.Н., Козаков И.К., Бибикина Е.В., Водовозов В.Ю., Хильтова В.Я., Резницкий Л.З., Иванов А.В., Левицкий В.И., Травин А.В., Шевченко Д.О., Рассказов С.В.** Палеомагнетизм нижне-

протерозойских гранитоидов Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирского кратона и геодинамические следствия // Докл. РАН, 2003, т. 309, № 3, с. 368—373.

**Казанский А.Ю.** Эволюция структур западного обрамления Сибирской платформы по палеомагнитным данным: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Новосибирск, ОИГТМ СО РАН, 2002, 40 с.

**Качевский Л.К., Качевская Г.И., Грабовская Ж.М.** Геологическая карта Енисейского кряжа, м-б 1:500 000 / Под ред. А.К. Мкртычяна, М.Л. Шермана. Красноярск, Красноярскгеолсъёмка, 1998.

**Лавренчук А.В., Метелкин Д.В., Белоносов И.В.** Новые петролого-геохимические и палеомагнитные данные по неопротерозойским дайковым комплексам Саяно-Енисейской окраины Сибирского кратона // Вестн. Том. ун-та. Приложение: Материалы науч. конф. „Петрология магматических и метаморфических комплексов“. Томск, 2005, с. 100—105.

**Левицкий В.И., Мельников А.И., Резницкий Л.З., Бибикова Е.В., Кириозова Т.И., Козаков И.К., Макаров В.А., Плоткина Ю.В.** Посткинematические раннепротерозойские гранитоиды юго-западной части Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2002, т. 43 (8), с. 717—731.

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

**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.

**Ножкин А.Д., Бибикова Е.В., Туркина О.М., Пономарчук В.А.** Изотопно-геохронологическое исследование (U-Pb, Ar-Ar, Sm-Nd) субщелочных порфиридных гранитов Таракского массива Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (9), с. 879—889.

**Павлов В.Э., Галле И.** Реконструкция взаимного положения Сибири и Лаврентии в конце мезопротерозоя по палеомагнитным данным // Геотектоника, 1999, № 6, с. 16—28.

**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.

**Румянцев М.Ю., Туркина О.М., Ножкин А.Д., Грачева Т.В., Шевченко Д.О.** Новые данные о возрасте шумихинского палеоостроводужного комплекса (Восточный Саян): позднерифейско-вендское корообразование на юго-западной окраине Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2000, т. 41 (12), с. 1790—1797.

**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

**Склярлов Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Меньшагин Ю.В., Константинов К.М., Ватанабе Т.** Дайковые рои южного фланга Сибирского кратона — индикаторы распада суперконтинента Родиния // Геотектоника, 2000, № 6, с. 59—75.

**Советов Ю.К., Комлев Д.А.** Тиллиты в основании оселковой серии Присяянья и нижняя граница венда на юго-западе Сибирской платформы // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2005, т. 13, № 4, с. 3—34.

**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.

**Хоментовский В.В.** Байкалий Сибири (850—650 млн лет) // Геология и геофизика, 2002, т. 43 (4), с. 313—333.

**Эволюция** южной части Сибирского кратона в докембрии / Ред. Е.В. Склярлов. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2006, 300 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.

**Aftalion M., Bibikova E.V., Bowes D.R., Hoppgood A.M., Perchuk L.L.** Timing of Early Proterozoic collisional and extensional events in the granulite-gneiss-charnockite-granite complex, Lake Baikal, USSR: a U-Pb, Rb-Sr, and Sm-Nd isotopic study // J. Geol., 1991, v. 99, p. 851—862.

**Dalziel I.W.D.** Neoproterozoic — Paleozoic geography and tectonics: review, hypothesis and environmental speculation // *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1997, v. 109, p. 16—42.

**Diehl J.F., Haig T.D.** A paleomagnetic study of the lava flows within the Copper Harbor conglomerate, Michigan: new results and implications // *Can. J. Earth Sci.*, 1994, v. 31, p. 369—380.

**Ernst R.E., Buchan K.L.** Paleomagnetism of the Abitibi dyke swarm, southern Superior Province, and its implications for the Logan Loop // *Can. J. Earth Sci.*, 1993, v. 30, p. 1886—1897.

**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 // *Prec. Res.*, 2006, v. 147, p. 260—278.

**Green J.C., Bornhorst T.J., Chandler V.W., Mudrey M.D., Myers P.E., Pesonen L.J., Wilband J.T.** Keewanawan dykes of the Lake Superior region: evidence for evolution of the Middle Proterozoic mid-continent rift in North America // *Mafic Dyke Swarms* / Eds. H.C. Halls, W.F. Fahrig. *Geol. Assoc. Can. Spec.*, 1987, p. 289—302.

**Halls H.C.** A paleomagnetic reversal in the Osler Volcanic Group, northern Lake Superior // *Can. J. Earth Sci.*, 1974, v. 11, p. 1200—1207.

**Halls H.C., Palmer H.C.** Remagnetization in Keewanawan rocks: Part II. Lava flows within the Copper Harbor conglomerate // *Can. J. Earth Sci.*, 1981, v. 18, p. 1395—1408.

**Halls H.C., Pesonen L.J.** Paleomagnetism of Keewanawan rocks // *Geology and tectonics of the Lake Superior basin* / Eds. R.J. Wold, W.J. Hinze. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 1982, v. 156, p. 173—201.

**Harlan S.S., Geissman J.W., Snee L.W.** Paleomagnetic and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronologic data from Late Proterozoic mafic dykes and sills, Montana and Wyoming // *USGS Prof. Pap.*, 1997, p. 16—25.

**Hartz E.H., Torsvik T.H.** Baltica upside down: a new plate tectonic model for Rodinia and the Iapetus Ocean // *Geology*, 2002, v. 30, p. 255—258.

**Heaman L.M., LeCheminant A.N., Rainbird R.H.** Nature and timing of Franklin igneous event, Canada: implications for a Late Proterozoic mantle plume and the break-up of Laurentia // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1992, v. 109, p. 117—131.

**Hyodo H., Dunlop D.J.** Effect of anisotropy on the paleomagnetic contact test for a Grenville dyke // *J. Geophys. Res.*, 1993, v. 98, p. 7997—8017

**Hyodo H., Dunlop D.J., McWilliams M.O.** Timing and extent of Grenvillian overprinting near Temagami // *Geol. Soc. Canad., Spec. Pap.*, 1986, v. 31, p. 119—126.

**Irving E., Park J.K., Roy J.L.** Paleomagnetism and the origin of the Grenville Front // *Nature*, 1972, v. 236, p. 344—346.

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

**Lewchuk M.T., Symons D.T.A.** Paleomagnetism of the Late Precambrian Coldwell Complex, Ontario, Canada // *Tectonophysics*, 1990, v. 184, p. 73—86.

**Li Z.X., Zhang L., Powell C.M.** South China in Rodinia: part of the missing link between Australia—East Antarctica and Laurentia? // *Geology*, 1995, v. 23, p. 407—410.

**McCabe C., Van der Voo R.** Paleomagnetic results from the upper Keewanawan Chequamegon Sandstone: implications for red bed diagenesis and Late Precambrian apparent polar wander of North America // *Canad. J. Earth Sci.*, 1983, v. 20, p. 105—112.

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

**McWilliams M.O., Dunlop D.J.** Grenville paleomagnetism and tectonics // *Canad. J. Earth Sci.*, 1978, v. 15, p. 687—695.

**Meert J.G.** A synopsis of events related to the assembly of eastern Gondwana // *Tectonophysics*, 2003, v. 362, p. 1—40.

**Meert J.G., Powell C.M.** Introduction to the special volume on the assembly and break-up of Rodinia // *Prec. Res.*, 2001, v. 110, p. 1—8.

**Meert J.G., Torsvik T.H.** The making and unmaking of a supercontinent: Rodinia revisited // *Tectonophysics*, 2003, v. 375, p. 261—288.

**Meert J.G., Lieberman B.S.** A palaeomagnetic and palaeobiogeographical perspective on latest Neoproterozoic and early Cambrian tectonic events // *J. Geol. Soc.*, 2004, v. 161, p. 477—487.

**Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A.** Preliminary paleomagnetic data from the Neoproterozoic Central Taimyr accretionary belt (Arctic Siberia) and Siberia-Laurentia connection // The Fourth International Conference on Arctic Margins (ICAM IV). Dartmouth, Nova Scotia, Canada, 2003, p. P-15.

**Murthy G., Gower C., Turett M., Pa'tzold R.** Paleomagnetism of the Eocambrian Long Range dykes and Double Mer Formation from Labrador, Canada // *Canad. J. Earth Sci.*, 1992, v. 29, p. 1224—1234.

**Palmer H.C., Davis D.W.** Paleomagnetism and U-Pb geochronology of volcanic rocks from Michipicoten Island, Lake Superior, Canada: precise calibration of the Keweenaw polar wander track // *Prec. Res.*, 1987, v. 37(2), p. 157—171.

**Palmer H.C., Baragar W.R.A., Fortier M., Foster J.H.** Paleomagnetism of Late Proterozoic rocks, Victoria Island, North-west Territories, Canada // *Canad. J. Earth Sci.*, 1983, v. 20, p. 1456—1469.

**Park J.K.** Analysis of multicomponent magnetization of the Little Dal Group, Mackenzie Mountains, Northwest Territories, Canada // *J. Geophys. Res.*, 1981, v. 86, p. 5134—5146.

**Park J.K.** Paleomagnetism of the Mudracked formation of the Precambrian Little Dal Group, Mackenzie Mountains, Northwest Territories, Canada // *Canad. J. Earth Sci.*, 1984, v. 21, p. 371—375.

**Park J.K., Aitken J.D.** Paleomagnetism of the late Proterozoic Tsezotene Formation of northwest Canada // *J. Geophys. Res.*, 1986, v. 91, p. 4955—4970.

**Park J.K., Norris D.K., Laroche A.** Paleomagnetism and the origin of the Mackenzie Arc of northwestern Canada // *Can. J. Earth Sci.*, 1989, v. 26, p. 2194—2203.

**Pesonen L.J., Elming S.-E., Mertanen S., Pisarevsky S., D'Agrella-Filho M.S., Meert J.G., Schmidt P.W., Abrahamsen N., Bylund G.** Palaeomagnetic configuration of continents during the Proterozoic // *Tectonophysics*, 2003, v. 375, p. 289—324.

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

**Pisarevsky S.A., Komissarova R.A., Khramov A.N.** New paleomagnetic result from Vendian red sediments in Cisbaikalia and the problem of the relationship of Siberia and Laurentia in the Vendian // *Geophys. J. Int.*, 2000, v. 140, p. 598—610.

**Powell C.M., Pisarevsky S.A.** Late Neoproterozoic assembly of East Gondwana // *Geology*, 2002, v. 30, p. 3—6.

**Powell C.M., Roots S.R., Veevers J.J.** Pre-breakup continental extension in East Gondwanaland and the early opening of the eastern Indian Ocean // *Tectonophysics*, 1988, v. 155, p. 261—283.

**Powell C.M., McElhinny M.W., Li Z.X., Meert J.G., Park J.K.** Paleomagnetic constraints on timing of the Neoproterozoic breakup of Rodinia and the Cambrian formation of Gondwana // *Geology*, 1993, v. 21, p. 889—892.

**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.*, 1998, v. 164, p. 409—420.

**Roy J.L., Robertson W.A.** Paleomagnetism of the Jacobs-ville Formation and the apparent polar wander path for the interval 1100—670 m.y. for North America // *J. Geophys. Res.*, 1978, v. 83, p. 1289—1304.

**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.

**Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Menshagin Yu.V., Watanabe T., Pisarevsky S.A.** Neoproterozoic mafic dike swarms of the Sharyzhalgai metamorphic massif (southern Siberian craton) // *Prec. Res.*, 2003, v. 122, № 1—4, p. 359—377.

**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, p. 1—24.

**Symons D.T.A.** Paleomagnetism of the Keewenawan Chipman Lake and Seabrook Lake carbonatite complexes, Ontario // *Canad. J. Earth Sci.*, 1992, v. 29, p. 1215—1223.

**Symons D.T.A., Chiasson A.D.** Paleomagnetism of the Callander Complex and the Cambrian apparent polar wander path for North America // *Canad. J. Earth Sci.*, 1991, v. 28, p. 355—363.

**Torsvik T.H.** The Rodinia Jigsaw Puzzle // *Science*, 2003, v. 300, p. 1379—1381.

**Torsvik T.H., Smethurst M.A., Meert J.G., Van der Voo R., McKerrow W.S., Sturt B.A., Brasier M.D., Walderhaug H.J.** Continental breakup and collision in the Neoproterozoic and Paleozoic — a tale of Baltica and Laurentia // *Earth Sci. Rev.*, 1996, v. 40, p. 229—258.

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

**Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E.** Central Taimyr accretionary belt (Arctic Asia): Meso-Neoproterozoic tectonic evolution and Rodinia breakup // *Prec. 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.

**Watts D.P.** Paleomagnetism of the Fond du Lac formation and the Eileen and Middle River sections with implications for Keewanawan tectonics and the Grenville problem // *Canad. J. Earth Sci.*, 1981, v. 18, p. 829—841.

**Weil A.B., Van de Voo R., Mac Niocaill C., Meert J.G.** The Proterozoic supercontinent Rodinia: paleomagnetically derived reconstruction for 1100 to 800 Ma // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1998, v. 154, p. 13—24.

**Wingate M.T.D., Giddings J.W.** Age and palaeomagnetism of the Mundine Well dyke swarm, Western Australia implications for an Australia-Laurentia connection at 755 Ma // *Prec. Res.*, 2000, v. 100, p. 335—357.

**Wingate M.T.D., Pisarevsky S.A., Evans D.A.D.** Rodinia connections between Australia and Laurentia: no SWEAT, no AUSWUS? // *Terra Nova*, 2002, v. 14, p. 121—128.

*Поступила в редакцию  
6 мая 2006 г.*