

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ И ЗАПАДНАЯ ГРАНИЦА СИБИРСКОГО КРАТОНА В НЕОПРОТЕРОЗОЕ: ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ, СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИЕ, ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ

В.А. Верниковский^{1,2}, А.Ю. Казанский^{1,2}, Н.Ю. Матушкин^{1,2}, Д.В. Метелкин^{1,2}, Ю.К. Советов^{1,2}

¹ *Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия*

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

Обсуждаются вопросы формирования западной окраины Сибирского кратона в неопротерозое: ее трансформация из пассивной континентальной окраины в активную; аккреционно-коллизийные процессы; формирование островных дуг и офиолитов; орогенез и окраинно-континентальный рифтогенез. Рассматриваются эволюция и корреляция осадочных бассейнов в пределах складчато-покровных поясов обрамления Сибирской платформы. Приводятся и обсуждаются новые геолого-структурные и кинематические данные по Приенисейской зоне разломов. На основе палеомагнитных данных, полученных по структурам зоны сочленения Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты, предлагаются модели взаимоположения Сибирского кратона с другими палеоконтинентами и микроконтинентами в неопротерозое. В совокупности эти данные позволяют построить непротиворечивую картину эволюции западной окраины Сибирского континента в неопротерозое и дают серьезное ограничение на положение границы Сибирского кратона в поздненеопротерозойское (предвендское) время.

Неопротерозойские магматические комплексы, рифтогенные и форландовые осадочные бассейны, геодинамика, кинематика, палеомагнетизм, Приенисейская зона разломов, Сибирский кратон, Енисейский кряж.

THE GEODYNAMIC EVOLUTION OF THE FOLDED FRAMING AND THE WESTERN MARGIN OF THE SIBERIAN CRATON IN THE NEOPROTEROZOIC: GEOLOGICAL, STRUCTURAL, SEDIMENTOLOGICAL, GEOCHRONOLOGICAL, AND PALEOMAGNETIC DATA

V.A. Vernikovskiy, A.Yu. Kazansky, N.Yu. Matushkin, D.V. Metelkin, and Yu.K. Sovetov

The formation of the western margin of the Siberian craton in the Neoproterozoic is considered, with a focus on its transformation from a passive continental margin into an active one, accretion and collision processes, formation of island arcs and ophiolites, orogeny, and continent-marginal rifting. The evolution and correlation of sedimentary basins within fold-thrust belts of the Siberian Platform framing are considered. New structural and kinematic data on the Yenisei fault zone are discussed. On the basis of paleomagnetic data obtained for the structures in the zone of junction of the Siberian Platform and the West Siberian Plate, new models are proposed for the location of the Siberian craton relative to other paleocontinents and microcontinents in the Neoproterozoic. All these data provide a consistent evolution scheme for the western margin of the Siberian paleocontinent in the Neoproterozoic and constrain the position of the Siberian craton margin in Late Neoproterozoic (pre-Vendian) time.

Neoproterozoic igneous complexes, rift and foreland sedimentary basins, geodynamics, kinematics, paleomagnetism, Yenisei fault zone, Siberian craton, Yenisei Ridge

ВВЕДЕНИЕ

В связи с повышенным интересом у геологов в последние годы к Предьенисейской нефтегазоносной субпровинции [Конторович и др., 2006] вновь стали обсуждаться дискуссионные вопросы о ее геологическом строении, а именно, какие осадочные комплексы подстилают мезозойско-кайнозойский чехол, что представляет собой фундамент в левобережье р. Енисей, есть ли в левобережье Енисея погребенные структуры Сибирской платформы, с какого возрастного интервала можно коррелировать осадочные комплексы по обе стороны этой реки и многие другие. За последние 10 лет на территории Предьенисейского осадочного бассейна выполнен значительный объем сейсморазведочных и буровых работ, позволяющий существенно продвинуться в решении как поставленных выше, так и многих других вопросов [Конторович и др., 1999, 2008а,б; Елкин и др., 2001; Сараев и др., 2004; и др.]. Однако пока далеко не на все из них удалось получить исчерпывающие ответы. Авторы настоящей статьи, выполняя многолетние геолого-структурные, седиментологические, петрологические, геохронологические и палеомагнитные исследования в пределах западного складчатого обрамления Сибирского кратона, в том числе по изучению Енисейского кряжа — главной складчатой структуры, отделяющей Предьенисейский бассейн от Сибирской

платформы, сделали попытку проанализировать имеющиеся данные и высказать свое суждение о геодинамической эволюции западной окраины Сибирского континента и о ее границе.

ТРАНСФОРМАЦИЯ ПАССИВНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ В АКТИВНУЮ И ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В ЗАПАДНОМ ОБРАМЛЕНИИ СИБИРСКОГО КРАТОНА В НЕОПРОТЕРОЗОЕ

Для того чтобы корректно говорить о западной границе Сибирского кратона, необходимо рассмотреть, что представляли собой его окраины в мезо-неопротерозойское время, учитывая, что сам кратон был сформирован в конце раннего протерозоя — 1.8—1.7 млрд лет назад, в результате амальгамации и коллизии архейско-раннепротерозойских террейнов [Зоненшайн и др., 1990; Rosen et al., 1994]. Разрезы мезопротерозоя на Сибирском кратоне начинаются толщами хорошо сортированных, часто мономиктных кварцевых песчаников, являющихся продуктами перемыва высокозрелых кор выветривания. Однако на основе анализа осадочных комплексов удалось достаточно уверенно установить, что только к концу мезопротерозоя (1000 млрд лет назад) вся или почти вся периферия платформы относилась к типу пассивных континентальных окраин [Зоненшайн и др., 1990; Богданов и др., 1998; Pisarevsky, Natarov, 2003; Vernikovskiy et al., 2004].

Для западной и северо-западной окраин Сибирского палеоконтинента (в современных координатах) мезо-неопротерозойские осадочные комплексы, типичные для пассивных континентальных окраин, описаны в ряде работ [Петров, Семихатов, 1997; Богданов и др., 1998; Хабаров, 1999; Sergeev et al., 1997; Petrov, Semikhatov, 2001]. Для Туруханского поднятия установлен мезо-неопротерозойский возраст пород, относимых к отложениям пассивной окраины, по микрофитолитам и строматолитам, а также изотопным Pb-Pb-отношениям по карбонатам, соответствующим возрасту (1035 ± 60) млн лет [Овчинникова и др., 1995; Petrov, Semikhatov, 2001]. Более того, указанные авторы, опираясь на полученные палеонтологические, изотопно-геохимические и литологические данные, нашли хорошее корреляционное сходство пород Туруханского поднятия с одновозрастными отложениями Учуро-Майского района.

Однако уже в раннем неопротерозое пассивная континентальная окраина северо-западной части Сибири начала трансформироваться в активную. Так, новые геологические, геохронологические и палеомагнитные данные по Центрально-Таймырскому аккреционному поясу показывают, что островодужная система начала формироваться вблизи северо-западного края Сибирского кратона (в современных координатах) уже 960 млн лет назад [Верниковский и др., 2007; Vernikovskiy et al., 2008]. Палеомагнитный полюс, рассчитанный для островодужных вулканитов и плагиогранитов оз. Трех Сестер (Северо-Восточный Таймыр) с U-Pb-возрастом по цирконам 960 млн лет, очень близок к палеополюсу того же возраста для Сибирского кратона, полученного по Учуро-Майскому региону [Павлов и др., 2002]. Офиолиты и островные дуги продолжали формироваться у северо-западной окраины Сибири до конца неопротерозоя — Челюскинский и Становской пояса 750—730 млн лет назад, а Усть-Таймырский — 660 млн лет назад [Верниковский, 1996; Khain et al., 1997; Vernikovskiy, Vernikovskaya, 2001; Vernikovskiy et al., 2004]. Затем в венде они все вместе аккретировали к Сибирскому кратону и обдуцировали на его окраину в качестве Центрально-Таймырского аккреционного пояса.

Поздненеопротерозойский (вендский) возраст этого аккреционного события доказан комплексом изотопно-геохимических данных (Sm-Nd-, Rb-Sr-, Ar-Ar-методы) по гранатовым амфиболитам (606—570 млн лет), залегающим в подошве аллохтона, в зоне сочленения Центрально- и Южно-Таймырской структур [Верниковский, 1996]. Этот этап развития активной континентальной окраины завершился окраинно-континентальным рифтогенезом, сопровождавшимся излиянием маломощных потоков трахибазальтов [Беззубцев и др., 1986; Лопатин и др., 1991], а также базальтов и риолитов бимодальной серии, относимых к лаптевской свите [Забияка и др., 1986]. U-Pb-возраст риолитов по цирконам соответствует 600 млн лет [Pease, Vernikovskiy, 2000].

В пределах Енисейского кряжа подобная трансформация пассивной континентальной окраины в активную произошла около 800 млн лет назад, когда Центрально-Ангарский терреин аккретировал к Сибирскому кратону (рис. 1). Возраст коллизионных аяхтинских и чиримбинских гранитов, образовавшихся в результате этого столкновения, составляет 760—750 млн лет, а постколлизионных глушихинских — 750—720 млн лет (U-Pb-данные по цирконам [Верниковская и др., 2002, 2003, 2007]). Вслед за коллизионным событием, вдоль западной окраины Сибирского палеоконтинента формируются островные дуги — 700—630 млн лет назад, сначала в северной Исаковской части пояса и чуть позже на юге — в Предивинской зоне [Верниковский и др., 1999, 2001; Vernikovskiy et al., 2003]. Эти данные хорошо согласуются с возрастом метаморфизма обдуцируемых офиолитов и островных дуг (685—600 млн лет [Волобуев, 1993; Верниковский и др., 1994]), а также с вендским возрастом перекрывающих молассовых комплексов [Семихатов, 1962; Советов и др., 2000].

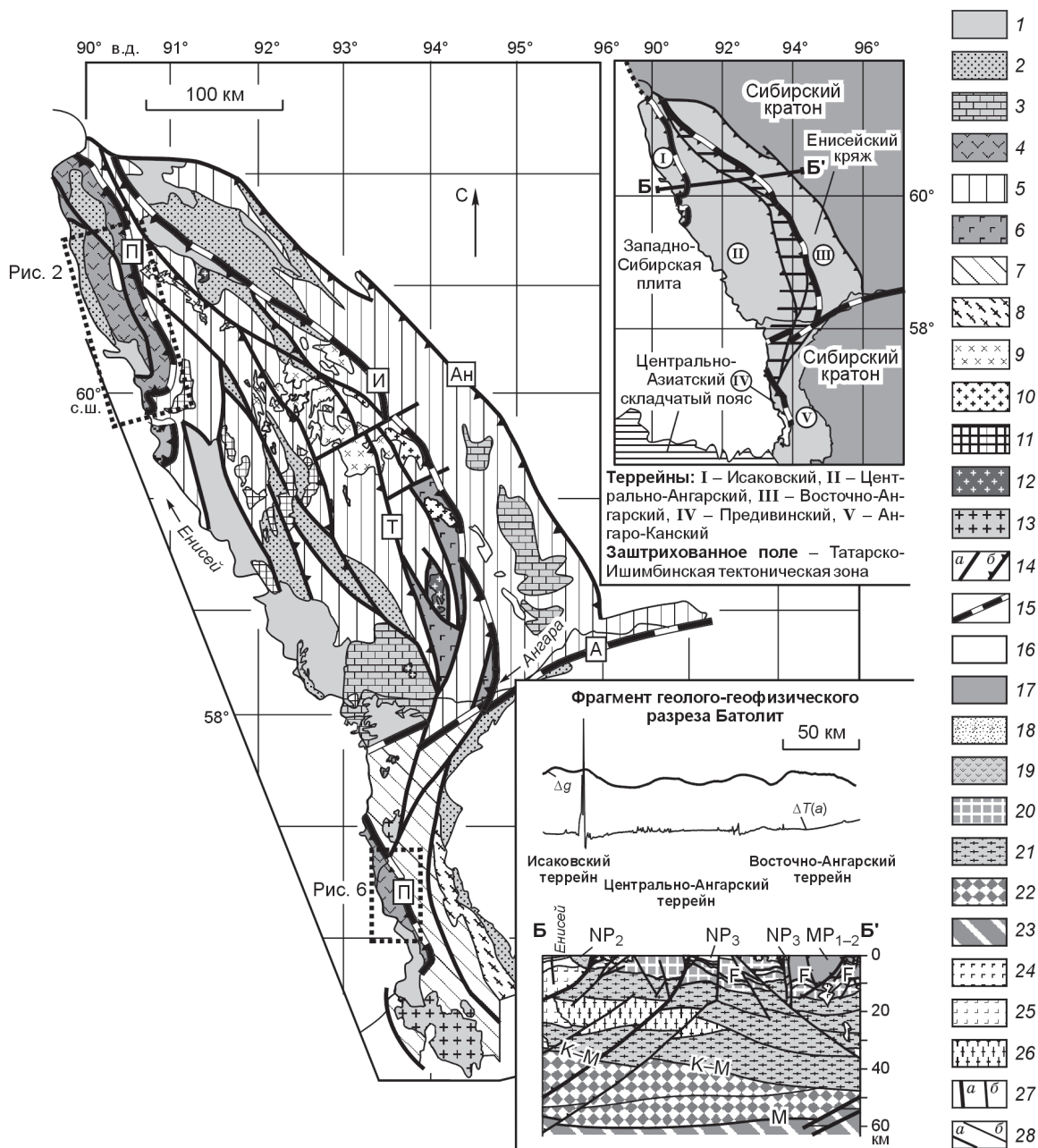


Рис. 1. Схематическая тектоническая карта Енисейского кряжа.

Составлена по В.А. Верниковскому, А.Е. Верниковской [2006, с дополнениями]; фрагмент разреза Батолит, по Н.А. Горюнову [Детков и др., 2007].

1 — чехол (PZ—KZ); 2 — молассы (NP₂₋₃); 3 — преимущественно карбонатные отложения (NP₂₋₃); 4 — офиолитовые и островодужные комплексы Приенисейского пояса (NP₂), плагиограниты с возрастом 700—630 млн лет; 5 — метаморфизованные от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций флишеидные отложения MP(?)—NP; 6 — офиолиты Рыбинско-Панимбинского пояса (MP—NP?); 7 — гранулит-амфиболитовые комплексы (PP₃). Гранитоиды: 8 — таракские (1840 млн лет), 9 — тейские и ерудинские (880—865 млн лет), 10 — аяхтинские (760—750 млн лет), 11 — глушихинские (750—720 млн лет), 12 — татарские (711—630 млн лет), 13 — посольненские и нижнеканские (511—455 млн лет); 14 — разломы (а), надвиги (б), А — Ангарский, И — Ишимбинский, Т — Татарский, П — Приенисейский, Ан — Анкиновский; 15 — границы террейнов (прямоугольниками с прерывистыми контурами показаны места расположения рис. 2 и рис. 6); 16 — комплексы внутриконтинентальных осадочных бассейнов; 17 — комплексы пассивных континентальных окраин; 18 — коллизионные гранитоиды; 19 — терригенно-вулканогенные и вулканогенные комплексы островных дуг и окраинных морей; 20 — гранитогнейсовый комплекс; 21 — гранулитогнейсовый комплекс; 22 — базиты, ультрабазиты, гранулиты; 23 — верхняя мантия; 24 — метагаббро-долериты, долериты; 25 — зоны насыщения земной коры продуктами магматизма: базальтового состава с офиолитовыми ассоциациями; 26 — зоны интенсивного проявления ультраметаморфизма и мигматизации в консолидированной земной коре; 27 — тектонические границы глобальных геоструктур литосферы (а), региональных мегаструктур литосферы (б); 28 — границы крупных (а) и мелких (б) подразделений. Регионально прослеживаемые геофизические границы разреза земной коры по данным глубинного сейсмического зондирования: F — поверхность консолидированного фундамента; К—М — переходная зона кора—мантия; М — граница Мохоровичича.

Практически одновременно с формированием островных дуг и их обдукцией на континентальную окраину на Енисейском кряже происходит окраинно-континентальный рифтогенез с образованием щелочных базальтоидов, трахитов, сиенитов и гранитов А-типа, что объясняется продолжающейся под континент субдукцией океанской плиты и, при достижении ею астеносферы, формированием нового щелочного магматического источника [Верниковский, Верниковская, 2006; Ножкин и др., 2007; Верниковский и др., 2008]. Характерно, что в это же время — 700—650 млн лет назад, вдоль всего Енисейского кряжа и Восточного Саяна до оз. Байкал [Ярмолюк и др., 2005] вместе со щелочным магматизмом происходило формирование окраинно-континентальных рифтогенных прогибов, фиксирующих обстановку растяжения [Sovetov et al., 2007], что полностью согласуется с предложенной моделью образования комплекса щелочных пород.

Таким образом, устанавливается совершенно очевидное сходство аккреционных и окраинно-континентальных рифтогенных событий в позднем неопротерозе—раннем венде в пределах Таймырской складчатой области, Енисейского кряжа, Восточного Саяна и Прибайкалья, т. е. вдоль северо-западной, западной и юго-западной окраин Сибирского кратона. Сказанное позволяет ввести серьезное ограничение на положение границы Сибирского кратона в предвендское время. В связи с длительным развитием в мезо-неопротерозе пассивных континентальных окраин вдоль западного ограничения Сибирского кратона, а в позднем неопротерозе — островных дуг и офиолитов от Таймыра до Восточного Саяна, возраст которых доказан многочисленными прецизионными данными, полученными в разных российских и зарубежных лабораториях [Верниковский, 1996; Добрецов, Верниковский, 1997; Khain et al., 1997; Dobretsov et al., 2003; Vernikovskiy et al., 2004], граница Сибирского палеоконтинента должна проводиться вблизи этих обдуцированных на кратон комплексов, т. е. вдоль нынешнего положения р. Енисей.

Вместе с тем вслед за неопротерозойскими островными дугами и офиолитами к Сибирскому кратону с запада аккретировали и другие докембрийские террейны и(или) микроконтиненты. Именно они в самом начале венда создали консолидированный фундамент для формирования единого терригенно-карбонатного и карбонатно-эвапоритового плитного комплекса, показанного А.Э. Конторовичем с соавторами [2006] при характеристике Предъенисейской нефтегазоносной субпровинции.

АНАЛИЗ ЭВОЛЮЦИИ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОГО КРАТОНА

История осадконакопления на Енисейском кряже, в Восточном Саяне и Прибайкалье в неопротерозе подтверждает заключение о том, что именно в этот период произошли главные геодинамические события, которые привели к формированию тектонической структуры западного и юго-западного обрамлений Сибирского кратона [Vernikovskiy et al., 2004], а сам анализ эволюции осадочных бассейнов может служить дополнительным инструментом интерпретации последовательности магматизма и метаморфизма при аккреционно-коллизионных событиях [Sovetov et al., 2007]. Как показано выше, осадконакопление на пассивной амагматичной Енисейской окраине Сибирского кратона происходило в мезопротерозе и раннем неопротерозе. Осадочная призма пассивной окраины выделяется в Каменско-Чернореченскую структурно-формационную зону и рассматривается как Восточно-Ангарский терреин в аккреционном комплексе Енисейского кряжа [Верниковский, Верниковская, 2006]. Слабометаморфизованные осадки здесь представлены отложениями подводных конусов выноса, склоновыми контуритами, шельфовыми песчаными волнами и темпеститами, предрифовыми турбидитовыми шлейфами и строматолитовыми рифами [Хабаров, 1999].

В пределах Центрально-Ангарского террейна Енисейского кряжа, отделенного от Восточно-Ангарского террейна региональной Ишимбинской зоной надвигов, выделяются только корреляционные аналоги осадочных комплексов пассивной окраины. Отложения осадочных бассейнов Центрально-Ангарского террейна несут признаки глубоководного режима осадконакопления (карбонатные и терригенно-карбонатные турбидиты) у подножия континентального склона. Здесь отложения осадочных бассейнов сильно деформированы и метаморфизованы от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций регионально-го метаморфизма, а нижний возрастной предел этих бассейнов превышает 880 млн лет [Vernikovskiy et al., 2004].

На северо-западе Енисейского кряжа в Исаковском аккреционном террейне находится синколлизонный деформированный осадочный комплекс, отнесенный к классу остаточных бассейнов закрывающегося океана (рис. 2). Остаточный бассейн представлен грубозернистой турбидитовой толщей глубоководного конуса выноса с аркозовым источником кластического материала. Седиментологические и петрографические данные представляют доказательство террейнового происхождения кластического материала. Терреин — ороген находился к западу от Енисейского кряжа и, вероятно, представлял собой микроконтинент [Советов, Ромашко, 1999].

Неопротерозойские рифтогенные осадочные бассейны на Енисейском кряже представлены Вороговским авлакогеном, а также Тейско-Чапским и Ослянским прогибами, которые образуют систему

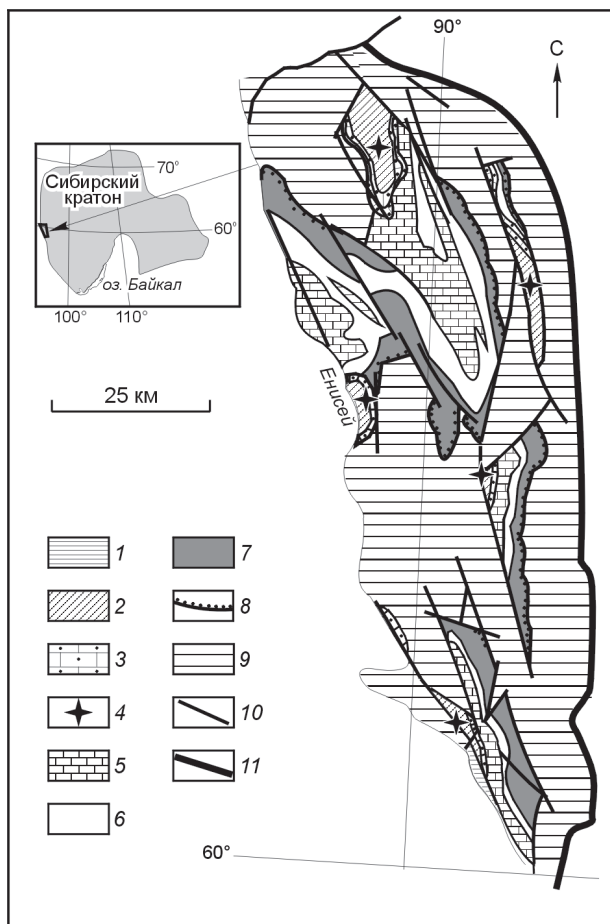


Рис. 2. Геологическая схема осадочных комплексов Исаковского террейна на северо-западе Енисейского кряжа.

1 — лебяжинская свита раннего кембрия; 2—4 — поздний неопротерозой (венд), чапская серия: 2 — немчанская свита, 3 — подъемская свита; 4 — Порожихинский молассовый осадочный бассейн; 5—8 — средний—поздний неопротерозой, вороговская серия: 5 — сухореченская свита, 6 — мутнинская свита, 7 — северореченская свита, 8 — базальные слои вороговской серии; 9 — среднепротерозойские метаосадочные, метавулканогенные и магматические породы Исаковского террейна; 10 — посткембрийские разломы; 11 — главный надвиг в основании Исаковского террейна.

автономно развивавшихся структур на разнородном фундаменте: на мезо-неопротерозойских толщах пассивной окраины Сибирского кратона и на офиолитовом комплексе, обдущированном на кратон, в Исаковской зоне [Советов, 2001б]. Начало осадконакопления предполагается в интервале 680—670 млн лет тому назад, т. е. синхронно с проявлением щелочного магматизма, как это показано выше. Рифтогенная палеоструктура была обоснована последовательностью седиментационных комплексов, интенсивным погружением основания бассейна (более 5 км осадков), бимодальным палеотранспортом кластического материала, инициальной и рекуррентной стадиями рифтинга, связью с открытым океаном. Вороговская серия ограничена снизу и сверху региональными несогласиями. Перед накоплением этой серии складчато-надвиговой ороген Енисейского кряжа был денудирован и представлял собой консолидированный фундамент.

Вороговский авлакоген и бассейн прошли четыре стадии развития: 1) грабена и накопления флювиально-дельтовой толщи, 2) протозалива, первой крупной трансгрессии моря и образования карбонатной платформы, 3) глубоководного бассейна и накопления гравититов в рамповом конусе выноса, 4) континентальной террасы (embankment), мелководного шельфа и карбонатной формации, связанной с приливами (рис. 3). Эволюция бассейна восстанавливалась с помощью анализа литофаций и их ассоциаций — осадочных систем.

Рифтогенные осадочные бассейны синхронные и седиментологически идентичные Вороговскому образовались в Каменной зоне Енисейского кряжа. Тейско-Чапский бассейн выполнен отложениями чингасанской серии, Дашкинский бассейн — соответственно ослянской серией. Эти бассейны характеризуются тем, что главным источником кластического материала для них служил Сибирский кратон, тектонические стадии перестройки режима погружения были одновременными, карбонатные региональные осадочные системы были рампами и карбонатными платформами. Все три бассейна были эродированы в раннем венде и перекрыты с палеогеографическим несогласием поздневендской континентальной молассой.

Вендские молассовые осадочные бассейны. Региональный вендский периферический форландовый бассейн сформировался на западе—юго-западе Сибирского кратона после радикального изменения палеогеографии положения источников кластического материала и режима осадконакопления. Эти изменения произошли в связи с формированием орогенного пояса на окраине кратона после аккреции островных дуг, террейнов и микроконтинентов в позднепротерозойское—ранневендское время с запада и юго-запада. С началом вендского конвергентного этапа тесно связано оледенение Сибирского кратона — составная часть глобального оледенения Марино. Следы оледенения установлены на северо-востоке и западе Енисейского кряжа, а наиболее детально ледниковые отложения изучены в Присаянье [Советов, Комлев, 2005]. Региональной корреляцией доказывается однотипная смена осадочных систем в венде на громадной территории юго-запада Сибирской платформы как составных частей единого периферического форландового бассейна Сибирской платформы [Советов, 2001а; Советов, Благовидов, 2004; Sovetov et al., 2007]. После ранневендского оледенения образовались краевые морские бассейны с источниками

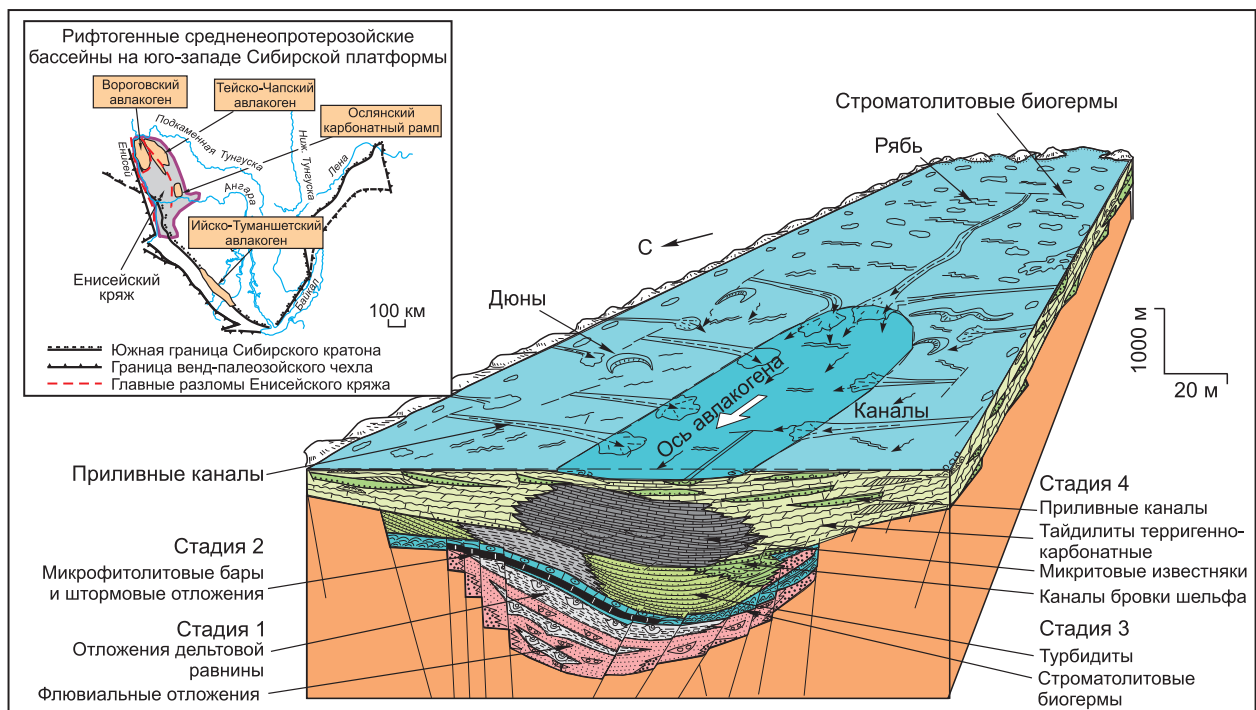


Рис. 3. Реконструкция средне-позднепротерозойского Вороговского авлакогена на стадии широкого шельфа — континентальной террасы (сухореченское время), по Ю.К. Советову [2001а,б, с изменениями и дополнениями].

кластического материала в центральных районах Сибирского кратона, в поздневендское время краевые морские бассейны исчезли и на их месте появились обширные аллювиальные равнины, прислоненные к внешним орогенам. Собственно «молассовая» стадия форландового бассейна была временем поступления на кратон громадного количества силикокластического материала, послужившего каркасом для коллекторов углеводородов (рис. 4).

Порожихинский молассовый осадочный бассейн в северо-западной части Енисейского кряжа и синхронные бассейны Чапский на северо-востоке и Тасеевский на юге региона, судя по направлениям течения рек, развивались в виде отдельных осадочных линз, полуизолированных друг от друга приподнятыми зонами с замедленным темпом погружения. На Исаковском террейне закартированы Порожихинская, Кутукасская, Сурнихинская, Столбовская и Исаковская линзы чапской серии. Вендский осадочный бассейн имел другую ориентировку и занимал значительно большую площадь, чем предшествующий Вороговский бассейн. Чапская серия залегает на всех полого наклоненных подразделениях вороговской серии и сильно деформированных породах Исаковского офиолитового комплекса. В базальной части чапской серии находятся микститовые песчано-гравийные отложения и брекчии, которые коррелируют с ледниковыми отложениями марнинской свиты Присаянья [Советов, Комлев, 2005]. Последовательность мелководно-морских и континентальных осадочных систем в чапской серии идентична на северо-западе и северо-востоке Енисейского кряжа и аналогична последовательности в тасеевской серии на юге кряжа и в оселковской серии Присаянья.

Чапский молассовый бассейн располагается в пределах Восточно-Ангарского террейна в бассейнах рек Чапа и Тея. Чапская серия перекрывает со скрытым несогласием чингасанскую серию, составляющую рифтогенный Тейско-Чапский осадочный бассейн, по многим параметрам сходный с Вороговским бассейном. Чапская серия переходит за пределы рифтогенного прогиба, перекрывает его борта и залегает на деформированных отложениях пассивной окраины Сибирского кратона. Общая стратиграфическая последовательность отложений в чапской серии сходна с последовательностью в разрезах Порожихинского бассейна. В ее нижней части присутствуют циклические последовательности аллювиальных отложений, которые перекрываются штормовыми и мелководно-морскими терригенно-карбонатными отложениями, содержащими в базальной части диамиктиты и брекчии ледникового происхождения (суворовская и подъемская свиты). Выше залегают красноцветные разнотипные аллювиальные отложения, сменяющиеся пестроцветными мелководно-морскими отложениями (таежнинская и угловская свиты), которые коррелируют со стратиграфическими аналогами верхних частей разрезов тасеевской серии и знаменуют

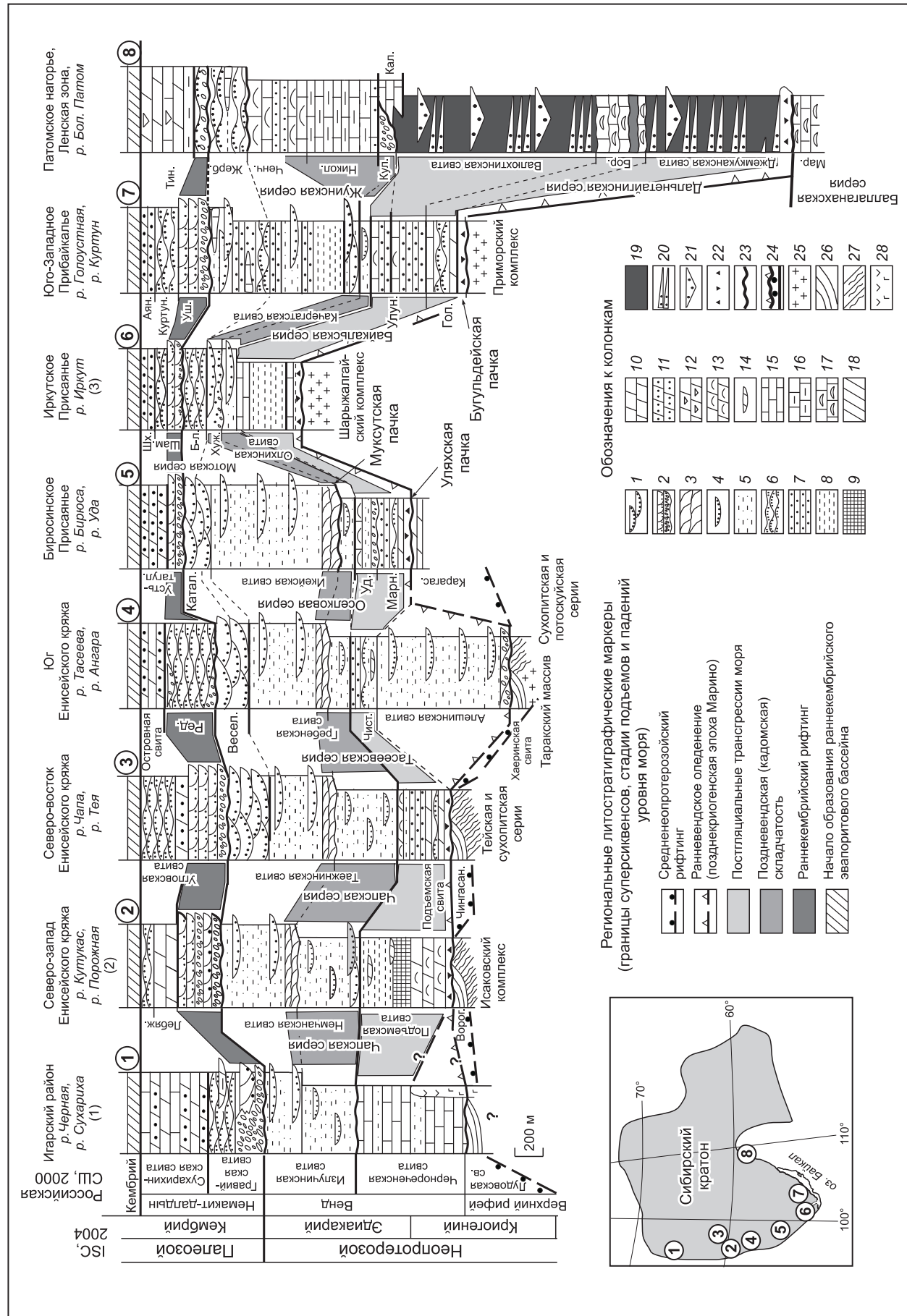


Рис. 4. Стратиграфия и седиментология отложений вендского периферического форландового бассейна на юго-западе Сибирской платформы, по Ю.К. Советову [Sovetov et al., 2007, с изменениями и дополнениями].

1 — отложения русел мелких сплетенных и сетчатых рек; 2 — отложения русел глубоких сплетенных гравийно-песчаных рек; 3 — отложения русел глубоких сплетенных песчаных рек (комплексы аккреции вниз по течению); 4 — аллювиальная равнина с руслами блуждающих рек; 5 — тонкозернистые отложения прирусловых валов и поймы; 6 — морские песчаные волны и дюны; 7 — песчаные темпеститы; 8 — тонкозернистые шельфовые отложения; 9 — кремни (туфы?); 10 — массивные; 11 — песчанистые с линзами песчаника; 12 — брекчиевые; 13 — Stromatolites; 14 — тонкие линзы доломитов в терригенных отложениях; 15 — чистые; 16 — глинисто-алевритовые шпоровые и приливных течений; 17 — калькаренины и кальрудиты гравитационных потоков; 18 — чередование известняков, доломитов и доломитовых брекчий; 19 — аргиллиты с органическим веществом (черные сланцы); 20 — песчаные турбидиты; 21 — каналы глубоководных конусов выноса; 22 — диамиктиты (тиллиты); 23 — несопласия; 24 — основание венды; 25 — граница среднепротерозойских осадочных серий и фундамента; 26 — среднепротерозойские незавершенные рифты; 27 — среднепротерозойские метасадочные и метавулканические породы; 28 — среднепротерозойские основные интрузивные тела.

Сокращенные наименования стратиграфических подразделений, серии: Воров. — воровская; Карагас. — карагаская; Чингасан. — чингасанская; свиты: Аян. — аянканская; Б-л. — болшелгуская; Бор. — бораунская; Весел. — веселовская; Гол. — голоустенская; Жерб. — жербинская; Лебяж. — лебяжинская; Кал. — каланчевская; Куртун. — куртунская; Мар. — маринская; Марн. — маринская; Никол. — никольская; Тин. — тинювская; Уд. — удинская; Улун. — улунгуйская; Устьтаул. — устьтаулская; Уш. — ушаковская; Хуж. — хужирская; Ченч. — ченчинская; Чист. — чистяковская; Ред. — редколесная; Шам. — шаманская; Шх. — шанхарская; пачки: Кагал. — каталыниковская; Кул. — кулекинская.

Стратиграфические колонки: (1) — [Ржевский, Чехович, 1978, с изменениями]; (2) — [Sovetov et al., 2007] с добавлениями Н.И. Карпинского и В.В. Усталова (персональное сообщение); (3) — [Sovetov et al., 2007] с добавлением из [Шенфильд, 1991].

начало нового поздневендского—раннекембрийского цикла осадконакопления на Сибирской платформе [Sovetov et al., 2007]. По многочисленным замерам направлений течений реки в Чапском молассовом прогибе переносили материал с юго-запада на северо-восток и с северо-запада на юго-восток, т. е. в целом на кратон. На основе региональной корреляции и интерпретации возраста ледниковых отложений в основании чапской серии как продуктов ранневендского оледенения Чапский молассовый бассейн сформировался в позднем венде [Там же].

Тасеевский молассовый бассейн, выполненный тасеевской свитой, установлен на юге Енисейского кряжа в пределах Восточно-Ангарского террейна. Этот бассейн наглядно демонстрирует дискордантное положение относительно ранее образованных пликативных и разрывных структур, включая Рыбинскую офиолитовую зону и Ишимбинский надвиг [Vernikovskiy et al., 2004]. В тасеевской серии выделены четыре генетических комплекса [Советов, Благовидов, 2004]: два континентальных (алешинский, гребенской и веселовский) и два морских (чистяковский и редколесный). Подробный анализ литофаций, фациальных моделей, цикличности и палеогеографической зональности позволяет утверждать, что в ранневендское (алешинское) время источниками материала служили внутренние и внешние поднятия Сибирского кратона, а поздневендская (гребенская и веселовская) моласса образовалась за счет денудации внешних орогенов. Аллювиальные отложения указанных свит формировали широкую аллювиальную равнину, которая объединялась с одновозрастными и подобными равнинами Присаянья и Прибайкалья в пояс форландового бассейна.

Тасеевская поздневендская моласса, как и одновозрастные молассы севера Енисейского кряжа, накапливалась в передовом асимметричном прогибе с наибольшим погружением и мощностью отложений в предгорной области и выклиниванием их на склонах внутрикратонного поднятия.

СТРУКТУРА ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ СИБИРСКОГО КРАТОНА И ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ НА ПРИМЕРЕ СТРОЕНИЯ И КИНЕМАТИКИ ПРИЕНИСЕЙСКОЙ ЗОНЫ РАЗЛОМОВ

Приенисейская зона разломов может интерпретироваться как продолжение Байкало-Енисейского разлома (Главного Саянского разлома) Присаянья [Даценко, 1984] и, таким образом, представлять собой структуру, ограничивающую Сибирский кратон с запада от Байкала до Карского моря. Эта крупная разрывная структура хорошо прослеживается по геофизическим данным, часто фиксируется в левом борту р. Енисей по исчезновению нескольких сейсмических поверхностей и уходит на большую глубину с падением плоскости сместителя на запад [Крылов и др., 1967; Сурков и др., 1996; Детков и др., 2007]. Она отчетливо прослеживается вдоль всего Енисейского кряжа [Константинов и др., 1999; Беляев, Башарин, 2001; Старосельцев и др., 2003] и в Турухано-Норильскую тектоническую зону [Егоров, 2004].

В пределах Енисейского кряжа Приенисейская зона разломов выделяется по отчетливым гравитационным ступеням [Геология..., 1985]. Подобные ступени отчетливо фиксируются и на сейсмических профилях (рис. 5), прослеживающихся к западу от северного окончания Енисейского кряжа [Конторович и др., 2006; Соборнов и др., 2008]. Более того, наличие Енисейского кряжа — крупной складчатой структуры между Сибирским кра-

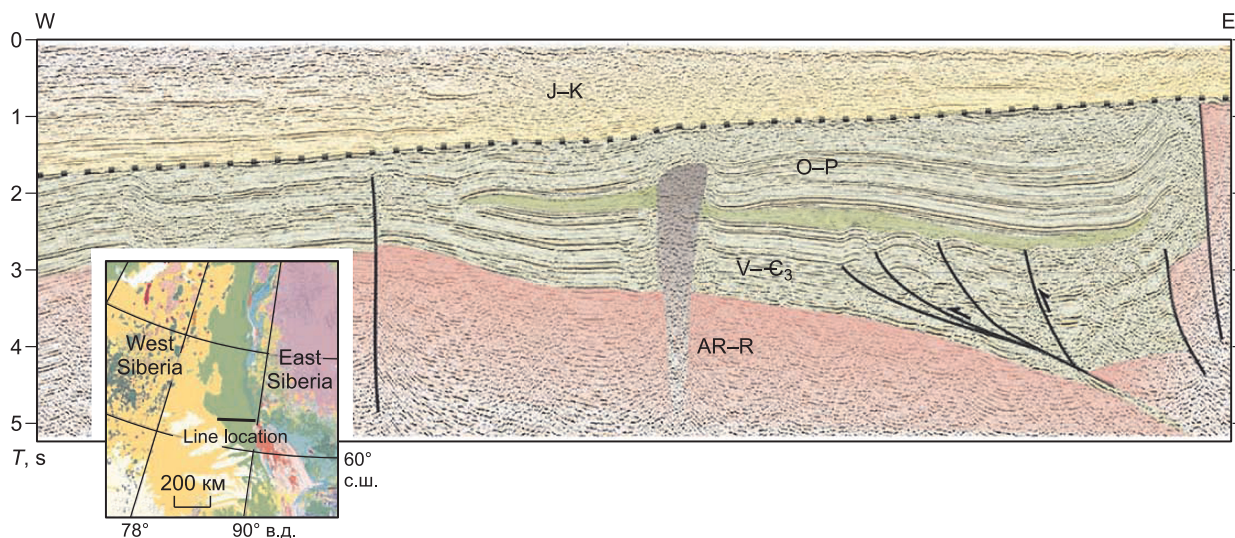


Рис. 5. Проинтерпретированный региональный сейсмический профиль через Приенисейскую зону (к западу от Енисея), по К.О. Соборнову и др. [2008].

тоном и Западно-Сибирской плитой — существенно осложняет конфигурацию Приенисейской зоны разломов (см. рис. 1). По геофизическим данным ширина складчатой области Енисейского кряжа на глубине >10 км уменьшается вдвое, что придает ему грибовидную форму, объясняемую развитием при ее формировании напряжений сдвига-сжатия в сочетании с дивергентными надвигами. При этом амплитуды смещения последних оцениваются от 10—20 до 80 км [Старосельцев и др., 2003].

Геологическое строение Приенисейской зоны разломов рассматривается на примере ее южного окончания — в зоне сочленения Предивинского и Ангаро-Канского террейнов Енисейского кряжа (см. рис. 1, 6). Предметом исследования в этом районе являются деформированные породы островодужного и офиолитового комплексов неопротерозойского возраста Предивинского террейна и деформированные гнейсы енисейской серии палеопротерозойского возраста Ангаро-Канского террейна, а основные задачи заключались в определении морфологии разрывных нарушений, кинематики и последовательности деформаций. Исследуемые комплексы Предивинского террейна относятся к островодужным и офиолитовым комплексам южной части Приенисейской островной палеодуги [Волобуев, 1993; Верниковский и др., 1999; Khain et al., 1997], аккреция которой к Сибирскому кратону произошла в позднем неопротерозое. Фрагменты океанской коры и вулканиты в южной части палеодуги объединены в Предивинский террейн. В структуре террейна выделяются три тектонические пластины (зоны) субмеридионального простирания (см. рис. 6).

Западная и центральная зоны представлены палеоостроводужным комплексом пород. Здесь выделены метаморфизованные в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций вулканиты известково-щелочной серии и карбонатно-терригенные осадки, прорванные метагабброидами и метадиабазами Ярлычихинского массива, метаморфизованными габброидами и диоритами Шиверского массива, а также гранодиоритами и плагиогранитами Ягуновского массива. Вулканогенная толща известково-щелочной серии сложена известково-щелочными, высокотитанистыми и субщелочными базальтами, андезитобазальтами, дацитами, риодацитами, риолитами, а также туфами кислого и основного состава. Результаты U-Pb-датирования по циркону метариолитов и плагиогранитов показывают, что возраст их формирования составляет (637 ± 5.7) и (628 ± 3) млн лет соответственно [Верниковский и др., 1999; Vernikovsky et al., 2003]. Для восточной пластины характерны породы офиолитового комплекса — апогартбургитовые серпентиниты, метаморфизованные габбро и толеитовые базальтами. Породы енисейской серии, слагающие западную часть Ангаро-Канского террейна, — это амфиболиты, двуслюдяные гнейсы и мраморы, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации регионального метаморфизма [Ножкин, 1999].

Таким образом, Предивинский террейн ограничен с востока и запада шовными зонами, имеет общую антиклинорную структуру и делится на три пластины (зоны) по сонаправленным разрывам. Структурные исследования показывают, что степень и характер деформаций в каждой из тектонических зон отличаются и закономерно изменяются с ЮЗ на СВ — по направлению к зоне сочленения с Ангаро-Канским террейном. Так, для пород западной пластины характерна метаморфическая полосчатость, выраженная ориентировкой кристаллов амфибола и плагиоклаза (см. рис. 6, диаграмма А). Полосчатость ориентирована в ССЗ направлении и падает под углами 50—60° на ВСВ. Полосчатые породы деформи-

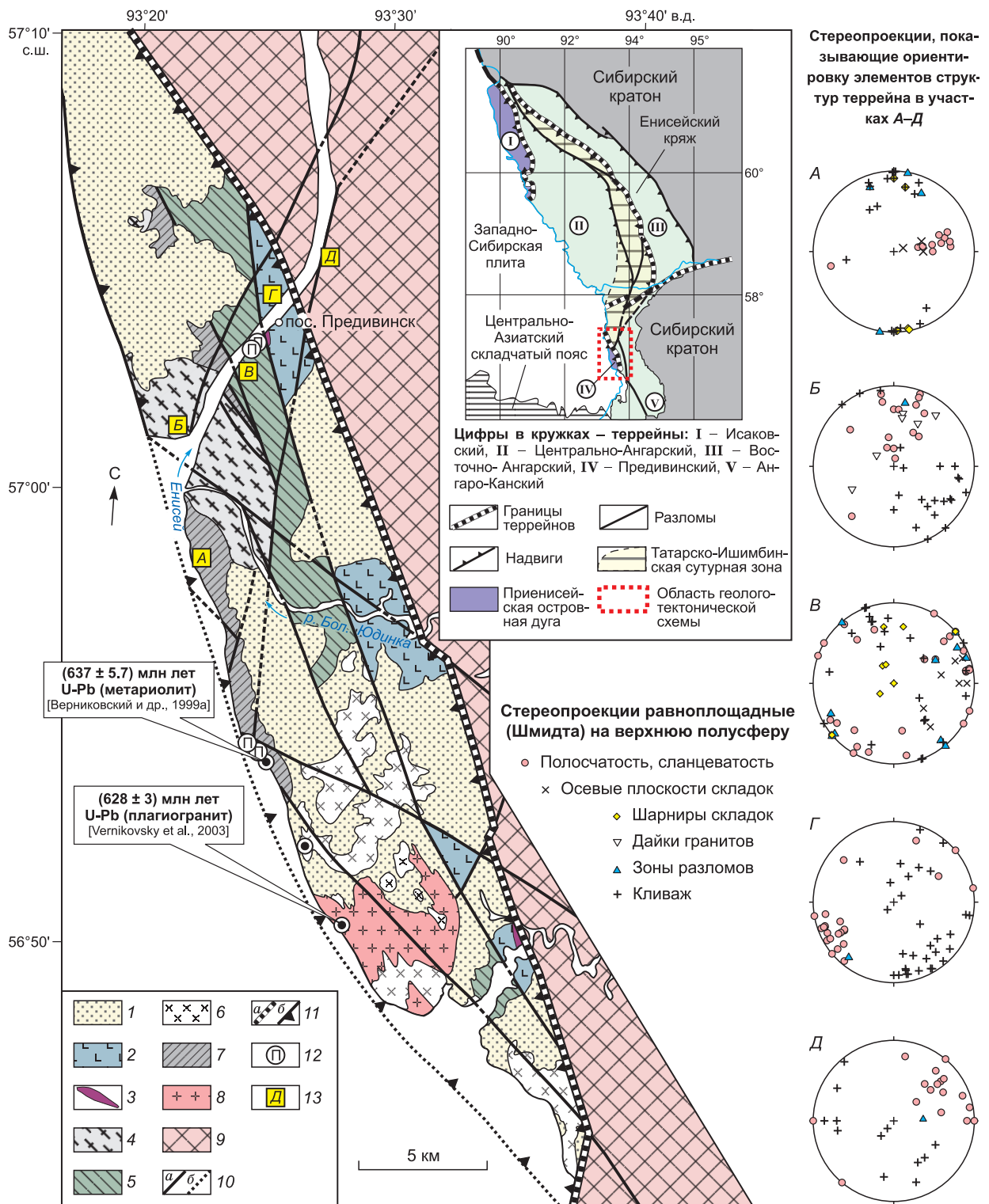


Рис. 6. Геолого-тектоническая схема и кинематические характеристики Предвинского террейна, по В.А. Верниковскому и др. [1999, с дополнениями].

1 — отложения чехла (MZ—KZ); 2, 3 — океанский комплекс (NP); 2 — метаморфизованные толеитовые базальты и андезитобазальты, 3 — гарцбургитовые серпентиниты; 4 — метаморфизованные габброиды и диабазы ярлычихинского комплекса (NP); 5 — вулканы известково-щелочной серии центральной пластины (NP): высокотитанистые и субщелочные базальты, андезитобазальты, дациты, риодациты, риолиты, кислые и основные туфы; 6 — габброиды, диориты и гранодиориты шиверского комплекса; 7 — известково-щелочные базальты, андезитобазальты, дациты, риодациты и риолиты, карбонатно-глинистые осадки западной пластины (NP); 8 — гранитоиды ягуновского комплекса (NP); 9 — канская серия (PP₃) — кузевская и атамановская толщи: амфиболиты, гнейсы, мраморы, мигматиты; 10 — разломы достоверные (а), предполагаемые (б); 11 — Приенисейский разлом (а), надвиги (б); 12 — места палеомагнитного опробования; 13 — районы структурных исследований.

рованы в открытые концентрические складки размером от первых сантиметров (плойчатость) до 1—2 м, шарниры которых падают на юг и на север под углами примерно 10°. Осевые плоскости складок падают полого на восток. Здесь же породы осложнены кливажом, крутопадающим в основном в северном направлении. Однозначные кинематические индикаторы в этой зоне не наблюдаются, однако на субширотное (в современных координатах) направление тектонического сжатия указывают: общая ССЗ ориентировка полосчатости и сохранность этого направления (преобразование в сланцеватость) в других тектонических зонах; крутые падения полосчатости на восток и запад; наличие складчатости разных порядков вплоть до плойчатости с осевыми плоскостями, сонаправленными полосчатости; дельта-структуры вокруг зерен граната из амфиболитов.

При приближении к Приенисейскому разлому — в коренных выходах метагабброидов и метадиабазов Ярлычихинского массива (см. рис. 6, диаграмма *Б*) полосчатость меняет падение на северное и ССЗ. Наблюдается система кливажных трещин юго-восточного падения, по которым развит эпидот. Дайково-жильные тела, выполненные мусковитовыми порфирированными гранитами, мощностью 1—4 м в основном также имеют ССЗ падения, хотя секут полосчатость. Дайки, в свою очередь, секутся кливажом. На этом участке найденные пластичные зоны смещения и пластичные деформации в амфиболитах характеризуются как вертикальной составляющей, так и горизонтальной, преимущественно левосдвиговой компонентой. Наличие секущих дайково-жильных тел подтверждает присутствие более поздних процессов деформаций, кроме тех, которые связаны с аккрецией террейна. Возможно, левосдвиговая компонента, так же как система кливажа, в этой зоне обусловлена наличием крупного разлома СЗ простирания, проходящего через весь Предивинский террейн.

К северо-востоку от Ярлычихинского массива в вулканогенных породах полосчатость имеет преимущественно СЗ простирание и субвертикальные, запрокинутые залегания (см. рис. 6, диаграмма *В*). Пликативные деформации сохраняются в виде складок и флексур с падением шарниров на ССЗ под различными углами. Осевые плоскости в основном сонаправлены полосчатости, что свидетельствует о ЮЗ—СВ направлении сжатия. При приближении к Приенисейскому разлому наблюдается замена крупных складок (размерами 1—2 м) на мелкую, частую, повсеместно распространенную плойчатость, а также замена полосчатости на интенсивную, субсогласную с ней рассланцованность метабазитов с образованием слюдястых минералов. В плойчатость вовлекаются также кварцевые прожилки, что указывает на их додеформационный генезис. В северо-восточной части рассматриваемой тектонической зоны на сланцеватость накладывается кливаж, падающий на ЮЮВ и ССЗ. Далее учащаются зоны трещиноватости, субсогласные со сланцеватостью. Здесь отмечаются многочисленные кинематические индикаторы: пластичные деформации в виде складок течения, включающие кварцевые прожилки; деформация кливажных трещин; сигма-, дельта-, и с-s-структуры; шер-зоны как в обнажениях, так и в шлифах указывают на левосдвиговые деформации. В зонах разломов, субсогласных с полосчатостью, диагностируется взбросовая кинематика, в которой приподнятым блоком является западный или юго-западный относительно восточного или северо-восточного. Это касается и тектонического обрамления чешуи серпентинитов, наблюдаемого в правом борту р. Енисей.

Непосредственно в зоне Приенисейского разлома (см. рис. 6, диаграмма *Г*) установлено резкое упорядочивание структур. Сланцеватость пород Предивинского террейна и полосчатость в гнейсах Ангаро-Канского террейна падают под крутыми углами в ЮЗ направлении. Образуются две системы кливажа, наложенные на сланцеватость: одна с ЮВ, другая с СВ падением. На Северо-Предивинском участке в субсогласных со сланцеватостью зонах разломов (ЮЗ падения) по с-s-структурам (и по индикаторам на микрофотографиях в шлифах) диагностируется приподнятое положение юго-западных блоков относительно северо-восточных. В зоне Приенисейского разлома, но уже в пределах Ангаро-Канского террейна, напротив северной окраины пос. Предивинск, в гнейсах по сигма-структурам и ступенчатым изломам порфириобластов плагиоклаза и граната определяется взбросовая кинематика деформаций.

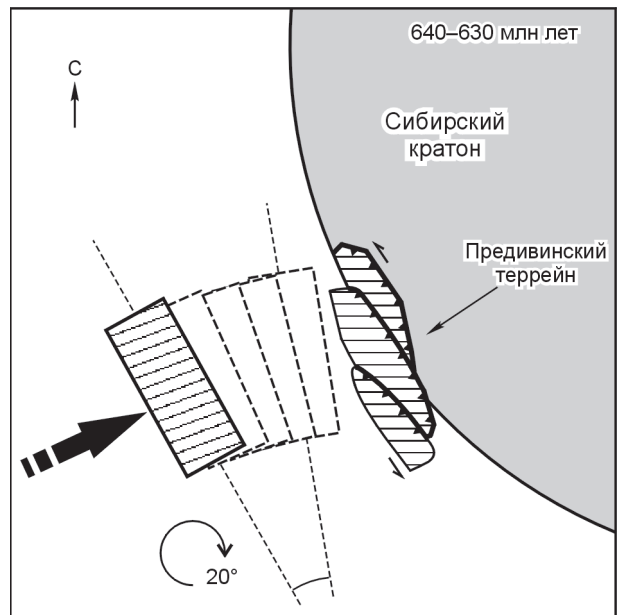
При удалении от Приенисейского разлома в глубоко метаморфизованных породах Ангаро-Канского террейна (см. рис. 6, диаграмма *Д*) ориентировка полосчатости резко меняется на противоположную, а кливажные системы рассеиваются по южному полукругу. Здесь, вероятно, влияние на деформационную картину оказал разлом СВ простирания, наблюдаемый вдоль правого борта р. Енисей. Резкая смена ориентировки полосчатости, так же как кливажа, по-видимому, указывает на смягчение влияния Приенисейского разлома в структурах Ангаро-Канского террейна.

Выполненные структурные исследования позволяют наметить следующую последовательность деформаций в зоне сочленения Предивинского и Ангаро-Канского террейнов и Приенисейского разлома. К первому этапу деформаций следует отнести формирование первичной полосчатости и складчатости, наподобие тектонического стиля в западной пластине (диаграмма *А*). Смена простирания полосчатости с субмеридиональной в участке *А* на ССЗ и СЗ в участках *Б—Д* указывает на появление сжимающего напряжения в СВ направлении. Далее, по-видимому, были сформированы дайково-жильные тела. К следующему этапу относится действие сдвиговых напряжений, осложняющих как складчатые, так и монокли-

Рис. 7. Кинематика деформаций при аккреции Предивинского террейна к окраине Сибирского кратона.

нальные толщи. Наложенный повсеместно кливаж, стабильно ориентированный преимущественно с ЮВ падением, вероятно, образовался в результате разрывающих напряжений в обстановке сдвига. Эта последовательность деформаций в целом сходна с интерпретацией структуры района С. Смита и соавторов [Smit et al., 2000], хотя ими такая последовательность связывается с эксгумацией и надвиганием Ангаро-Канского террейна на Предивинский.

Полученные данные согласуются с палеомагнитными исследованиями, проведенными над вулканогенными отложениями в западной и центральной зонах [Метелкин и др., 2004]. Согласно этим исследованиям, Предивинский террейн на рубеже 640 млн лет находился в непосредственной близости от окраины Сибирского кратона в составе Приенисейской островной дуги (рис. 7). Во время аккреции террейна и обдукции офиолитовых и островодужных комплексов на окраину кратона этот блок был развернут по часовой стрелке на угол величиной до 20° относительно кратона. Такой поворот мог способствовать формированию левосдвиговой компоненты во взбросовых разломах. Комбинация обстановки транспрессии с деформациями сдвиговой кинематики может приводить к образованию в орогене структуры Palm Tree (пальмового дерева) [Ramsay, Huber, 1987]. Ориентировка полосчатости, сланцеватости и сонаправленных с ними разломов на диаграммах *Б—Г* указывает на то, что Предивинский террейн, по-видимому, обладает подобной структурой, которая выражается в падении структур на СВ в юго-западной части и на ЮЗ в северо-восточной части. В центральной зоне (диаграмма *В*) ориентировки сланцеватости равносильно распределены между СВ и ЮЗ направлениями, а падение кливажа на ЮВ и СЗ указывает на декомпрессионную сдвиговую либо на транспрессионную обстановку.



ПОЛОЖЕНИЕ И ХАРАКТЕР ЗАПАДНОЙ ГРАНИЦЫ СИБИРСКОГО КРАТОНА В НЕОПРОТЕРОЗОЕ ПО ПАЛЕОМАГНИТНЫМ ДАННЫМ

Анализ имеющейся палеомагнитной базы данных [Павлов и др., 2002; Метелкин и др., 2007; Pisarevsky, Natapov, 2003; Li et al., 2008; Pisarevsky et al., 2008] приводит к выводу о том, что в начале неопротерозоя Сибирь могла представлять собой «гигантский полуостров» суперконтинента Родиния. В соответствии с нашими реконструкциями (рис. 8) Сибирь была ориентирована своей южной (в современных координатах) окраиной к Лаврентии, которая, в свою очередь, формировала «ядро» суперконтинента, и располагалась к югу от нее. При этом западное «побережье» Сибири представляло собой окраинно-континентальное пространство, «открытое» в океан. Палеогеографическая позиция западной окраины Сибирского кратона в это время отвечает экватору при северо-восточном простирании ее контуров [Метелкин и др., 2007].

Выполненная реконструкция базируется на палеомагнитных данных, полученных по юго-востоку кратона для довольно короткого интервала времени 950—1050 млн лет [Павлов и др., 2000, 2002; Gallet et al., 2000], приблизительно отвечающего моменту завершения формирования суперконтинента. Исходя из этих данных, нужно полагать, что в раннем неопротерозое Сибирь испытывала дрейф южного направления с поворотом против часовой стрелки. Около 800 млн лет назад контуры западного «побережья» этого региона имели субдолготное простирание в районе 30° ю.ш. (см. рис. 8).

К числу новых палеомагнитных данных для среднего неопротерозоя относятся результаты палеомагнитных исследований неопротерозойских дайковых комплексов в пределах Саяно-Енисейской окраины Сибирского кратона (нерсинский и усть-ангарский комплексы) [Метелкин и др., 2005, 2007]. На основе результатов *Ag-Ag*-изотопии установлен возраст нерсинских долеритов — (741 ± 4) млн лет [Gladkochub et al., 2006]. Положительные результаты тестов отжига, обращения и складки свидетельствуют о том, что установленные в долеритах нерсинского и усть-ангарского комплексов направления стабильных компонент намагниченности соответствуют этому времени [Метелкин и др., 2005, 2007]. На основе геохимических данных предполагается, что формирование указанных мафических комплексов

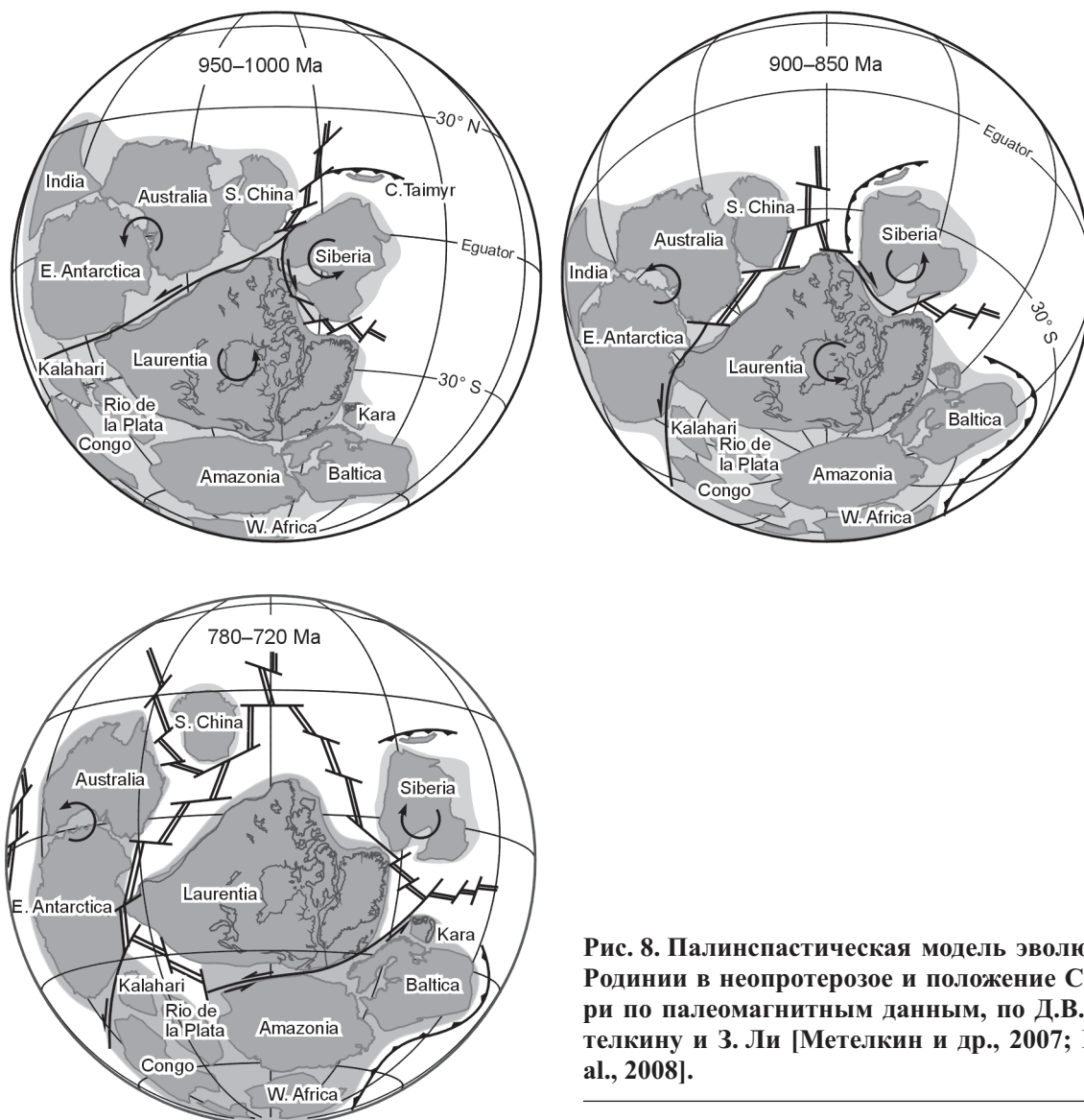


Рис. 8. Палинспастическая модель эволюции Родинии в неопротерозое и положение Сибири по палеомагнитным данным, по Д.В. Метелкину и З. Ли [Метелкин и др., 2007; Li et al., 2008].

связано с режимом растяжения [Гладкочуб и др., 2007; Sklyarov et al., 2003]. В то же время на основе результатов петролого-геохимических и изотопно-геохронологических исследований четко показано, что рубеж 750 млн лет на западе Сибири связан с аккреционно-коллизийными событиями на границе Центрально-Ангарского террейна и Сибирского кратона [Vernikovsky et al., 2003]. Не исключено, что режим растяжения и связанный с ним магматизм проявлены на юго-западе Сибири в результате этого тектонического события. Описанные дайки маркируют западную окраину Сибирского континента, который, судя по палеомагнитным данным, к этому времени развернут почти на 90° против часовой стрелки относительно своего раннеопротерозойского положения и вновь перемещен на экватор (см. рис. 8). О существенной реорганизации плит на рубеже 750 млн лет говорит факт смены доминирующего правостороннего перемещения плиты (дрейф с вращением против часовой стрелки) на левостороннее (по часовой стрелке) [Метелкин и др., 2007].

Выше уже отмечалось, что к важным данным, характеризующим положение западной окраины Сибирского континента в позднем неопротерозое (начале венда), нужно отнести результаты палеомагнитных исследований Предивинского островодужного террейна [Метелкин и др., 2004]. Эта структура несет в себе прямую информацию о положении западной окраины Сибири на этапе предвендской трансформации пассивной континентальной окраины в активную. Близость времени формирования пород Предивинской островной дуги ко времени ее аккреции позволяет допустить, что примерно 640 млн лет назад этот террейн находился вблизи кратона (см. рис. 7). В таком случае, палеомагнитные полюсы Предивинского террейна и Сибири не должны значительно различаться. Стабильная компонента, установленная в породах этого террейна, имеет доскладчатую природу, что подтверждается тестом складки [Там

же]. Рассчитанный палеомагнитный полюс согласуется с имеющимися палеомагнитными данными по венду Сибири [Pisarevsky et al., 2000; Kravchinsky et al., 2001]. Наша тектоническая модель и палеомагнитные данные допускают, что в это время вдоль всей западной окраины Сибирского кратона развивалась протяженная система островных дуг [Vernikovskiy et al., 2003], которая имела субширотное простирание, конформное Сибирской окраине. Сибирь к этому времени была развернута по часовой стрелке и заняла соответствующее пространственное положение, оставаясь в экваториальной области.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Приведенные выше структурно-геологические, седиментологические, изотопно-геохимические и палеомагнитные данные согласуются между собой и позволяют построить непротиворечивую картину эволюции западной окраины Сибирского континента в неопротерозое. В раннем неопротерозое западная пассивная окраина Сибирского палеоконтинента (в современных координатах) начинает трансформироваться в активную окраину. Сначала это происходит у северо-западной окраины Сибирского кратона — 960 млн лет назад, затем процесс смещается на юг к Енисейскому кряжу (около 760 млн лет назад) и юго-западной окраине и продолжается в течение всего позднего неопротерозоя. В представленной модели геодинамической эволюции западного обрамления Сибирского кратона каждый этап хорошо геохронологически обоснован, а тектонические и магматические события согласуются с формированием осадочных бассейнов. Безусловно, для выполнения более корректных глобальных палинспастических реконструкций на основе палеомагнитных данных необходимо постоянное пополнение соответствующей базы. Однако представленные в настоящей статье реконструкции положения Сибири и ее западной окраины в неопротерозое, с одной стороны, согласуются с результатами по изучению тектоники, магматизма и осадочных бассейнов, а с другой — поддержаны международным геологическим сообществом и использованы в крупнейших проектах, в частности, по формированию и распаду суперконтинента Родинии.

Кроме того, вся совокупность приведенных данных позволяет ввести серьезное ограничение на положение границы Сибирского кратона в предвендское время. В связи с длительным развитием в мезо-неопротерозое пассивных континентальных окраин вдоль западного ограничения Сибирского кратона, а в позднем неопротерозое — островных дуг и офиолитов от Таймыра до Восточного Саяна [Добрецов, Верниковский, 1997; Khain et al., 1997; Dobretsov et al., 2003; Vernikovskiy et al., 2004] граница Сибирского палеоконтинента должна проводиться вблизи этих обдуцированных на кратон комплексов, т. е. вдоль нынешнего положения р. Енисей.

Вместе с тем кроме неопротерозойских островных дуг и офиолитов одновременно или вслед за ними к Сибирскому кратону аккретировали с запада и другие докембрийские террейны и(или) микроконтиненты. Именно они в предвендское время или в самом начале венда создали фундамент для формирования единого терригенно-карбонатного и карбонатно-эвапоритового плитного комплекса, описанного А.Э. Конторовичем с соавторами [2006] при характеристике Предъенисейской нефтегазоносной субпровинции. Однако этот аккретированный в предвендское время фундамент Приенисейского осадочного бассейна не может отождествляться с фундаментом Сибирской платформы.

Авторы благодарны академику М.И. Кузьмину и к.г.-м.н. С.Ю. Беляеву за замечания и деловые советы.

Работа поддержана интеграционным проектом ОНЗ РАН—СО РАН -7.10.1 и грантами РФФИ (№ 07-05-00703, 07-05-01026, 08-05-00561, 08-05-0959).

ЛИТЕРАТУРА

Беззубцев В.В., Залялеев Р.Ш., Сакович А.Б. Геологическая карта Горного Таймыра. Масштаб 1:500 000: Объясн. зап. Красноярск, ПГО «Красноярскгеология», 1986, 177 с.

Беляев С.Ю., Башарин А.К. Современная структура, история формирования и нефтегазоносность зоны сочленения Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (4), с. 736—745.

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. Объяснительная записка к тектонической карте морей Карского и Лаптевых и севера Сибири (масштаб 1:2 500 000). М., ИЛСАН, 1998, 127 с.

Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Даценко В.М., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В., Яковлева С.З. Гранитоиды Ерудинского и Чиримбинского массивов Заангарья Енисейского кряжа — индикаторы неопротерозойских коллизионных событий // Геология и геофизика, 2002, т. 43 (3), с. 259—272.

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., Федосеенко А.М. Неопротерозойские постколлизионные гранитоиды глушихинского комплекса, Енисейский кряж // Петрология, 2003, т. 11, № 1, с. 53—67.

Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В., Вингейт М.Т.Д. Лейкогранитный магматизм А-типа в эволюции континентальной коры западного обрамления Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2007, т. 48 (1), с. 5—21.

Верниковский В.А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 1996, 202 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., 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—180.

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.

Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Черных А.И., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Яковлева С.З., Федосеенко А.М. Порожнинские гранитоиды Приенисейского офиолитового пояса — индикаторы неопротерозойских событий на Енисейском кряже // Докл. РАН, 2001, т. 381, № 6, с. 806—810.

Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Метелкин Д.В., Сальникова Е.Б. Эволюция тектонического строения и магматизма западного обрамления Сибирского кратона в неопротерозое: новые геологические, геохронологические и палеомагнитные данные // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск, ИЗК СО РАН, 2007, т. 1, с. 33—34.

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., Ясенов А.М. Позднерифейский щелочной магматизм западного обрамления Сибирского кратона: результат континентального рифтогенеза или аккреционных событий? // Докл. РАН, 2008, т. 419, № 1, с. 90—94.

Волобуев М.И. Рифейский офиолитовый комплекс Енисейского кряжа // Геотектоника, 1993, № 6, с. 82—87.

Геология и металлогения Енисейского рудного пояса / Под ред.: Г.Н. Бровкова, Л.В. Ли, М.Л. Шермана. Красноярск, СНИИГГиМС, 1985, 291 с.

Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Станевич А.М., Склярков 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.

Даценко В.М. Гранитоидный магматизм юго-западного обрамления Сибирской платформы. Новосибирск, Наука, 1984, 120 с.

Детков В.А., Вальчак В.И., Горюнов Н.А., Евграфов А.А. Особенности строения земной коры и верхней мантии юга Сибирской платформы в сечении опорных маршрутов Батолит и Алтай—Северная Земля // Модели земной коры и верхней мантии по результатам глубинного сейсмопрофилеирования. СПб., ВСЕГЕИ, 2007, с. 26—31.

Добрецов Н.Л., Верниковский В.А. Докембрийские офиолиты Северной Азии и их индикаторная роль в эволюции палеоокеанов // Докембрий Северной Евразии. СПб., Изд. ИГГД РАН, 1997, с. 30—31.

Егоров С.А. Глубинное строение и геодинамика литосферы Северной Евразии (по результатам геолого-геофизического моделирования вдоль геотраверсов России). СПб., ВСЕГЕИ, 2004, 199 с.

Елкин Е.А., Каштанов В.А., Конторович А.Э., Коровников И.В., Кринин В.А., Лучинина В.А., Сараев С.В., Тищенко В.М., Филиппов Ю.Ф., Хоменко А.В. Схема стратиграфии кембрийских отложений приенисейской части Западной Сибири // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (7), с. 1015—1027.

Забияка А.И., Забияка И.Д., Верниковский В.А., Сердюк С.С., Злобин М.Н. Геологическое строение и тектоническое развитие Северо-Восточного Таймыра. Новосибирск, Наука, 1986, 144 с.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М., Недра, 1990, т. 1, 326 с.; т. 2, 328 с.

Константинов М.М., Данковцев Р.Ф., Симкин Г.С., Черкасов С.В. Глубинное строение и закономерности размещения месторождений Северо-Енисейского золоторудного района (Россия) // Геология руд. месторождений, 1999, т. 41, № 5, с. 425—436.

Конторович А.Э., Сараев С.В., Казанский А.Ю., Каштанов В.А., Конторович В.А., Пономарчук В.А., Тищенко В.М., Филиппов Ю.Ф. Новый терригенно-вулканогенный разрез и положение западной границы Сибирской платформы (по материалам параметрического бурения на Вездеходной площадке, Томская область) // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (7), с. 1022—1033.

Конторович А.Э., Конторович В.А., Филиппов Ю.Ф., Беляев С.Ю., Каштанов В.А., Хоменко А.В., Бурштейн Л.М., Вальчак В.И., Евграфов А.А., Ефимов А.С., Конторович А.А., Петров В.Н. Предвосточная нефтегазоносная субпровинция — новый перспективный объект поисков нефти и газа в Сибири // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений, 2006, № 5—6, с. 9—23.

Конторович А.Э., Варламов А.И., Емешев В.Г., Ефимов А.С., Клец А.Г., Комаров А.В., Конторович В.А., Коровников И.В., Сараев С.В., Филиппов Ю.Ф., Варакина И.В., Глинских В.Н., Лучинина В.А., Новожилова Н.В., Пегель Т.В., Сенников Н.В., Тимохин А.В. Новый тип разреза кембрия в восточной части Западно-Сибирской плиты (по результатам бурения параметрической скважины Восток-1) // Геология и геофизика, 2008а, т. 49 (11), с. 1119—1128.

Конторович А.Э., Варламов А.И., Гражданкин Д.В., Карлова Г.А., Клец А.Г., Конторович В.А., Сараев С.В., Терлеев А.А., Беляев С.Ю., Варакина И.В., Ефимов А.С., Кочнев Б.Б., Наговицин К.Е., Постников А.А., Филиппов Ю.Ф. Разрез венда восточной части Западно-Сибирской плиты (по результатам бурения параметрической скважины Восток-3) // Геология и геофизика, 2008б, т. 49 (12), с. 1238—1248.

Крылов С.В., Крылова А.Л., Мишенькин Б.П., Мишенькина З.Р., Рудницкий А.Л., Суворов В.Д., Янушевич Т.А. Глубинные сейсмические исследования в области сочленения Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы // Геология и геофизика, 1967 (2), с. 3—15.

Лопатин В.М., Натапов Л.М., Уфлянд А.К., Ушаков А.Н., Чернов Д.В. Геодинамическая природа рифейского вулканического пояса Таймыра // Палеовулканизм Алтае-Саянской складчатой области и Сибирской платформы. Новосибирск, Наука, 1991, с. 58—62.

Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Белоносов И.В. Палеомагнетизм вулканогенных комплексов Предвосточного 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, 2005, т. 46 (4), с. 398—413.

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, 2007, т. 48 (1), с. 42—59.

Ножкин А.Д. Раннепротерозойские окраинно-континентальные комплексы Ангарского складчатого пояса и особенности их металлогении // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (11), с. 1524—1544.

Ножкин А.Д., Постников А.А., Наговицин К.Е., Травин А.В., Станевич А.М., Юдин Д.С. Чингасанская серия неопротерозоя Енисейского кряжа: новые данные о возрасте и условиях образования // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (12), с. 1307—1320.

Овчинникова Г.В., Семихатов М.А., Горохов И.М., Беляцкий Б.В., Васильева И.М., Левский Л.К. U-Pb систематика докембрийских карбонатов: рифейская формация Сухая Тунгуска, Туруханское поднятие, Сибирь // Литология и полез. ископаемые, 1995, № 5, с. 525—536.

Павлов В.Э., Галле И., Шацлло А.В. Палеомагнетизм верхнерифейской лазандинской 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., Шацлло А.В. Уйская серия и позднерифейские силлы Учуро-Майского района: изотопные, палеомагнитные данные и проблема суперконтинента Родиния // Геотектоника, 2002, № 4, с. 26—41.

Петров П.Ю., Семихатов М.А. Структура и условия формирования трансгрессивного верхнерифейского комплекса: мироедовская формация Туруханского поднятия, Сибирь // Литология и полез. ископаемые, 1997, № 1, с. 11—29.

Ржевский В.Ф., Чехович К.М. Стратиграфия докембрия Игарского района // Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия восточных и северных районов Сибири / Отв. ред. В.В. Хоменковский. Новосибирск, Изд. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, 1978, с. 101—113.

Сараев С.В., Хоменко А.В., Батурина Т.П., Карлова Г.А., Кривин В.А. Венд и кембрий юго-востока Западной Сибири: стратиграфия, седиментология, палеогеография // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений, 2004, № 1, с. 7—18.

Семихатов М.А. Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа // Труды ГИН АН СССР, 1962, вып. 62, 254 с.

Соборнов К.О., Ефимов А.С., Малышев Н.А. Откуда будет идти русская нефть через 10 лет? Where will Russian oil come from in 10 years' time? // First Break, 2008, т. 26, с. 59—63.

Советов Ю.К. Вендский периферийный форландовый бассейн Сибирской платформы — этапы аккреции Палеопангеи // Суперконтиненты в геологическом развитии докембрия. Иркутск, Ин-т земной коры СО РАН, 2001а, с. 254—258.

Советов Ю.К. Вороговская серия — эволюция типового осадочного бассейна «неудавшегося рифта» во время распада суперконтинента Родиния (верхний рифей, Енисейский кряж) // Суперконтиненты в геологическом развитии докембрия. Иркутск, Ин-т земной коры СО РАН, 2001б, с. 258—261.

Советов Ю.К., Ромашко А.И. Позднерифейский остаточный бассейн, связанный с коллизией террейна и Сибирского кратона (Енисейский кряж) // Геологическое развитие протерозойских перикратонных и палеоокеанических структур Северной Евразии. СПб., Тема, 1999, с. 163—165.

Советов Ю.К., Благовидов В.В. Реконструкция бассейна осадконакопления (на примере вендского передового прогиба — «форландового бассейна» юго-запада Сибирской платформы) // Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция / Ред. Ю.Г. Леонов, Ю.А. Волож. М., Научный мир, 2004, с. 159—210.

Советов Ю.К., Комлев Д.А. Тиллиты в основании оселковой серии Присяянья и нижняя граница венда на юго-западе Сибирской платформы // Статиграфия. 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.

Старосельцев В.С., Мигурский А.В., Старосельцев К.В. Енисейский кряж и его сочленение с Западно-Сибирской плитой и Сибирской платформой // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (1—2), с. 76—85.

Сурков В.С., Коробейников В.П., Крылов С.В., Гришин М.П., Краевский Б.Г., Ларичев А.И. Геодинамические и седиментационные условия формирования рифейских нефтегазоносных комплексов на западной окраине Сибирского палеоконтинента // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (8), с. 154—165.

Хабаров Е.М. Позднепротерозойские рифы и рифоподобные постройки юга Восточной Сибири // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (8), с. 1149—1169.

Шенфиль В.Ю. Поздний докембрий Сибирской платформы. Новосибирск, Наука, 1991, 183 с.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Никифоров А.В., Котов А.Б. Позднерифейский рифтогенез и раскол Лавразии: геохронологические данные по ультраосновным щелочным комплексам в южном обрамлении Сибирского кратона // Докл. РАН, 2005, т. 404, № 3, с. 400—406.

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.

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.

Khain V.E., Gusev G.S., Khain E.V., Vernikovskiy V.A., Volobuev M.I. Circum-Siberian Neoproterozoic Ophiolite Belt // Ofioliti, 1997, v. 22(2), p. 195—200.

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.

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

Pease V., Vernikovskiy V. The tectonic-magmatic evolution of the Taimyr Peninsula: further constraints from new ion-microprobe data // Polarforschung, 2000, v. 68, p. 171—178.

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 // Prec. Res., 2001, v. 111, p. 257—281.

Pisarevsky S.A., Natapov L.M. Siberia and Rodinia // Tectonophysics, 2003, v. 375, 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.

- Pisarevsky S.A., Natapov L.M., Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Vernikovskiy V.A.** Proterozoic Siberia: a promontory of Rodinia // *Prec. Res.*, 2008, v. 160, p. 66—76.
- Ramsay J.G., Huber M.I.** The techniques of modern structural geology. V. 2: Folds and fractures. San Diego, Academic Press, 1987, 697 p.
- Rosen O.M., Condie K.C., Natapov L.M., Nozhkin A.D.** Archean and Early Proterozoic evolution of the Siberian craton: a preliminary assessment / Ed. K.C. Condie. Archean crustal evolution. Amsterdam, Elsevier, 1994, p. 411—459.
- Sergeev V.N., Knoll A.H., Petrov P.Y.** Paleobiology of the Mesoproterozoic—Neoproterozoic transition: the Sukhaya Tunguska Formation, Turukhansk Uplift, Siberia // *Prec. Res.*, 1997, v. 85, p. 201—239.
- 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.
- Smit C.A., Van Reenen D.D., Gerya T.V., Varlamov D.A., and Fed'kin A.V.** Structural-metamorphic evolution of the Southern Yenisey Range of Eastern Siberia: implications for the emplacement of the Kanskii granulite Complex // *Mineral. Petrol.*, 2000, v. 69, p. 35—67.
- Sovetov J.K., Kulikova A.E., Medvedev M.N.** Sedimentary basins in the southwestern Siberian Craton: Late Neoproterozoic—Early Cambrian rifting and collisional events / Eds. U. Linnemann, R.D. Nance, P. Kraft, and G. Zulauf. The evolution of the Rheic Ocean: from Avalonian-Cadomian active margin to Alleghenian-Variscan collision // *Geol. Soc. Amer.*, 2007, Spec. Pap. 423, p. 549—578.
- Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E.** Central Taimyr Accretionary Belt (Arctic Asia): Meso-Neoproterozoic Tectonic evolution and Rodinia break up // *Prec. Res.*, 2001, v. 110, № 1—4, 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 / Eds. D.G. Gee, V. Pease. The Neoproterozoic Timanide Orogen of eastern Baltica. London, *Geol. Soc. Mem.*, 2004, v. 30, p. 233—247.
- Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E., Metelkin D.V.** Tectonics and models for the Neoproterozoic development of accretionary orogens of the western Siberian craton continental margin // 33rd International Geological Congress: 6—14th August, 2008, Oslo, Norway: Abstracts CD-ROM, abstr. 1320919.html.

*Поступила в редакцию
1 декабря 2008 г.*