

СЕВЕРНЫЙ СЕГМЕНТ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА В НЕОПРОТЕРОЗОЕ: ИСТОРИЯ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

А.М. Станевич, А.М. Мазукабзов, А.А. Постников*, В.К. Немеров**,
С.А. Писаревский***, Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская, Т.А. Корнилова

Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

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

*** Институт геохимии СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия*

**** The University of Western Australia, 6009, Crawley, Stirling Highway, 35, Australia*

На основе литолого-формационной характеристики осадочных и вулканогенно-осадочных толщ, их корреляции, анализа опубликованных радиохронологических и хемостратиграфических данных уточнен возраст стратиграфических подразделений и предложена модель геодинамической эволюции южной окраины Сибирского кратона в неопротерозое. Показано, что основные дивергентные события наиболее вероятно проявились в интервале 1000—850 млн лет на востоке и в интервале 780—730 млн лет на западе территории. Последний период логично увязывается с процессами распада суперконтинента Родиния. Период 780—680 млн лет (дальнетайгинский региональный горизонт) в восточной части региона определяется началом конвергентных событий, заложением и эволюцией островной дуги и задугового бассейна. Предполагается, что формирование базальных слоев байкальской и оселковой серий и их аналогов происходило 730 млн лет назад, а свидетельства присутствующих в них гляциальных событий коррелируются с глобальным стертвовским оледенением. Период 680—630 млн лет (жуинский горизонт) характеризуется образованием окраинного бассейна форландового типа, который в раннем венде (с 630 млн лет) сменился системой предгорных прогибов орогенного этапа. Приведены новые данные о структуре разрезов байкальской серии, показывающие сложность их строения и неоднозначность восстановления нормальной последовательности отложений.

Седиментогенез, геодинамика, эволюция обстановок, неопротерозой, юг Сибирского кратона, Палеоазиатский океан.

NORTHERN SEGMENT OF THE PALEOASIAN OCEAN: NEOPROTEROZOIC DEPOSITION HISTORY AND GEODYNAMICS

A.M. Stanevich, A.M. Mazukabzov, A.A. Postnikov, V.K. Nemerov, S.A. Pisarevsky,
D.P. Gladkochub, T.V. Donskaya, and T.A. Kornilova

We suggest new age constraints for regional stratigraphic units and a model of the Neoproterozoic geodynamic evolution of the southern Siberian craton proceeding from our data on genesis and lithology of sedimentary and volcanosedimentary complexes and their correlation and published geochronological and chemostratigraphic evidence. Large-scale rifting events in the region may have occurred between 1000 and 850 Ma in the east and between 780 and 730 Ma in the west. The latter time span correlates with the breakup of the Rodinia supercontinent. The interval of 780—680 Ma corresponding to the deposition of the Dalnyaya Taiga regional stratigraphic unit was marked by the onset of collision and the development of an island arc and a back-arc basin in the eastern part of the territory. The basal strata of the Baikal and Oselok Groups and their equivalents presumably deposited about 730 Ma, and their signature of glacial events correlates with the global Sturtian Glacial. The deposition of the Zhuya unit between 680 and 630 Ma was associated with development of a foreland basin, which gave way to a system of orogenic foredeeps in the Early Vendian (since 630 Ma). Our studies furnish new data on the stratigraphy of the Baikal Group and shed more light on its complex structure and ambiguously interpreted deposition sequence.

Sediment genesis, geodynamics, evolution of deposition environments, Neoproterozoic, southern Siberian craton, Paleasian Ocean

ВВЕДЕНИЕ

Мощные толщи осадочных и осадочно-вулканогенных пород позднего докембрия широко развиты по южному обрамлению Сибирского кратона (рис. 1). Последовательность их фациальных комплексов отражает этапы тектонической эволюции территории, которая рассматривается как окраина Палеоазиатского океана [Зоненшайн и др., 1990; Беличенко и др., 1994; Берзин и др., 1994; Хаин, Ломизе, 2005; Гордиенко, 2006]. Реконструкция геодинамических режимов этой территории в неопротерозое представляет собой проблему, объединяющую различные геологические направления и вызывающую острые дискуссии. Одним из таких направлений, геодинамические выводы по которым чаще всего представляются неоднозначными, является стратиграфо-седиментологическое. Определяющий вопрос этого и

других исследований состоит в установлении возрастных границ региональных стратиграфических горизонтов в международной геохронологической шкале. Давно известна преждевременность категоричных возрастных заключений по многим формам фитолитов и микрофоссилий позднего докембрия, а изотопные методы определения возраста метаосадков этого интервала земной истории находятся в стадии становления, и их выводы нередко имеют неоднозначное толкование. В этой ситуации максимальную информативную ценность будут иметь геодинамические построения, учитывающие результаты общегеологических исследований, геохимии индикаторных элементов, хемотратиграфические и радиохронологические данные. Поэтому в данной статье авторы не ограничиваются рассмотрением обстановок седиментогенеза в возрастном и латеральном направлениях, а привлекают для этого результаты других видов исследований. В частности, приводятся детальные структурные наблюдения, анализ результатов опубликованных хемотратиграфических и радиохронологических работ. Основным фоновым компонентом их комплексного рассмотрения, который вследствие своей многогранности принимается в статье почти без обсуждения, является стратиграфическая схема позднего докембрия территории, создаваемая на протяжении десятилетий [Решения... , 1983; Шенфиль, 1991; Хоментовский, Постников, 2001; Станевич и др., 2006].

Наиболее информативными для решения указанных задач представляются комплексы пород неопротерозоя различных структурно-фациальных зон сочленения океанских и континентальных структур Саяно-Байкальской области (СБО). Чуть ли не самыми изученными среди них являются толщи байкальской, дальнотайгинской и жуинской серий (см. рис. 1, 2), составляющих основу дальнотайгинского и жуинского региональных горизонтов СБО [Решения... , 1983], которые предлагается выделять как тип общесибирского стратона „байкалий“ [Хоментовский и др., 1985]. Его эталонное межрегиональное качество [Хоментовский, 1996] подразумевает достаточно фиксированное положение в геохронологической шкале. Вместе с тем вопросы возраста, седиментологических и геодинамических условий формирования указанных подразделений не только остаются дискуссионными, но в последнее время становятся еще более противоречивыми. Возраст базальных слоев байкальской серии по разным представлениям различается более чем на триста миллионов лет: от среднего рифея до верхней трети позднего рифея [Станевич, Файзулина, 1992; Хоментовский и др., 1998; Дольник, 2000]. В последние годы появилась точка зрения о вендском положении байкальской серии [Советов, Комлев, 2005]. Сравнение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ из карбонатов улунтуйской свиты с известными разрезами неопротерозоя позволило говорить уже о верхневендском положении отложений всей серии [Кузнецов и др., 2003], а следовательно, дальнотайгинского и жуинского горизонтов СБО.

Согласно схемам тектонического районирования, рассматриваемые позднепротерозойские образования относятся к структуре Байкало-Патомского складчато-надвигового пояса, который представляет собой опущенную и деформированную окраину Сибирского кратона [Парфенов и др., 1996]. Геодинамическая позиция отложений байкальской серии и их аналогов интерпретируется различно: как отражение обстановок пассивной окраины океана [Скляров и др., 2001], как обстановок шельфа задугового бассейна, приобретающего характеристики форландового [Немеров, Станевич, 2001; Хоментовский, Постников, 2001] или рифтогенных обстановок [Рыцк и др., 2001; Синцов, 2005]. Степень неоднозначности интерпретации геодинамического положения одних и тех же толщ вполне сопоставима с разбросом заключений о возрасте базальных слоев дальнотайгинского горизонта (байкальской серии), которые, как показано, достигают полумиллиарда лет. В этой ситуации комплексная корреляция представляется приоритетным инструментом для корректировки положения рассматриваемых отложений в хронологической шкале, а реконструкция эволюционных тенденций седиментогенеза по данным из региональных разрезов может служить основой для интерпретации геодинамических обстановок их образования.

СТРУКТУРА И ЛИТОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ БАЙКАЛЬСКОЙ СЕРИИ

Любые литодинамические исследования осадочных комплексов сопровождаются структурными наблюдениями, которые позволяют учитывать постседиментационные соотношения между толщами и вносить соответствующие корректировки в тектоноседиментационную модель палеобассейна. В связи с этим вначале необходимо остановиться на характере дислокаций в образованиях байкальской серии, поскольку от правильности их восприятия в определенной мере формируются представления о строении разрезов свит. Методология геолого-съёмочных и тематических работ 70-х годов прошлого столетия опиралась на постулаты геосинклинальной теории, согласно которым складчато-разрывные дислокации формировались в результате вертикальных движений. Это хорошо видно на примере, приведенном на рис. 3, Г. Здесь фрагмент структуры байкальской серии представляется в виде пологих открытых складок значительной протяженности, усложненных крутопадающими разломами и вертикальными флексурами. При проведении структурных исследований [Мазукабзов, Сизых, 1987; Александров, Пузина, 1990; Мазукабзов и др., 2001] удалось установить, что для байкальской серии свойственна неравномерная дислоцированность и ее степень увеличивается к низам разреза. Было показано, что образования байкальской серии вовлечены в сложные неравномерно проявленные деформации, характеризующиеся развитием складчато-надвиговых структур, нередко существенно нарушающих первичную последовательность слоев за счет сдвоения либо выпадения их из разрезов.

Рис. 1. Распространение пород позднего протерозоя в южном сегменте Сибирского кратона (платформы) и Саяно-Байкальской области (СБО).

1—4 — Сибирский кратон: 1 — Ангарский блок, 2 — Алданский блок, 3 — зона сочленения Ангарского и Алданского блоков, 4 — нерасчлененные породы осадочного чехла Сибирской платформы, 5 — образования рифей, 6 — отложения венда (юдомия); 7 — нерасчлененные образования докембрия СБО; 8 — северный сегмент Центрально-Азиатского складчатого пояса с фрагментами докембрийских образований; номера в кружках: районы пренеотерозойских образований вне площади СБО: 1 — Туруханский, 2 — Енисейский, 3 — Учуро-Майский; 9 — контуры СБО, границы и номера структурно-формационных зон и поясов: зоны: I — Прибайкальская, II — Патомская, IV — Бодайбинская, V — Олоkitская; пояс: внешний, прилаформенный (зоны I, II, III), внутренний (зоны IV, V); 10 — линии обобщающих стратиграфических профилей, показанных на рис. 2; 11 — участок стратиграфических разрезов байкальской серии; 12—26 — сводная колонка типовых разрезов байкальской серии: 12 — конгломераты и конглобрекчи; 13 — гравелиты и песчаники полимиктовые, аркозино-граувакковые; 14 — песчаники кварцевые; 15 — алевриты; 16 — аргиллиты, алевроаргиллиты; 17 — углеродистые аргиллиты и алевроаргиллиты, знак углеродистости; 18 — сланцы по алевритам; 19 — известняки, известняки песчаные, песчанистые; переслаивание известняков и алевроаргиллитов; 20 — доломиты, доломиты песчаные, песчанистые; переслаивание доломитов и алевроаргиллитов; 21 — известняки доломитовые, доломиты известковые (а), то же, алевроаргиллитовые (б); 22 — мергели; 23 — карбонатные отложения соленосные; 24 — строматолиты и микрофилиты; 25 — окремнение в карбонатах; 26 — залегание с размывом. Свиты, комплексы, в скобках — средние мощности (м): alp — аянканская; gl — голоустенская; kс — качергатская; kr — куртунская; rg — гранитоиды приморского комплекса; ul — улунтуйская; us — усольская; ush — ушаковская.

Неравномерная дислоцированность байкальской серии в типовых разрезах по долинам рек Голоустная и Куртун выражается в чередовании участков пологого и субгоризонтального залегания пород с участками со сложной складчато-надвиговой структурой. Участки простого строения тяготеют к мульдам синклинальных складок, что хорошо восстанавливается в разрезе качергатской свиты по р. Голоустная, от р. Угловая до р. Сухая. При кажущемся простом залегании пород здесь наблюдаются послонные срывы и асимметричные взбрососкладки, указывающие на тектоническое перемещение вещества в северо-западном направлении. Такие деформации приводят к локальному двоякому пачек в участках расщепления срывов и перехода их на новый стратиграфический уровень. Более сложная ситуация наблюдается в образованиях качергатской свиты по р. Куртун, где ширина выхода свиты уменьшается в 3 раза (см. рис. 3, А, Д). Здесь структура характеризуется сочетанием участков пологой складчатости с интенсивно деформированными структурами. Последние составляют зоны мощностью до 900 м и характеризуются сжатыми и изоклинальными формами складок изгиба с течением, осевые плоскости которых запрокинуты на северо-запад. Среди них отмечаются фрагменты изолированных замков складок, которые указывают на неравномерное течение вещества в процессе прогрессивной деформации с формированием будинаж-структур, что свойственно вязким разрывам.

Образования улунтуйской и голоустенской свит в виде полосы шириной в первые километры (см. рис. 3, А) окаймляют с юго-востока поле распространения пород качергатской свиты и характеризуются более интенсивными дислокациями в сравнении с последними. Наиболее показательна в этом плане структура голоустенской свиты в районе пади Озерко (см. рис. 3, В) [Мазукабзов и др., 2001]. Здесь установлены четыре тектонические пластины, испытавшие перемещение в северо-западном направлении. В пластинах породы свиты собраны в систему сжатых и изоклинальных складок с северо-западной вергентностью. Здесь же отмечается частичное сдваивание разрезов по системе пологих и межслоевых надвигов. Подобные явления характерны и для образований улунтуйской свиты.

На правобережном склоне долины р. Голоустная (см. рис. 3, Б) обнажаются карбонатные породы верхней подсвиты улунтуйской свиты, где был проведен отбор хемостратиграфических проб [Кузнецов и др., 2003]. Авторы этих исследований полагали, что на этом участке вскрыт слабо деформированный фрагмент разреза свиты с крутым моноклинальным погружением. Наши наблюдения, с учетом детальных данных М.М. Велькова (фондовые материалы), позволяют представить структуру участка в виде крупной синклинальной складки с амплитудой до 500 м на опрокинутом крыле более крупной асимметричной антиклинали. По морфологии она близка к изоклинальному типу складок с некоторым увеличением мощности слоев в замке (см. рис. 3, Б). Геометрический анализ слоистости в складке указывает на то, что шарнир ее субгоризонтален с северо-восточным простираем (32°), а осевая плоскость имеет северо-западную вергентность. Нормальное и опрокинутое положение слоев в складке фиксировалось по строению столбиков строматолитов и соотношению слоистости и кливажа. Деформация пород сопровождалась развитием селективного кливажа в терригенных образованиях и стилолитовых швов в карбонатных. Наличие маломощных прослоев алевритопелитов способствовало межслоевому скольжению пачек известняков. Формирование подобных мезоструктур сопровождалось частичным перераспределением минеральных масс, растворением и переотложением компонентов, что способствовало частичному изменению первичного состава пород и формированию жил карбонатного состава.

Наиболее целостное представление о стиле деформаций в голоустенской и улунтуйской свитах можно составить при анализе разреза

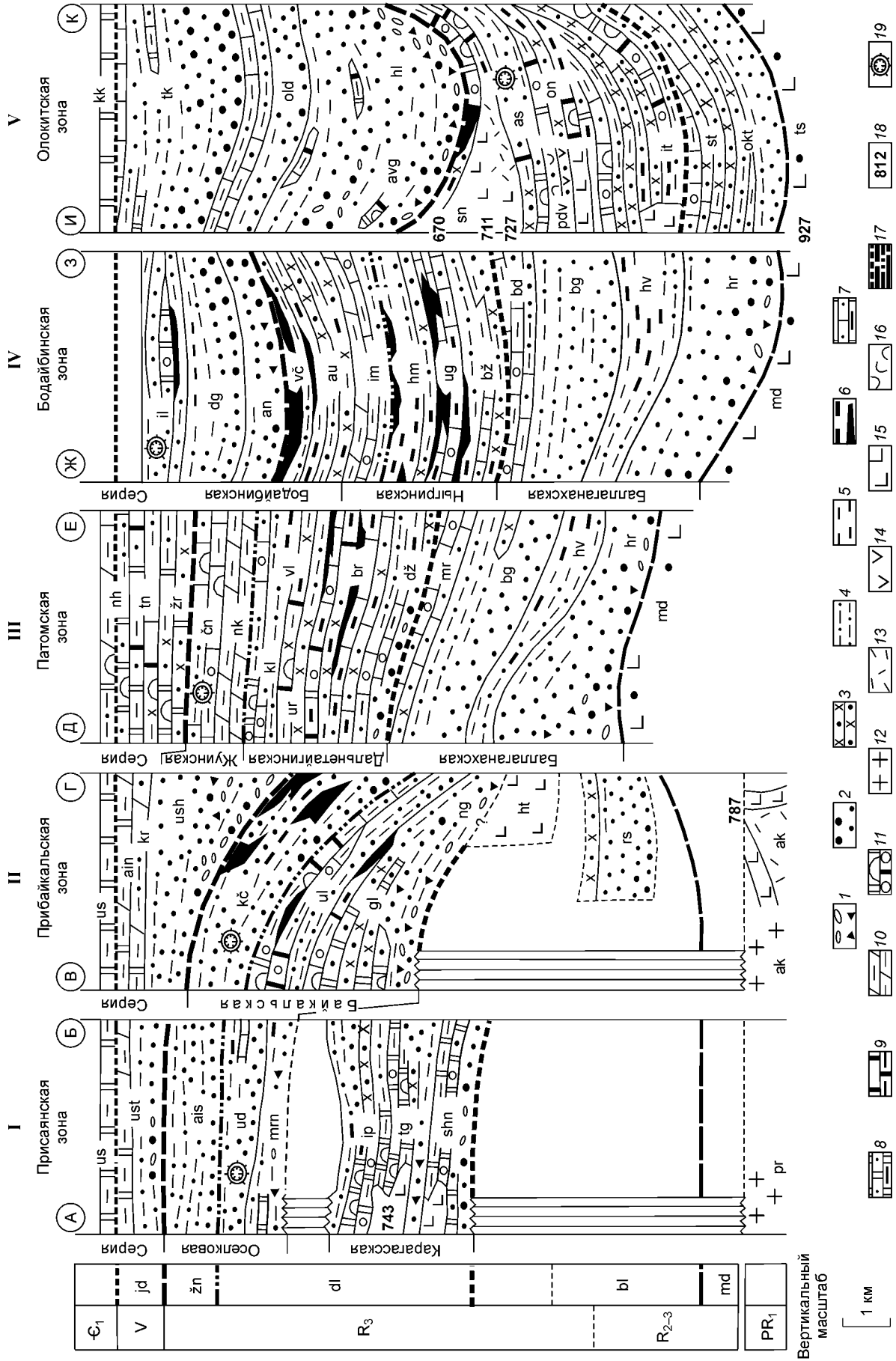


Рис. 2. Схема формационного сопоставления геологических образований позднего докембрия Саяно-Байкальской области.

Региональные горизонты СБО: md — медвежеский; bl — балаганский; dl — дальнетаинский; jd — жулинский; 1 — конгломераты и конглобрекци; 2 — гравелиты и песчаники полимиктовые, аркозово-граувакковые; 3 — песчаники кварцевые; 4 — алевриты; 5 — аргиллиты, алевроаргиллиты; 6 — углеродистые аргиллиты и алевроаргиллиты, знак ултеродистых осадков; 7 — известняки, известняки запесоченные, переслаивание известняков и алевроаргиллитов; 8 — доломиты, доломиты запесоченные, переслаивание доломитов и алевроаргиллитов; 9 — известняки доломитовые, доломиты известковые, те же алевроаргиллитовые; 10 — мертели; 11 — карбонаты со строматолитами и микрофилитами; 12 — граниты, плагиограниты; 13 — вулканические породы кислого состава; 14 — вулканические породы среднего состава; 15 — вулканические породы основного состава; 16 — туфы и туфиты; 17 — границы региональных горизонтов; 18 — изотопные возрастные данные (млн лет): 743 ± 47 (Sm-Nd изохрона) [Sklyarov et al., 2002]; 787 ± 21 (Ar-Ag по плагиоклазам) [Гладков, 2004]; 927 ± 10, 670 ± 65 (Rb-Sr изохронный) [Булдыгеров и др., 1988; Макрыгина и др., 2005]; 711 ± 6, 727 ± 18 (U-Pb по циркону) [Рыцк и др., 2000]; 19 — самые древние находки форм жулинской ассоциации микрофоссилий (отнесенных к зеленым водорослям: *Achista*, *Vailikania*, *Centrum*, *Dicyotidium*, *Paracassosphaera*, *Retiforma*, *Sibiriaella*, *Tchuja* и др. [Станевич и др., 2006]).

Обозначения свит, толщ, комплексов: ain — айнская; ak — акитканский вулканогрунтово-тонкий комплекс; an — анангурская; as — ассктамурская; au — аунакитская; avg — авгольская; bd — бодайбокская; bg — бутархтинская; br — баракунская; bz — бужухтинская; çn — ченчинская; dg — догалдынская; dž — джемжуканская; gl — голоустенская; hl — холдинская; hm — хомолхинская; hr — харлухтахская; ht — хотская; hv — хайвергинская; il — илигирская; ip — ипсинская; it — итыкитская; kç — качергатская; kk — кооктинская; kl — каланчевская; kr — куртунская; md — медвежеская; mr — маринская; ng — нуганская; nh — нохутуйская; nk — никольская; okt — октолахтинская; old — олдакская; ol — ондокская; pdu — противодаванская; rs — рассохинская; shp — шангулежская; sn — сыннырская (иняптуцкий вулканический комплекс); st — стойбищная; tg — тагульская; tk — туколамайская; tn — тинновская; ts — тыйская; ud — удинская; ug — угаханская; ul — улунтуйская; ur — уринская; us — усольская; ush — ушаковская; ust — устьятагульская; vç — вачская; vl — валухтинская; zr — жербинская; рг — приморский комплекс гранитов.

по р. Куртун (см. рис. 3, А, Д). Здесь устанавливается закономерное сочетание разрывных и складчатых структур, составляющих складчато-надвиговый парагенезис. Основными его компонентами являются чешуйчатый веер, дууплексы, рамповая антиклиналь, складки различного морфологического типа, межслоевые срывы и кливаж. Сочетание таких структур приводит к сдвоению стратиграфической последовательности, что хорошо устанавливается в бассейне р. Молька в образованиях нижней подсвиты улунтуйской свиты. Карбонатные породы верхней подсвиты улунтуйской свиты смяты в мезомасштабные складки концентрического типа с элементами течения, сочетающиеся с надвигами листрического типа. Наличие таких структур в породах близкого состава позволяет с большой вероятностью предполагать сдвоение пачек в разрезе. Породы голоустенской свиты участвуют в строении системы дууплексов и рамповой антиклинали, что подтверждается сдвоением маркирующих горизонтов и присутствием надвиговых поверхностей.

Приведенные структурно-кинематические особенности складчато-надвигового парагенезиса в разрезе по р. Куртун близки к дислокациям, формирующимся в условиях регионального срыва при тангенциальном сжатии резко различных по механическим свойствам сред, в данном случае чехла и фундамента. Подобные структурные особенности свойственны и разрезу по р. Голоустная. Основные срывы приурочены к уровням с некомпетентными породами внутри свит. Наиболее крупным является срыв по пачке глинисто-карбонатных пород в низах голоустенской свиты, фрагменты которой наблюдаются в разрезах пади Озеро и р. Нижние Хомуты. Часто в зонах крупных разрывных нарушений, кроме механического преобразования пород, отмечается явление привноса минеральных компонентов, приводящих к возникновению разного типа метасоматических образований в зависимости от исходного субстрата. Так, в зонах разломов, пересекающих карбонатные породы верхней подсвиты улунтуйской свиты, формируются талькиты [Маслов, 1974], а песчаники голоустенской свиты преобразуются в пестроокрашенные кварциты, либо содержат большое количество кварцевых жил. Возможно, эти процессы могли охватывать значительные объемы пород, прилегающие к зонам разломов, и оказывать определенное влияние на их первичный состав.

Неоднократное описание детально изученных типовых разрезов байкальской серии в долинах рек Голоустная, Куртун и Бугульдейка [Мац, Егорова, 1957; Хоментовский и др., 1972; Дольник, 1982; Маслов, 1983;] позволяет в этой статье ограничиться общей характеристикой условий формирования ее отложений (см. рис. 1, 2). В пределах Приморского хребта доломиты или песчаники голоустенской свиты залегают на гранитах приморского комплекса, а севернее, в пределах Байкальского хребта, — на вулканических образованиях акитканского комплекса нижнего протерозоя. Реже они подстилаются диамиктитами, описанными в разрезе по р. Бугульдейка как тиллоиды [Божко, 1976] и сопоставляемыми с тиллитами оселковой серии [Советов, Комлев, 2005] и основания дальнетаинского горизонта Патомской зоны [Чумаков, 1993]. В целом голоустенский этап характеризуется накоплением мелководных биохомогенных доломитов и кварцевых песков разной степени зрелости. Темные углеродистые известняки и алевритопелиты завершающей стадии формирования пород голоустенской свиты свидетельствуют о наличии стагна-

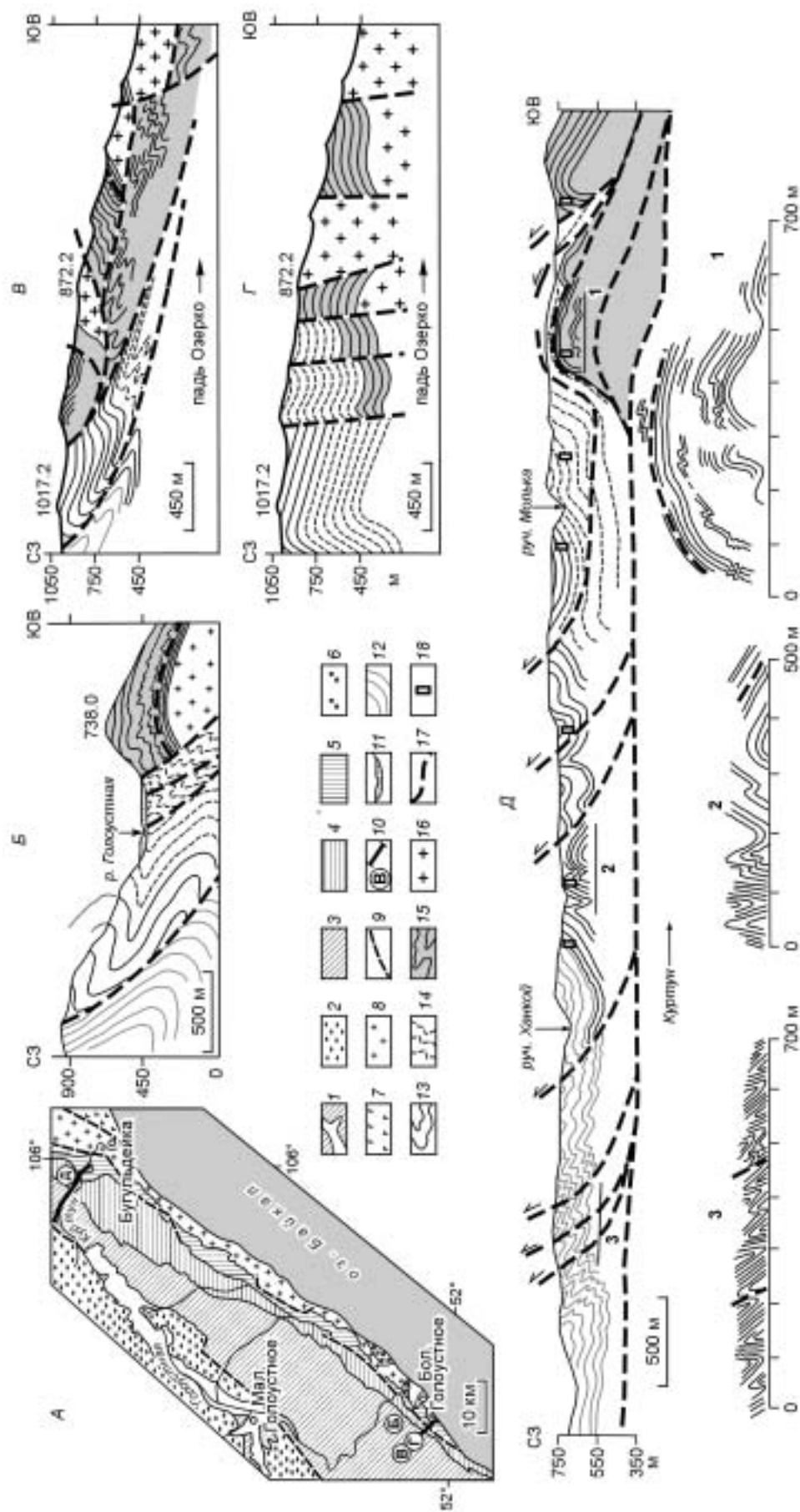


Рис. 3. Характер дислокаций в байкальской серии стратотипической местности (Западное Прибайкалье).

A — схема распространения байкальской серии и положение структурных разрезов; *1* — четвертичные образования; *2* — ушаковская свита венда; *3–5* — свиты байкальской серии позднего рифея; *3* — качергатская, *4* — улунтуйская, *5* — голоустенская; *6* — архей—палеопротерозой; *7* — габброиды раннепалеозойской коллизивной системы; *8* — палеопротерозойские гранитоиды приморского комплекса; *9* — разрывные нарушения; *10* — разрезы.

Б–Д — структурные разрезы. *Б* — левобережье р. Голоустная против устья руч. Бол. Черемшанка; *В, Г* — район гадь Озерко. *В* — по результатам детальных структурных исследований [Мазукабзов и др., 2001]. *Г* — по результатам геологической съемки м-ба 1:50 000; *Д* — р. Куртун, по данным автором (1–3 врезки детальных участков); *11* — четвертичные отложения; *12–15* — байкальская серия. *12* — качергатская свита, *13* — качергатская свита, *14* — нижняя подсвита улунтуйской свиты, *15* — голоустенская свита; *16* — гранитоиды приморского комплекса; *17* — разрывные нарушения; *18* — места отбора проб на изотопные исследования углерода [Хабаров, Пономарчук, 2005].

ционных условий и незначительном привносе терригенной компоненты. Учитывая наличие в терригенных отложениях свиты как обломочного материала сиалического состава, сносимого с кратона, так и мафического, вероятно, поступающего с южных поднятий, можно сделать вывод о частичной изолированности голоуспенского палеобассейна [Мазукабзов и др., 2001].

Улунтуйская свита подразделяется на две подсвиты: нижнюю алевритопесчаную и верхнюю карбонатную со строматолитами и микрофитолитами. Время накопления отложений свиты определяется началом нового трансгрессивного цикла с регрессивно-пассивными паузами, восстанавливаемыми в верхнеулунтуйской подсвите. В районе стратотипа контрастное сочетание биогермных, терригенно-карбонатных и черносланцевых фаций характеризует хемобиогенные условия внутренней части шельфа с фитолизовыми постройками, судя по их распространению, барьерного типа.

Базальные гравелитопесчаники качергатской свиты фиксируют начало нового трансгрессивного цикла седиментации. Состав обломочной части базальных слоев свиты олигомиктовый, с постоянным присутствием кластогенных слюд. Отложения же верхней из четырех пачек свиты включают песчаники и конгломераты аркозового и полимиктового составов. Все это указывает на разрушение возникших конседиментационных поднятий. В средней части разреза качергатской свиты отмечаются слои флишoidного строения и разнообразные текстуры — оплывины, гиероглифы, знаки ряби и др. [Мац, Егорова, 1957], что указывает на интенсивную гидродинамику и порционное поступление обломочного материала в бассейн седиментации. Углеродистые алевритопелиты верхней части свиты свидетельствуют о наличии стагнационных условий в отрицательных формах дна. В полимиктовых конгломератах ушаковской свиты венда, перекрывающих алевритопелиты качергатской свиты, известны обломки пелитоморфных известняков, что говорит о существовании в верхнекачергатское время севернее литоральных условий. Вероятной областью сноса в позднекачергатское время являлись южные поднятия, снос с которых обусловил быстрое заполнение прогиба в ушаковское время.

Геохимические данные из углеродистых алевроаргиллитов байкальской серии дополняют характеристику условий ее формирования (рис. 4). Алевроаргиллиты голоуспенской свиты выделяются низкими содержаниями большинства петрогенных и редких элементов, что свидетельствует о довольно высоком уровне сортировки осадков в прибрежных условиях: отмучивании и выносе глинистой составляющей (низкие значения Ba, Ti, Th, Al, K), а также опреснении прибрежных вод (пониженные концентрации B и Sr) и возникновении существенно окислительной обстановки (низкие значения $C_{орг}$, V, Mo, U) [Немеров, 1988; Немеров, Станевич, 2001] за исключением Ca и Mn, которые отражают карбонатную составляющую отложений. Алевроаргиллиты нижнеулунтуйской подсвиты, судя по более высокому уровню содержания практически всех элементов, характеризующих глинистую составляющую, а также $C_{орг}$ и ассоциирующих с ним органофильных элементов, формировались в условиях шельфа, в целом более углубленного и удаленного от береговой линии в сравнении с отложениями голоуспенской свиты. Для алевроаргиллитов верхнеулунтуйской подсвиты характерны низкие содержания бора, свидетельствующие о более пресных морских водах. Зона накопления хемобиогенных карбонатов верхнеулунтуйской подсвиты фиксирует собой мелководную часть шельфа, мигрирующую на общем фоне трансгрессии моря в сторону прибрежных фаций. Этим объясняются кажущиеся тенденции обмеления в пределах частных разрезов свиты: увеличивается мощность и объем мелководных (биогермных) карбонатов, уменьшается количество углеродистых алевритопелитов, падает кремнистость, углеродистость и фосфатность осадков. Для верхнеулунтуйских сланцев характерны низкие содержания $C_{орг}$, что свидетельствует о существовании более окислительных условий мелководья, препятствовавших накоплению ОВ. Для отложений

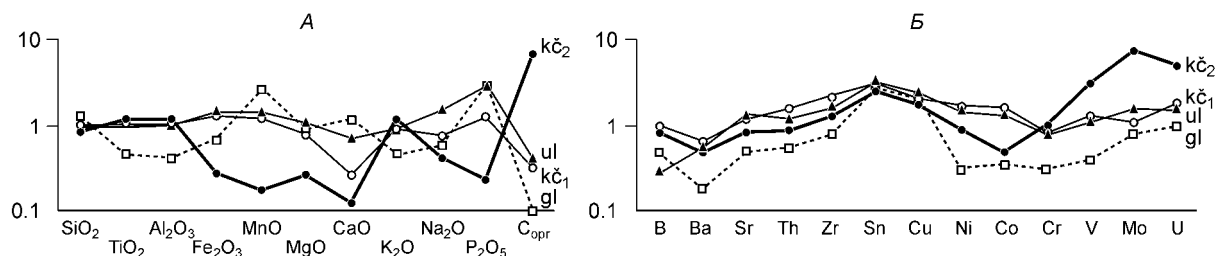


Рис. 4. А — распределение петрогенных элементов в углеродистых алевроаргиллитах и алевролитах голоуспенской (gl, $n = 6$), улунтуйской (ul, $n = 9$), качергатской (kc_1 , $n = 24$; kc_2 , $n = 11$) свит; Б — распределение редких элементов в углеродистых алевроаргиллитах и алевролитах голоуспенской (gl, $n = 28$), улунтуйской (ul, $n = 189$), качергатской (kc_1 , $n = 255$; kc_2 , $n = 175$) свит.

Аналитические исследования пород выполнены в лаборатории ФГУП ВостСибНИИГГиМС, (г. Иркутск): химический силикатный анализ — аналитик Г.С. Качнельсон; химическое определение $C_{орг}$ — аналитик Э.А. Развозжаева; рентгеноспектральный анализ (Ba, Sr, Zr, Th, U) — аналитик А.М. Харченко; количественный спектральный (Cu, Ni, Co, Cr, V, Mo, B) — И.С. Королева. Содержания петрогенных и редких элементов нормированы по стандартному образцу черных сланцев SCHS-1 [Petrov et al., 2004].

качергатской свиты восстанавливаются обстановки, благоприятные для фоссилизации органического вещества, которые могли возникнуть в результате стратификации вод (галоклина) и опреснения верхнего водного слоя на шельфе. Здесь отмечаются наибольшие содержания $C_{орг}$ и типоморфных элементов (U, Mo, V и др.). Максимальное накопление ОВ и, по-видимому, наиболее контрастное проявление галоклина на шельфе проявилось в позднекачергатское время, когда сформировались высокоуглеродистые осадки с содержанием $C_{орг}$ 5—12 мас.% (до 20 мас.% на севере Западного Прибайкалья) [Немеров, Станевич, 2001].

Дополнительные признаки условий формирования мелководных карбонатных отложений байкальской серии может выявить анализ зависимости форм строматолитовых построек от влияния абиотических факторов: световой энергии, гидродинамики и фоновой седиментации [Петров, 1996]. В разрезе верхней подсвиты улунтуйской свиты, где были отобраны хемотратиграфические пробы [Кузнецов и др., 2003] (см. рис. 3, Б), большинство форм строматолитов [Дольник, 1982, 2000] представлены комплексом мелких столбиков, имеющих сложное ветвление, отросстки, раздувы и пережимы (*Baicalia*, *Katavia*, *Parmites*), а также козырьковое ограничение стенок (*Baicalia filaria*, *Tungussia*). Все эти признаки указывают на небольшую глубину и значительную гидродинамическую активность среды. Кроме этих форм, вверху разреза присутствуют конусовидные *Conophyton*, свидетельствующие об углублении этого участка бассейна, ориентировочно до 5—10 м. Скопления крупных форм микрофитолитов („гороховый камень“) также указывают на фотически благоприятные условия мелководья. Характерным для этих отложений литоральной зоны является пассивное поступление терригенного материала. Обломочная часть последнего имеет преимущественно аркозовый состав, что указывает на снос продуктов разрушения гранитов и гнейсов. Наличие в верхнеулунтуйской подсвите почти исключительно мелководных отложений и отсутствие обнажений более глубоководных фаций позволяет предполагать, как и в случае голоуспенской свиты, определенную изолированность улунтуйского палеобассейна

В отложениях верхней подсвиты голоуспенской свиты [Дольник, 2000] также присутствуют сложноветвящиеся и относительно мелкие формы строматолитов (*Anabaria*, *Baicalia*, *Compactocollenia*) и фотически более зависимые *Conophyton*. Отложения подсвиты во многих разрезах кроме темных органогенных карбонатов содержат ассоциацию темных до черных углеродистых алевролитов, аргиллитов и ленточно-слоистых известняков. Это сочетание, вероятно, определяет застойный режим неглубоких впадин шельфа, сменивший более контрастные по глубине и рельефу обстановки подстилающего интервала голоуспенской свиты.

КОРРЕЛЯЦИЯ ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГА СИБИРСКОГО КРАТОНА

Результатом геолого-съемочных, стратиграфических и биостратиграфических работ стало создание и утверждение унифицированной стратиграфической схемы позднего протерозоя внешних зон СБО в 1979 г. [Решения..., 1983]. По территории региона были выделены и протрассированы региональные (стратиграфические) горизонты: тепторгинский (пурпольский и медвежевский), баллаганахский, дальнетайгинский, жуинский и присаянский (юдомский). Последующие геохимические и биостратиграфические исследования не только подтвердили корреляцию горизонтов во внешних зонах, но позволили проследить и выделить их границы во внутренней Бодайбинской [Дольник и др., 1986; Немеров, 1988] и Олоkitской [Дольник и др., 1980; Станевич, Файзулина, 1992] зонах. Вместе с тем остается ряд вопросов региональной корреляции, имеющих дискуссионный характер. К ним относится и сопоставление разрезов Присаянской и Прибайкальской зон.

Неоднозначность корреляции их отложений обуславливается резкими фаціальными изменениями и плохой обнаженностью в переходной зоне (см. рис. 2). Наиболее распространенный вариант корреляции карагасской и оселковой серий с байкальской серией основан преимущественно на комплексах строматолитов [Решения..., 1983; Дольник, 2000]. Другая позиция, заключающаяся в сопоставлении с байкальской только оселковой серии, обосновывается трассированием ледниковых отложений в подошве дальнетайгинского горизонта [Советов, Комлев, 2005] и хорошо согласуется с выделением „среднесибирского гляциогоризонта“ в подошве дальнетайгинского регионального горизонта [Божко, 1976; Чумаков, 1993]. Отложения байкальской серии выдержанными фаціальными комплексами трассируются на север Байкала и далее (см. рис. 1, 2). В Патомской зоне СБО уровень дальнетайгинского и жуинского горизонтов представлен уже более мощным и разнообразным комплексом фаций, информативнее отражающим эволюционные тенденции в геодинамической истории региона [Немеров, Станевич, 2001]. С отложениями байкальской серии его объединяют стратиграфическая последовательность геохимических параметров и металлогеническая специализация. В обеих зонах к шельфовым фациям биохемогенного карбоната накопления приурочены известные в регионе рудопроявления Р, Pb, Zn и повышенные содержания Mn [Маслов, Кичко, 1985]. Концентрации $C_{орг}$, S и связанных с ними U, Mo, V, Au, Cu, Co, Ni, Pb, Zn закономерно изменяются вверх по разрезу в обеих зонах [Немеров, 1988; Немеров, Станевич, 2001]. Эта же тенденция устанавливается и для синхронных отложений Бодайбинской зоны, относимых к интервалу дальнетайгинского и жуинского горизонтов.

Отложения дальнетайгинского горизонта в Патомской и Бодайбинской зонах подстилаются терригенно-карбонатными слоями верхов баллаганахского горизонта (см. рис. 1, 2). Трангрессивная последовательность отложений и составы терригенных пород четырех свит горизонта являются удивительно выдержанными по всей территории этих зон [Немеров, Станевич, 2001]. Аналогичное по площади распространение имеют и подстилающие образования медвежевского горизонта (свиты). Они представлены рифтогенными вулканитами основного состава и осадочно-вулканогенными отложениями, включающими высокожелезистые песчаники. Южнее, в Олоkitской зоне, медвежеvский горизонт представлен осадочно-вулканогенными образованиями тыйской свиты, а вышерасположенный баллаганахский уровень — октолахтинской и стойбищной свитами. Трангрессивная последовательность отложений стойбищной свиты уверенно узнается на протяжении более 150 км по направлению к разрезам Бодайбинской зоны (см. рис. 2), а общая последовательность и состав толщ совместно со специфичными ассоциациями фитолитов и микрофоссилий отчетливо распознаются в отложениях Бодайбинской и Патомской зон [Дольник и др., 1986; Дольник, 2000; Станевич и др., 2006].

Фациальная невыдержанность вышележащих отложений дальнетайгинского и жуинского горизонтов характерна для всех зон и особенно для Олоkitской зоны. Они характеризуются контрастным вулканизмом с типичным для островодужных или внутриплитных серий набором лав, туфов и туффигов, ассоциирующих с фитолитовыми карбонатами, песчаниками эолового происхождения и разнообразными сланцами [Станевич, Файзулина, 1992; Цыганков, 2005]. Отнесение ондокской и асектамурской свит этой зоны к дальнетайгинскому и жуинскому горизонтам, кроме корреляции подстилающих образований баллаганахского горизонта, подтверждается рядом фактов. Во-первых, синхронным появлением определенных ассоциаций форм строматолитов и микрофоссилий [Дольник и др., 1986; Дольник, 2000; Станевич и др., 2006]. Во-вторых, характерной металлогенической специализацией, включающей рудопроявления и Холоднинское месторождение Pb и Zn с повышенными содержаниями Р и Mn. В-третьих, отложения ондокской свиты и прорывающие их ультрамафиты довыренского комплекса несогласно перекрываются молассовой толщей авгольской и холоднинской свит венда [Салоп, 1964; Станевич, Файзулина, 1992; Цыганков, 2005]. На водоразделе с р. Кичера грубовалунные конгломераты холоднинской свиты залегают на ультрамафитах Чайского массива. Аналогичные по составу отложения других зон (ушакoвская, анангрская свиты, см. рис. 2) перекрывают тонкозернистые отложения верхов жуинского горизонта, в том числе и алевритопелиты, венчающие байкальскую серию.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ. ВОЗРАСТ ОТЛОЖЕНИЙ

Имеющиеся палеонтологические и хеомстратиграфические данные убедительно свидетельствуют о вендском возрасте юдомского горизонта Сибирской платформы [Хоментовский и др., 2004]. Но в случае расширения объема венда в регионе за счет подстилающих дальнетайгинского и жуинского горизонтов, что вытекает из данных хеомстратиграфических и других исследований [Кузнецов и др., 2003; Советов, Комлев, 2005], возникает ряд серьезных противоречий с результатами корреляции по биостратиграфическим и геолого-съемочным данным. Строматолиты дальнетайгинского и жуинского горизонтов представлены многочисленными формами групп, типичными для рифейских разрезов Сибири — *Katavia*, *Anabaria*, *Minjaria*, *Inzeria*, *Gimnosolen* и др., а также таксонами *Tinnia*, *Linella*, встречающимися на этом уровне вне Сибири [Хоментовский и др., 1972, 1998; Шенфиль, 1991; Дольник, 2000]. Многократные микрофитологические исследования пород байкальской серии не выявили остатков, типичных для более молодых вендских отложений [Станевич и др., 1992, 2006; Хоментовский и др., 1998; и др.]. Все формы органических остатков, несмотря на дискуссии об их возрастном значении, характерны для рифейских отложений. В то же время в верхней части юдомского горизонта известен громадный палеонтологический материал, хорошо сопоставимый с известными разрезами венда [Хоментовский и др., 2004].

Кривая вариаций $\delta^{13}\text{C}$ по разрезу оселковой серии Присаянской зоны (см. рис. 2) послужила одним из аргументов для отнесения ее к венду [Советов, Комлев, 2005]. Сравнивая эту кривую (рис. 5, Б) с графиком на рис. 5, А [Хабаров, Пономарчук, 2005], можно достаточно уверенно предположить, что по контрастности значений от -6 до $+6$ ‰ она может соответствовать интервалу 720—700 млн лет. В этом случае гляциальные толщи оселковой серии логично связать со стертовским оледенением, которое известно в разрезах разных регионов в интервале 720—690 млн лет [Brasier, Shields, 2000; Walter et al., 2000; Fanning, Link, 2004; Macouin et al., 2004], а не с лапландским оледенением венда. Тем более, что „эталонная“ кривая из разрезов Намибии, приведенная для сравнения с нижней частью оселковой серии [Советов, Комлев, 2005], кроме двух отрицательных экскурсов $\delta^{13}\text{C}$ в действительно вендском фрагменте, имеет почти аналогичные флуктуации этого параметра ниже, в разрезе группы Отави [Kaufman et al., 1997] (см. рис. 5, Б). Другим аргументом отнесения оселковой серии к венду являются находки в них отпечатков *Metazoa* [Советов, Комлев, 2005]. Но, как показано ранее, отличие этих форм от разновидностей эдиакарской фауны и находки отпечатков животных в довендских отложениях других регионов не дают основания омолаживать позднерифейские подразделения СБО [Хоментовский и др., 2004]. Одним из примеров

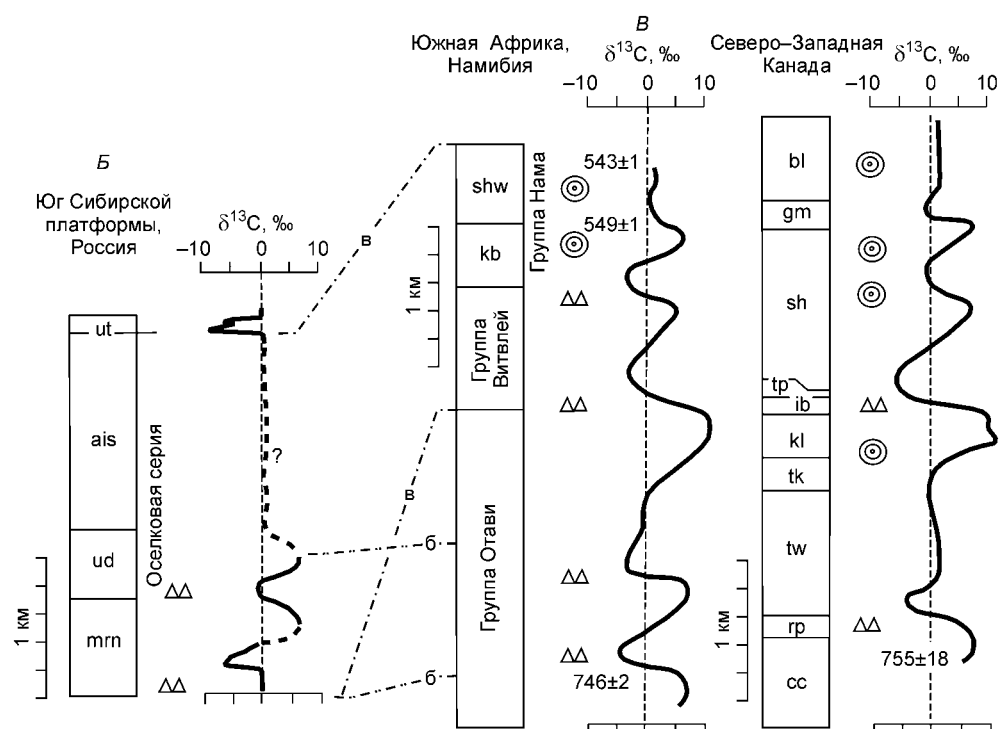
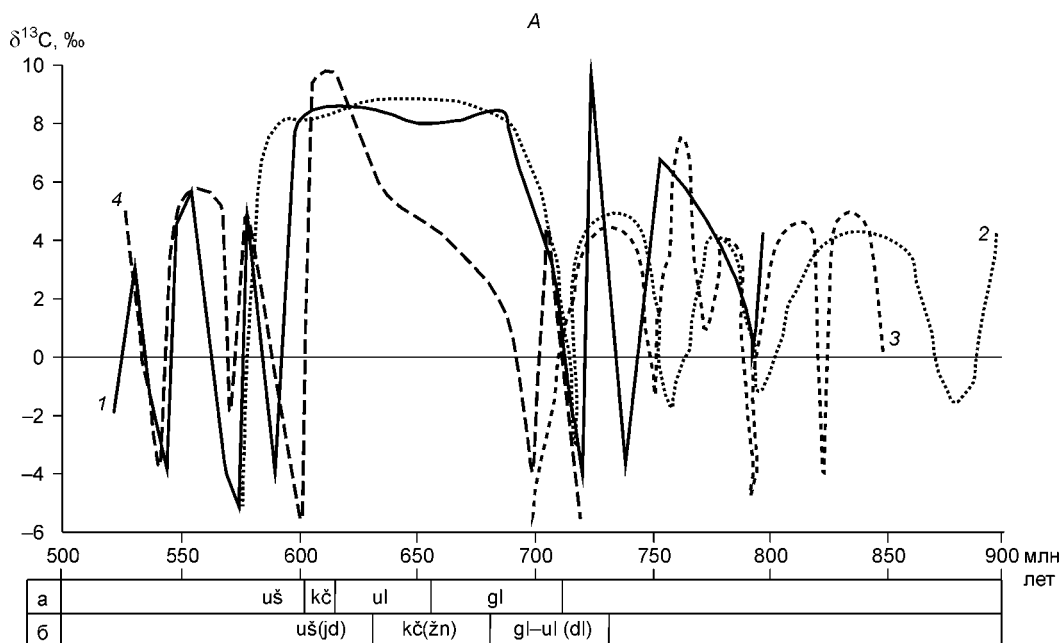


Рис. 5. Эволюция изотопного состава карбонатного углерода в неопротерозое *A* — по [Хабаров, Пономарчук, 2005], *Б* — по [Советов, Комлев, 2005], *В* — по [Kaufman et al., 1997].

A — по данным: 1 — [Jacobsen, Kaufman, 1999]; 2 — [Kah et al., 1999]; 3 — [Hill, Walter, 2000]; 4 — [Walter et al., 2000].

Интерпретация возрастного интервала подразделений байкальской серии и региональных горизонтов: а — по [Хабаров, Пономарчук, 2005]; б — по авторам. Свиты: gl — голоустенская; kč — качергатская; ul — улунтуйская; ush — ушаковская; региональные горизонты: dl — дальнегайгинский; jd — юдомский; žn — жуинский.

***Б, В* — корреляция подразделений оселковой серии: б — по авторам; в — по [Советов, Комлев, 2005].**

Тройные кружки — морфологические ассоциации ихнофоссилий эдиакарского типа; сдвоенные треугольники — тиллиты, радиометрические данные (млн лет). Свиты: ais — айсинская; mrm — марнинская; ud — удинская; ut — усть-тагульская; обозначения подразделений по разрезу Южной Африки (подгруппы): kb — Кубис; shw — Шварзранд; по разрезу Северо-Западной Канады (формации): bl — Блюфло; cc — Копер-Кап; gm — Гаметрайл; ib — Айс-Брук; kl — Кили; rp — Рапитан; sh — Шипбед; tk — Твити-Кили; tp — Типи; tw — Твити.

ошибочности интерпретации докембрийских палеонтологических данных является заключение о вендском возрасте отпечатков из удоканской серии [Синица и др., 2003], которая, по многим радиохронологическим данным, сформировалась до 1870 млн лет, а текстуры отпечатков имеют бактериально-седименторную природу [Терлеев и др., 2006].

Результатом сравнения кривой $\delta^{13}\text{C}$ по разрезу голоуспенской и улунтуйской свит с эволюцией изотопного состава карбонатного углерода в отложениях неопротерозоя на обобщенном графике из разрезов разных регионов мира стал вывод о наиболее вероятном временном интервале байкальской серии в 720—600 млн лет [Хабаров, Пономарчук, 2005] (см. рис. 5, А). Анализ вариаций приведенной кривой показал, что с равной долей вероятности она может соответствовать и интервалу 780—700 млн лет, где значения карбонатного углерода несколько раз варьируют от -4 до $+5 \dots +10$ ‰ [Хабаров, Пономарчук, 2005]. Более конкретно фрагмент поведения кривой $\delta^{13}\text{C}$ для карбонатных отложений нижнегоуспенской подсвиты находит свое место на отрезке возрастания значений от 0 до $+7 \dots +9$ ‰ или возрастных меток 750, 730 или 715 млн лет (см. рис. 5, А). С другой стороны, эталонными для сравнения поведения $\delta^{13}\text{C}$ в венде можно считать кривые разрезов обрамления Сибирской платформы [Хоментовский и др., 2004]. Их возрастное положение достаточно отчетливо контролируется ассоциациями мелкораквинных окаменелостей и ихнофоссилиями эдиакарского типа. Кривые вариаций $\delta^{13}\text{C}$ в этих разрезах [Хоментовский и др., 2004] по частым экскурсам от -5 до $+2 \dots +4$ ‰, не связанных с оледенениями, хорошо сопоставляются между собой и резко отличаются от поведения кривой $\delta^{13}\text{C}$ в оселковой [Советов, Комлев, 2005] и байкальской [Хабаров, Пономарчук, 2005] сериях.

Вывод о поздневендском возрасте всей байкальской серии был сделан на основе высоких $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в карбонатных отложениях голоуспенской и улунтуйской свит [Кузнецов и др., 2003; Кузнецов, Летникова, 2005]. Основой синхронного тождества $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в разных районах мира является предположение о том, что карбонатакопление происходило в обстановках открытых к океанским бассейнам. Но имеющиеся модели развития территории свидетельствуют о частичной изолированности голоуспенского и улунтуйского палеобассейнов от протоокеана [Мазукабзов и др., 2001; Немеров, Станевич, 2001; Хоментовский, Постников, 2001]. Таким образом, вполне вероятно, что высокие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,70842—0,70872), полученные для улунтуйской свиты [Кузнецов, Летникова, 2005], могут быть обусловлены преобладающим влиянием континентального стока в условиях полузамкнутых бассейнов. И предположение о том, что аномально высокие даже для вендско-кембрийских отложений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,71094—0,71483) в голоуспенской свите обусловлены „...при поступлении эпигенетического флюида из подстилающих терригенных и гранитных пород“ [Кузнецов, Летникова, 2005, с. 353] с равной долей уверенности могут быть применены и в отношении проницаемых пород улунтуйской свиты.

Кроме этого, как было показано выше, поступление гравелитопесчаного материала и тонкой взвеси в базальные отложения голоуспенской свиты происходило как с кратона, так и с южных (островных(?)) поднятй, что только подтверждает ту или иную степень изолированности голоуспенского бассейна. К этим факторам, которые сами по себе объясняют высокие $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, нужно добавить и большую вероятность ледниковой эрозии и поступления в палеобассейн ^{87}Sr из нижнепротерозойских гнейсов и гранитов кратона. Нижнегоуспенские отложения по своему положению в разрезе соответствуют тиллитам дальнегайгинского горизонта Патомской зоны [Божко, 1976; Чумаков, 1993] и в этом качестве логично сопоставляются с тиллитами Присаянской зоны [Советов, Комлев, 2005]. И высокие стронциевые отношения в вышележащих карбонатных отложениях только подтверждают известную зависимость их повышения в морской воде вследствие интенсификации эрозионных процессов при континентальном оледенении и последующей стабилизации изотопного состава морских вод [Armstrong, 1971; Blum, Erel, 1995]. Анализ поведения стронциевого отношения в карбонатных отложениях позднего рифея показывает их вариации по разным авторам от 0,7052 до 0,7078 и одновременную контрастность значений [Melezhik et al., 2001], что говорит о преждевременности радикальных заключений для позднерифейского интервала геологической истории.

Таким образом, интерпретации данных $\delta^{13}\text{C}$ [Хабаров, Пономарчук, 2005] и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ [Кузнецов и др., 2003; Кузнецов, Летникова, 2005] ясно показывают различные версии диапазона времени седиментации байкальской серии. Что касается значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, то авторы интерпретации этих данных не учитывают особенностей региональной истории геологического развития территории. Одновременное сопряжение таких факторов, как относительная изолированность улунтуйского и голоуспенского палеобассейнов, размыв и снос пород кратона, усиленный гляциальной эрозией, а также вероятные постседиментационные изменения первичных изотопных отношений [Хабаров, Пономарчук, 2005] вполне закономерно могли обусловить высокие даже для верхнего венда стронциевые отношения.

В Байкальском хребте подстилающие голоуспенскую свиту граниты и порфиры аkitканского комплекса интродуцируются дайками диабазов, которые в хорошо обнаженных разрезах хребта нигде не про-рывают отложения байкальской серии. Комплекс даек имеет возраст 787 млн лет (см. рис. 2) [Sklyarov et

al., 2002; Гладкочуб, 2004], а по своей геодинамической позиции (растяжение предшествующее распаду Родинии) [Гладкочуб и др., 2000, 2001, 2005; Gladkochub et al., 2006] уверенно соотносятся с подобными дайковыми роями Присяянской зоны (см. рис. 2), имеющими датировку в 743 млн лет [Sklyarov et al., 2002]. Изложенная информация свидетельствует о том, что нижней возрастной границей байкальской серии, вероятно, следует считать самые молодые значения подстилающего комплекса мафитовых пород, т. е. ориентировочно 740 млн лет. Конкретизация верхнего возрастного рубежа, исходя только из данных $\delta^{13}\text{C}$, представляется неоднозначной. Но, учитывая существование регионального тиллитового горизонта [Божко, 1976; Чумаков, 1993], связываемого здесь с глобальным стертовским оледенением, и вышеизложенные варианты интерпретации данных по $\delta^{13}\text{C}$, вероятным интервалом для формирования голоуспенской и улунтуйской свит можно считать 730—680 млн лет. При этом ледниковые отложения низов дальнотайгинского горизонта будут соответствовать тиллитам Присяянской зоны [Советов, Комлев, 2005]. К аналогичным выводам по возрасту и корреляции байкальской серии ранее пришли В.В. Хоментовский с соавторами [1998, 2004], основываясь на анализе данных не только по геохронологии тиллитсодержащих комплексов, но и по существенному отличию ее микрофоссилий от комплекса форм доледникового уровня криогения.

Вышеприведенные сравнения и основанные на них заключения следует дополнить спектром достаточно корректных изотопных датировок комплексов Олоkitской зоны, куда, как показано выше, прослеживаются региональные горизонты СБО [Дольник и др., 1980; Станевич и др., 2006] (таблица). Исходя из корреляции отложений и геохронологических данных (см. рис. 2, таблицу), видно, что самой большой временной неопределенностью обладают образования медвежевско-баллаганахского этапа. Если учитывать единственную для этого уровня цифру в 927 млн лет (см. таблицу) и принять во внимание противоречивые данные о времени начала распада Родинии [Li et al., 1999; Гладкочуб и др., 2000, 2001], то отложения медвежевского и баллаганахского горизонтов, соответствующие режиму пассивной окраины [Хоментовский, Постников, 2001; Станевич и др., 2006], скорее всего, сформировались в период 1000—850 млн лет. Ориентировочный возрастной интервал дальнотайгинского горизонта в соответствии с анализом хемотратиграфических данных и учетом времени свинцово-цинкового оруденения ондокской свиты (см. таблицу), которое мы связываем с диагнезом, может быть расширен до интервала 780—680 млн лет. К началу этого интервала относится и формирование шельфовых отложений карагаской серии Присяянской зоны (см. рис. 2).

Положение кровли жуинского горизонта определяется нижней границей юдомского. При отсутствии геохронологических данных возраст этой границы принимали в 650 млн лет, так же как и возраст подошвы венда. Положение подошвы юдомского горизонта в Олоkitской зоне СБО показывает датировка в 627 ± 25 млн лет ультрамафитов чайского комплекса [Amelin et al., 1997], которые перекрываются конгломератами холоднинской свиты. До появления новых данных возраст базальных горизонтов холоднинской, ушаковской и коррелируемых с ними свит юдомского горизонта можно принять в 630 млн лет. Отсюда интервал породных комплексов жуинского горизонта составляет 680—630 млн лет. Несмотря на определенную долю условности этих временных ограничений, следует признать, что рассмотренная

Геохронология геологических образований Олоkitской зоны

Региональный горизонт	Свита, комплекс, процесс	Возраст, млн лет	Метод	Порода, минералы	Библиографический источник
Медвежевский	Тыйская	927 ± 10	Rb-Sr изохронный	Метабазальты	[Макрыгина и др., 2005]
Дальнотайгинский	Рудогенез в ондокской свите	760 ± 20	Pb-Pb	Pb-Zn руды	[Неймарк и др., 1991]
		740 ± 20	»	»	
Жуинский	Асектамурская (верхнетыйская)	727 ± 18	U-Pb	Цирконы вулканитов	[Рыцк и др., 2000]
		711 ± 6	»		
	Довыренский	707 ± 40	Pb-Pb	Перидотиты	[Неймарк и др., 1990; Amelin et al., 1996]
		700 ± 20	Rb-Sr, Sm-Nd	Минералы габбро	
Сыннырский (иняптукский)	700 ± 20	U-Pb, Rb-Sr	Цирконы порфиоров	[Неймарк и др., 1990; Булдыгеров и др., 1988]	
	670 ± 65	Изохронный	Вулканиты		
Юдомский	Чайский	627 ± 25	Sm-Nd, U-Pb	Габбро-нориты	[Amelin et al., 1997]
	Региональный метаморфизм	600—550	U-Pb	Амфиболиты	[Неймарк и др., 1991]

последовательность позднепротерозойских образований ранее, за немногим исключением [Хоментовский и др., 1985], „размазывалась“ по временному интервалу в 500—700 млн лет [Решения..., 1983].

Верхней возрастной границей рассмотренных комплексов является время регионального метаморфизма. Для пород Бодайбинской и Олоkitской зон его воздействие по разным методам фиксируется в интервале 625—520 млн лет (см. таблицу) [Вилор и др., 1991; Рыцк и др., 1999; Макрыгина и др., 2005]. В этот же интервал попадает и возраст процессов региональной перекристаллизации осадков байкальской серии (560 ± 30 млн лет) [Вилор и др., 1989].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ СЦЕНАРИЙ СТАНОВЛЕНИЯ СТРУКТУРЫ ЮГА СИБИРСКОГО КРАТОНА В НЕОПРОТЕРОЗОЕ

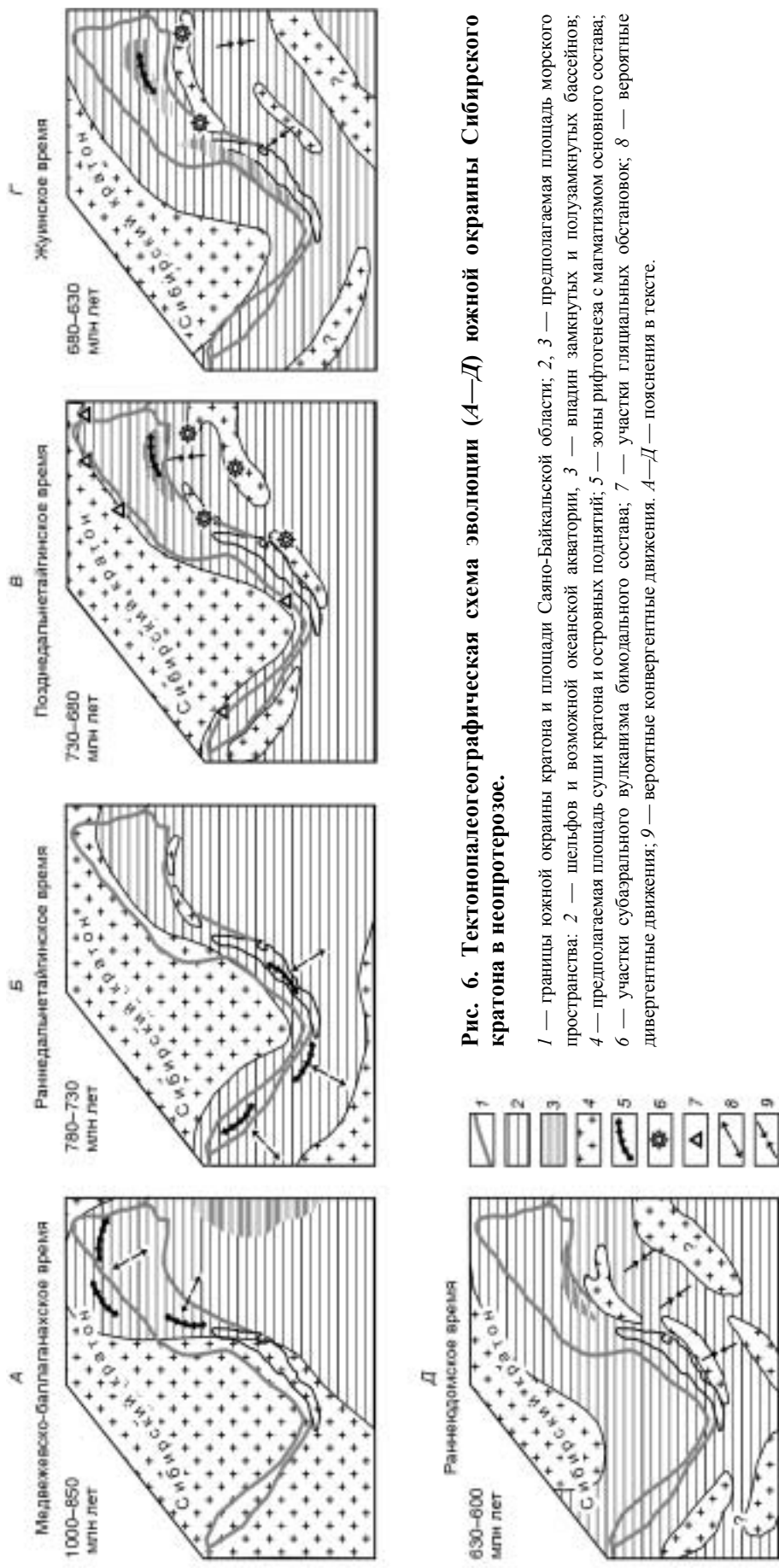
Суммируя вышеизложенное, можно наметить следующий сценарий неопротерозойской эволюции южной окраины Сибирского кратона (рис. 6). Самые ранние события, предопределившие возникновение палеобассейна, сопровождались процессами растяжения и формирования рифтогенных вулканитов медвежевского горизонта (см. рис. 2, 6, А). Последующие события привели к накоплению мощных терригенных отложений баллаганахского горизонта. Этап формирования пород двух горизонтов охватывает интервал от 1000 до 850 млн лет. Вещественные комплексы медвежевского и баллаганахского горизонтов отчетливо трассируются в пределах Патомской, Бодайбинской и Олоkitской зон. Выдержанность их формационных особенностей и состава на площади говорят о формировании пород горизонта на обширном шельфе пассивной окраины кратона. Строматолитовые карбонатные отложения верхов баллаганахского горизонта, свидетельствующие о близости береговой линии, фиксируются только на северо-востоке Патомской зоны [Салоп, 1964; Дольник, 2000]. Большая часть позднебаллаганахских отложений, судя по присутствию известняков с микрофитолитами, отражает обстановку мелководного бассейна.

Предполагаемое начало седиментации дальнетайгинского горизонта (780 млн лет) позволяет говорить о временном разрыве с процессами баллаганахского этапа примерно с 850 до 780 млн лет. Факт отсутствия образований данного возраста на значительной территории юга кратона может свидетельствовать о наличии наземных условий. Поднятие, видимо, существовало до 780 млн лет, т. е. до момента, фиксирующего начало усиления процессов опускания края кратона и накопления осадков дальнетайгинского горизонта. Формирование базальных слоев последнего, вероятно, было связано с дивергентными процессами на краю кратона и расширением палеобассейна.

При образовании пород нижней части дальнетайгинского горизонта в интервале 780—730 млн лет, скорее всего, произошли события, которые можно связать с данными по распаду суперконтинента Родиния [Li et al., 1999; Гладкочуб и др., 2001, 2005] (см. рис. 6, Б). Шельфовые отложения карагаской серии (см. рис. 2) интродуцируются долеритами нерсинского комплекса с возрастом 741—743 млн лет [Gladkochub et al., 2006]. Силлы и дайки этих образований по своей геодинамической природе соответствуют рифтовому этапу, обычно предшествующему формированию пассивных континентальных окраин [Wernicke, Burchfield, 1982; Wernicke, Tilke, 1989; Хаин, Ломизе, 1995]. Такое же индикаторное значение придается и комплексу даек в Присаянской и Прибайкальской зонах, внедрение которых в разновозрастные породы произошло в интервале 790—740 млн лет [Гладкочуб, 2004; Гладкочуб и др., 2001, 2005]. Существование бассейна этого времени в Прибайкальской зоне и восточнее можно только предполагать.

Диамиктиты в основании байкальской серии [Божко, 1976] сопоставляются с гляциальными отложениями запада и востока территории (см. рис. 6, В). В Присаянской зоне это флювиогляциальные и прибрежные осадки оселковой серии, по которым устанавливается снос материала с юго-запада (здесь и далее все в современных координатах) и делается вывод о коллизионных событиях в конце оселкового этапа [Советов, Комлев, 2005]. В Прибайкальской зоне время формирования отложений нижнеголоуспенской подсвиты характеризуется двумя сближенными, но формационно контрастными обстановками осадконакопления. Реликты вулканогенных образований в низах голоуспенской свиты свидетельствуют о возможном существовании рифтогенных условий [Мазукабзов и др., 2001]. Денудация и снос основных вулканитов с юга, юго-запада и отложение тиллоидов (тиллитов) в раннеголоуспенское время сосуществовали практически одновременно или предвляли поступление сиалического материала с кратона, которое быстро стало преобладающим. Этот уровень севернее, в Патомской зоне, характеризуется присутствием морских гляциальных отложений, снос которых происходил на юг с кратона [Чумаков, 1993], заполняя северный фланг формирующейся впадины задугового бассейна [Станевич и др., 2006]. Но время оледенения на юге Сибирского кратона, исходя из ранее приведенных данных, не может соответствовать ни среднему рифею [Чумаков, 1993], ни вендскому периоду [Советов, Комлев, 2005], а определяется началом этапа в 730—680 млн лет.

Если в Патомской зоне отложения жуинского горизонта отражают условия мелководной зоны шельфа, то в Бодайбинской — прогибание его дистальной части обусловило накопление высокоуглеродистых, песчано-алевритопелитовых осадков центральной части задугового бассейна [Немеров, Станевич, 1993].



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9

вич, 2001] (см. рис. 2, 6, Г). В Олоkitской зоне это время характеризуется затуханием бимодального вулканизма. В Прибайкальской зоне седиментогенез верхней части качергатской свиты определялся застойными условиями углубленных зон среднего и дистального шельфа. На фоне стагнационных условий седиментации в качергатской свите отмечается появление полимиктового псаммитового материала. Эти данные определяют условия осадконакопления верхней части жуинского горизонта во всех зонах как стагнационные и предорогенные, характеризующие смену обстановок от задугового бассейна к бассейну форланда [Немеров, Станевич, 2001; Хоментовский, Постников, 2001]. Характерный для рассматриваемых отложений моноолигомиктовый состав обломочного материала свидетельствует о том, что возникающий южнее ороген еще не проявился в полной мере в качестве новой области сноса. Однако появление полимиктового материала в псаммитах качергатской свиты указывает на уже начавшийся размыв поднятий, прилегающих к юго-западной части палеобассейна. Отложения параллелизуемой с качергатской айсинской свиты Присяянской зоны трактуются как образованные в субконтинентальных обстановках форландового бассейна [Советов, Благовидов, 2004].

Отложения нижней части юдомского горизонта представлены двумя формационными типами (см. рис. 2, 6, Д). Платформенный тип, который характеризуется медленными скоростями седиментации в приконтинентальных зонах шельфа, распространен в разрезах Присяянской и Патомской зон. Он выражен кварцевыми песчаниками, алевропелитами и хемобиогенными карбонатными отложениями. При прослеживании терригенных фаций (миньская, жербинская свиты) в Прибайкальскую зону наблюдается смена состава обломочной части песчаников с кварцевого на аркозовый до полимиктового и увеличение размерности кластитов до галечной. Этот орогенный тип отложений юдомского горизонта наиболее характерен для разрезов внутренних зон СБО. Здесь мощность разрезов юдомского горизонта достигает 7 км, а их нижние части часто представлены граувакками, грубообломочными туффитами и гибридными турбидитами. Областью сноса служили местные поднятия, разделяющие трогообразные прогибы субширотного простирания. Таким образом, раннеюдомское время характеризовалось обстановками орогенных событий, в результате которых на юге Прибайкальской зоны и в Олоkitской зоне возникла система горных сооружений и впадин. Дальнейшее прогибание территории юга Сибирского кратона повлекло образование обширного мелководного моря.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования и анализ хеомстратиграфических данных позволили конкретизировать положение региональных стратиграфических горизонтов. Выводы из изложенного в статье материала сводятся к следующему.

1. Вероятно, основные дивергентные события проявились на границе среднего и позднего рифея и продолжились в позднем рифее. Наиболее отчетливо они проявлены в период формирования отложений медвежевского и баллаганахского горизонтов (1000—850 млн лет) на востоке и в интервале 780—730 млн лет на юге и западе региона. Намеченные возрастные ограничения позволяют сделать предположение о временном разрыве между баллаганахским и дальнотайгинским горизонтами, охватившим интервал примерно в 850—780 млн лет.

2. В геологических образованиях, относимых к дальнотайгинскому горизонту (780—680 млн лет), снизу вверх по разрезам хорошо прослеживается смена тенденций взаимодействия южного края кратона и гипотетических океанских структур. Нижнедальнотайгинское время с 780 до 730 млн лет отмечено формированием пород карагасской серии и внедрением даек основного состава в разновозрастные породы. Эти события наиболее логично увязываются с гипотезами распада суперконтинента Родиния.

3. Вероятно, время формирования базальных слоев байкальской серии и ее стратиграфических аналогов отвечает рубежу 730 млн лет, а гляциальные события этого времени в регионе могут быть скоррелированы с глобальным стертовским оледенением позднего рифея. Более позднее время характеризуется началом конвергентных процессов на юге кратона, которые в позднедальнотайгинское время (до 680 млн лет) привели к деструкции его окраины и образованию окраинных бассейнов, существовавших в жуинское время (680—630 млн лет). Эти процессы в раннеюдомское время (с 630 млн лет) сменились формированием предгорных прогибов орогенного этапа.

Авторы выражают свою признательность М.М. Велькову, который выполнил большой объем работ по составлению разрезов голоустенской и улунтуйской свит, отбору каменного материала, реставрации форм строматолитовых построек и их определению, и чей материал с его согласия использован в данной статье. Авторы благодарят рецензентов Ю.К. Советова и А.Б. Кузьмичева, сделавших ценные замечания, которые позволили существенно улучшить качество статьи.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (гранты 04-05-64159, 04-05-54412, 05-05-64466, 05-05-97301р), комплексных интеграционных проектов СО РАН (№ 6.7.1, 6.7.2, 6.7.4), программы Отделения по наукам о Земле РАН ОНЗ 6.5, грантов Минобрнауки России РНП.2.2.2.1.7334 и РНП.2.2.2.3.20055, грантов Президента РФ для поддержки молодых ученых РФ № МД 1720.2005.5, а также ведущих научных школ РФ № НШ-7417.2006.5.

ЛИТЕРАТУРА

Александров В.К., Пузина А.Г. Следы крупномасштабных горизонтальных перемещений в между-речье Малой Чуи и Канушки (Севере-Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика, 1990 (1), с. 126—129.

Беличенко В.Г., Скляров Е.В., Добрецов Н.Л., Томуртогов О. Геодинамическая карта Палеоазиатского океана. Восточный сегмент // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7—8), с. 29—40.

Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Сючань С., Чанг Э.З. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Там же, с. 8—28.

Божко Н.А. О присутствии тиллоидов в разрезе докембрия центральной части Западного Прибайкалья // Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол., 1976, № 4, с. 106—108.

Булдыгеров В.В., Дольник Т.А., Кравчинский А.Я., Житков А.Н., Герасимов Н.С. Вулканогенные образования Олоkitского прогиба (Северное Прибайкалье) // Геология и геофизика, 1988 (3), с. 8—17.

Вилор Н.В., Лепин В.С., Станевич А.М., Нартова Н.В., Колосницина Т.И., Солодянкина В.Н., Краснощекова Т.С. Метасоматоз в динамометаморфических и регионально-метаморфических формациях Байкало-Патомской складчатой системы // Корреляция, петрология и рудоносность магматических и метаморфических комплексов, эндогенные процессы в литосфере. Иркутск, ИЗК СО АН СССР, 1989, с. 126—128.

Вилор Н.В., Лепин В.С., Станевич А.М., Солодянкина В.Н., Краснощекова Т.С., Колосницина Т.И. Радиологическое и палеофитологическое датирование осадконакопления и преобразования пород Байкало-Патомского нагорья // Докл. АН СССР, 1991, т. 318, № 2, с. 396—400.

Гладкочуб Д.П. Эволюция южной части Сибирского кратона в докембрии и раннем палеозое и ее связь с суперконтинентальными циклами: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М., ГИН РАН, 2004, 36 с.

Гладкочуб Д.П., Скляров Е.В., Мазукабзов А.М., Меньшагин Ю.В., Пономарчук В.А. Неопротерозойские дайковые рои Шарьжалгайского выступа — индикаторы раскрытия Палеоазиатского океана // Докл. РАН, 2000, т. 375, № 4, с. 504—508.

Гладкочуб Д.П., Скляров Е.В., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Меньшагин Ю.В., Пантеева С.В. Петрология габбро-долеритов из неопротерозойских дайковых роев Шарьжалгайского выступа и проблема распада суперконтинента Родиния // Петрология, 2001, т. 9, № 6, с. 639—656.

Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Скляров Е.В., Станевич А.М. Эволюция южной части Сибирского кратона в неопротерозое: петрология и геохронология магматических комплексов, возможная взаимосвязь с распадом Родинии и раскрытием Палеоазиатского океана // Проблемы тектоники Центральной Азии. М., ГЕОС, 2005, с. 127—136.

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

Дольник Т.А. Строматолиты опорных разрезов докембрия окраины Саяно-Байкальской горной области. Иркутск, ВостСибНИИГГиМС, 1982, 183 с.

Дольник Т.А. Строматолиты и микрофитолиты в стратиграфии рифея и венда складчатого обрамления юга Сибирской платформы. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал „Гео“, 2000, 320 с.

Дольник Т.А., Тихонов В.Л., Станевич А.М., Титоренко Т.Н., Вельков М.М. Новые данные по биостратиграфии Олоkitского прогиба // Опорные узлы унифицированной схемы позднего докембрия Средней Сибири. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1980, с. 42—58.

Дольник Т.А., Станевич А.М., Файзулина З.Х. О возрасте докембрийских отложений Бодайбинского района // Проблемы стратиграфии раннего докембрия Средней Сибири. М., Наука, 1986, с. 38—50.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М., Недра, 1990, кн. 1, 327 с.; кн. 2, 334 с.

Кузнецов А.Б., Летникова Е.Ф. Раскрытие байкальской ветви Палеоазиатского океана: Sr и С-изотопные данные // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых: Матер. совещания, Т. 1. М., ГЕОС, 2005, с. 352—355.

Кузнецов А.Б., Анисимова С.А., Мельников Н.Н., Гелетий Н.К., Дольник Т.А., Летникова Е.Ф. Изотопная хемотратиграфия байкальской серии Юго-Западного Прибайкалья: предварительные данные // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза: Матер. II Российской конференции по изотопной геохронологии. СПб., Центр информационной культуры, 2003, с. 233—236.

Макрыгина В.А., Петрова З.И., Сандмирова Г.П., Пахольченко Ю.А. Новые данные о возрасте толщ, обрамляющих Чуйское и Прибайкальское поднятия (Северное и Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (7), с. 714—722.

Мазукабзов А.М., Сизых В.И. О покровно-чешуйчатом строении Западного Прибайкалья // Геотектоника, 1987, № 3, с. 87—90.

Мазукабзов А.М., Станевич А.М., Постников А.А., Склярв Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Корнилова Т.А. Основание байкальской серии в стратотипе: син- и постседиментационная история // Докл. РАН, 2001, т. 378, № 3, с. 370—374.

Маслов В.К. О бокситоносности голоуспенской свиты верхнего протерозоя (Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика, 1974 (11), с. 44—50.

Маслов В.К. О перерывах в осадконакоплении и корреляции разрезов среднего—верхнего рифея в Западном Прибайкалье // Геология и геофизика, 1983 (7), с. 30—41.

Маслов В.К., Кичко А.И. Рудная зональность в отложениях среднего—верхнего рифея Западного и Северо-Западного Прибайкалья // Литология и полезные ископаемые, 1985, № 6, с. 83—96.

Мац В.Д., Егорова О.П. Стратиграфия Байкальского комплекса и некоторые данные о его фосфоритоносности // Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири, Вып. I (XXII). Иркутск, 1957, с. 38—46.

Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Левченко О.А., Комаров С.З., Яковлева А.А., Немчин И.К., Кориковский С.П. О раннепротерозойском—верхнерифейском возрасте пород олокитского комплекса (Северное Прибайкалье) по данным U-Pb цирконовой геохронологии // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Л., Наука, 1990, с. 206—222.

Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Гороховский Б.М., Овчинникова Г.В., Киселева Е.И., Конкин В.Д. Изотопный состав свинца и генезис свинцово-цинкового оруденения Олокитской зоны Северного Прибайкалья // Геология рудных месторождений, 1991, № 6, с. 33—49.

Немеров В.К. Геохимические черты эволюции условий накопления позднедокембрийских толщ Байкало-Патомского нагорья // Докл. АН СССР, 1988, т. 298, № 6, с. 1446—1449.

Немеров В.К., Станевич А.М. Эволюция рифей-вендских обстановок биолитогеоза в бассейнах Байкальской горной области // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (3), с. 456—470.

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

Петров П.Ю. Модель морфогенеза строматолитов // Литология и полезные ископаемые, 1996, № 3, с. 258—269.

Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Новосибирск, СНИИГГиМС, 1983, 215 с.

Рыцк Е.Ю., Амелин Ю.В., Крымский Р.Ш., Ризванова Н.Г., Шалаев В.С. Байкало-Муйский пояс: возраст, этапы формирования и эволюция корообразования (U-Pb и Sm-Nd изотопные свидетельства) // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма: Матер. XXXII тект. совещ., Т. 1. М., ГЕОС, 1999, с. 93—95.

Рыцк Е.Ю., Ризванова Н.Г., Сальникова Е.Б., Макеев А.Ф., Яковлева С.З., Шалаев В.С. Возрастные рубежи позднедокембрийского кислого вулканизма Байкальской складчатой области (результаты U-Pb исследования цирконов) // Изотопное датирование геологических процессов: новые материалы и результаты. М., ГЕОС, 2000, с. 315—317.

Рыцк Е.Ю., Амелин Ю.В., Ризванова Н.Г., Крымский Р.Ш., Митрофанов Г.Л., Митрофанова Н.Н., Переляев В.И., Шалаев В.С. Возраст пород Байкало-Муйского складчатого пояса // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2001, т. 9, № 4, с. 3—15.

Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области, Т. 1. М., Недра, 1964, 515 с.

Синица С.М., Вильмова Е.С., Туранова Т.К. Протерозойские экосистемы удоканского комплекса // Удокан: геология, рудогенез, условия освоения. Новосибирск, Наука, 2003, с. 26—42.

Синцов А.В. Структурно-вещественные комплексы и корреляция геологических событий во внешних и внутренних зонах Байкало-Патомской складчатой области // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2005, т. 13, № 4, с. 46—57.

Склярв Е.В., Гладкочуб Д.П., Ватанабе Т., Фаннинг М.К., Мазукабзов А.М., Меньшагин Ю.В., Ота Т. Архейские супракрустальные образования Шарыжалгайского выступа: тектонические следствия // Докл. РАН, 2001, т. 377, № 3, с. 370—375.

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. 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 // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2005, т. 13, № 4, с. 3—34.

Станевич А.М., Файзулина З.Х. Микрофоссилии в стратиграфии позднего докембрия Байкало-Патомской горной области. М., Недра, 1992, 158 с.

Станевич А.М., Немеров В.К., Чатта Е.Н. Микрофоссилии протерозоя Саяно-Байкальской складчатой области. Обстановки обитания, природа и классификация. Новосибирск, Академ. изд-во „Гео“, 2006, 204 с.

Терлеев А.А., Постников А.А., Кочнев Б.Б., Наговицин К.Е., Гражданкин Д.В., Станевич А.М. Раннепротерозойская биота из удоканской серии западной части Алданского щита (Россия) // Эволюция биосферы и биоразнообразия. К 70-летию А.Ю. Розанова. М., Товарищество научных изданий КМК, 2006, с. 271—281.

Хабаров Е.М., Пономарчук В.А. Изотопы углерода в верхнерифейских отложениях байкальской серии Западного Прибайкалья: стратиграфические следствия // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (10), с. 1019—1037.

Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М., Изд-во Моск. ун-та, 1995, 480 с.

Хоментовский В.В. Событийная основа стратиграфической шкалы неопротерозоя Сибири и Китая // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (8), с. 43—56.

Хоментовский В.В., Постников А.А. Неопротерозойская история развития Байкало-Вилуйской ветви Палеоазиатского океана // Геотектоника, 2001, № 3, с. 3—21.

Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Якшин М.С., Бутаков Е.П. Опорные разрезы отложений верхнего докембрия и нижнего кембрия южной окраины Сибирской платформы. М., Наука, 1972, 356 с.

Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Якшин М.С. Рифей Сибирской платформы // Геология и геофизика, 1985 (7), с. 25—33.

Хоментовский В.В., Постников А.А., Файзуллин М.Ш. Байкалий стратотипической местности // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (11), с. 1505—1517.

Хоментовский В.В., Постников А.А., Карлова Г.А., Кочнев Б.Б., Якшин М.С., Пономарчук В.А. Венд Байкало-Патомского нагорья (Сибирь) // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (4), с. 465—484.

Цыганков А.А. Магматическая эволюция Байкало-Муйского вулканоплутанического пояса в позднем докембрии. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2005, 306 с.

Чумаков Н.М. Среднесибирский гляциогоризонт рифея // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1993, т. 1, № 1, с. 21—34.

Шенфиль В.Ю. Поздний докембрий Сибирской платформы. Новосибирск, Наука, 1991, 185 с.

Amelin Yu.V., Neymark L.A., Ritsk E.Yu., Nemchin A.A. Enriched Nd-Sm-Pb isotopic signatures in the Dovyren layered intrusion (Eastern Siberia, Russia): evidence for source contamination by ancient upper-crustal material // Chem. Geol., 1996, v. 129, № 1—2, p. 39—69.

Amelin Yu.V., Ritsk E.Yu., Neymark L.A. Effects of interaction between ultramafic tectonite and mafic magma on Nd-Pb Sr isotopic system in the Neoproterozoic Chaya Massif, Baikal-Muya ophiolite belt // Earth Planet. Sci. Lett., 1997, v. 148, P. 299—316.

Armstrong R.L. Glacial erosion and the variable isotopic composition of strontium in sea water // Nature. Phys. Sci., 1971, v. 230, p. 132—133.

Blum J.D., Erel Y. A silicate weathering mechanism linking increases in marine $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ with global glaciation // Nature, 1995, v. 373, p. 415—418.

Brasier M.D., Shields G. Neoproterozoic chemostratigraphy and correlation of the Port Askaing glaciation, Dalradian Supergroup of Scotland // J. Geol. Soc., 2000, v. 157, p. 909—914.

Fanning C.M., Link P.K. U-Pb SHRIMP ages of Neoproterozoic (Sturtian) glaciogenic Pocatello Formation, southeastern Idaho // Geol., 2004, v. 32, № 10, p. 881—884.

Gladkochub D.P., Wingate M.T.D., Pisarevski S.A., Donskaya T.V., Mazukabzov A.M., Ponomarчук V.A., Stanevich A.M. Mafic intrusions in southwestern Siberia and implications for a Neoproterozoic connection with Laurentia // Precamb. Res., 2006, v. 147, № 3—4, p. 260—278.

Hill A.C., Walter M.R. Mid-Neoproterozoic (830—750 Ma) isotope stratigraphy of Australia and global correlation // Prec. Res., 2000, v. 100, № 1—3, p. 181—211.

Jacobsen S.B., Kaufman A.J. The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater // Chem. Geol., 1999, v. 161, № 1—3, p. 37—57.

Kah L.C., Sherman A.G., Narbonne G.M., Knoll A.H., Kaufman A.J. $\delta^{13}\text{C}$ stratigraphy of the Proterozoic Bylot Supergroup, Baffin Island, Canada: implications for regional lithostratigraphic correlations // Canad. J. Earth. Sci., 1999, v. 36, № 3, p. 313—332.

Kaufman A.J., Knoll A.H., Narbonne G.M. Isotopes, ice ages, and terminal Proterozoic earth history // Proc. Natl. Acad. Sci. USA. Geol., 1997, v. 94, p. 6600—6605.

Li Z.X., Li X.H., Kinny P.D., Wang J. The breakup of Rodinia: Did it start with a mantle plume beneath South China? // Earth Planet. Sci. Lett., 1999, v. 173, p. 171—181.

Macouin M., Besse J., Ader M., Gilder S., Yang Z., Sun Z., Agrinier P. Combined paleomagnetic and isotopic data from the Doushantuo carbonates, South China: implications for the „snowball Earth“ hypothesis // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2004, v. 224, p. 387—398.

Melezhik V.A., Gorokhov I.M., Kuznetsov A.B., Fallick A.E. Chemostratigraphy of Neoproterozoic carbonates: implications for „blind dating“ // *Terra Nova*, 2001, v. 13, p. 1—11.

Petrov L.L., Kornakov Y.N., Korotaeva I.I., Anchutina E.A., Persikova L.A., Susloparova V.E., Fedorova I.N., Shiband V.A. Multi-element reference samples of black shale // *Geostandards and Geoanalytical Research*, 2004, v. 28, № 1, p. 89—102.

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) // *Precamb. Res.*, 2002, v. 122, № 1—4, p. 359—377.

Wernicke B., Burchfield D.C. Models of extensional tectonics // *J. Struct. Geol.*, 1982, v. 4, p. 105—115.

Wernicke B., Tilke P.G. Extensional tectonic framework of the U.S. Central Atlantic passive margin / Eds. A.J. Tankard, H.R. Balkwill. *Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins*. Tulsa OK // *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, 1989, v. 46, p. 7—21.

Walter M.R., Veevers J.J., Calver C.R., Gorjan P., Hill A.C. Dating the 840—544 Ma Neoproterozoic interval by isotopes of strontium, carbon and sulfur in seawater and some interpretative models // *Precamb. Res.*, 2000, v. 100, p. 371—433.

*Поступила в редакцию
6 мая 2006 г.*