

ЭТАПЫ ОСАДОЧНЫХ И АККРЕЦИОННО-КОЛЛИЗИОННЫХ ПРОЦЕССОВ

УДК 550.93:552.51:551.72(571.53/.55)

РАННИЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА: ДАННЫЕ ПО LA-ICP-MS
ДАТИРОВАНИЮ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИХ ТОЛЩ
ЮЖНОГО ФЛАНГА СИБИРСКОГО КРАТОНА

Д.П. Гладkochуб¹, А.М. Станевич¹, А.М. Мазукабзов¹, Т.В. Донская¹,
С.А. Писаревский^{2,3}, Г. Николь⁴, З.Л. Мотова¹, Т.А. Корнилова¹

¹ Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

² University of Western Australia, 35 Stirling Highway, Crawley, WA 6009, Australia

³ Curtin University of Technology, Australia

⁴ NEFTEx, 97 Milton Park, Abingdon, Oxfordshire, OX14 4RY, UK

Приводятся данные об U-Pb возрасте (LA-ICP-MS) детритовых цирконов из позднедокембрийских терригенных пород байкальской серии и ушаковской свиты Западного Прибайкалья (южный фланг Сибирского кратона). Дана интерпретация источников обломочного материала для изученных осадочных толщ. Установлено, что возрасты наиболее молодой группы детритовых цирконов, выделенных из отложений верхней части байкальской серии и ушаковской свиты, позволяют ограничить время седиментации этих толщ вендом. Выявлено отсутствие в большей части проанализированных проб детритовых цирконов мезопротерозойского возраста, что подтверждает гипотезу о существовании глобального по своей продолжительности (около 1 млрд лет) перерыва в эндогенной активности, проявившегося в пределах южного фланга Сибирского кратона на протяжении докембрийского этапа его развития. Сделан вывод о том, что обилие неопротерозойских цирконов в песчаниках из верхних горизонтов байкальской серии и ушаковской свиты может быть объяснено сокращением площади океанического бассейна в результате сближения кратона с микроконтинентами и островными дугами, существовавшими в пределах Палеоазиатского океана.

Детритовые цирконы, осадочные породы, неопротерозой, Палеоазиатский океан, Сибирский кратон.

EARLY EVOLUTION OF THE PALEOASIAN OCEAN: LA-ICP-MS DATING
OF DETRITAL ZIRCON FROM LATE PRECAMBRIAN SEQUENCES
OF THE SOUTHERN MARGIN OF THE SIBERIAN CRATON

D.P. Gladkochub, A.M. Stanevich, A.M. Mazukabzov, T.V. Donskaya, S.A. Pisarevskii,
G. Nicoll, Z.L. Motova, and T.A. Kornilova

We present U-Pb (LA-ICP-MS) data on detrital zircon from the Late Precambrian terrigenous rocks of the Baikal Group and Ushakovka Formation, western Cisbaikalia (southern flank of the Siberian craton). The sources of clastic material for the studied sediments are interpreted. The youngest group of detrital zircon grains from the upper Baikal Group and Ushakovka Formation permits assigning these sediments to the Vendian. The lack of Mesoproterozoic detrital zircon in most of the analyzed samples confirms the hypothesis of a global (~1 Gyr) break in endogenic activity within the southern flank of the Siberian craton through the Precambrian. The abundance of Neoproterozoic zircon in sandstones from the upper horizons of the Baikal Group and the Ushakovka Formation might be due to the shrinkage of the ocean basin as a result of the convergence of the craton with the microcontinents and island arcs within the Paleoasian ocean.

Detrital zircon, sedimentary rocks, Neoproterozoic, Paleoasian ocean, Siberian craton

ВВЕДЕНИЕ

Реконструкция ранних этапов эволюции Палеоазиатского океана, возникшего в результате рифтогенного распада суперконтинента Родиния, до настоящего времени представляет собой предмет активных международных дискуссий [Dobretsov et al., 2003; Gladkochub et al., 2006a; Ярмолюк и др., 2006; Windley et al., 2007; Добрецов, Буслов, 2007; Хераскова и др., 2010; Xiao et al., 2010]. Традиционно в качестве индикаторов крупномасштабных процессов внутриконтинентального растяжения, ответственных за раскрытие новых океанических бассейнов, рассматриваются рои базитовых даек и осадочные (осадочно-вулканогенные) серии новообразованных пассивных окраин [Скляр и др., 2000].

В случае с южным флангом Сибирского кратона возрастная позиция неопротерозойских роев базитовых даек уже в достаточной степени охарактеризована многочисленными прецизионными геохронологическими данными [Sklyarov et al., 2003; Gladkochub et al., 2006b, 2010b; Гладкоhub и др., 2007, 2012], в то время как на возраст позднедокембрийских осадочных толщ, маркирующих процессы зарождения и развития южно-сибирской окраины Палеоазиатского океана, не существует единой точки зрения [Станевич и др., 2006, 2007]. Острота этого вопроса во многом обусловлена тем обстоятельством, что речь в данном случае идет не о толщах, имеющих узколокальное распространение, а об осадочных сериях обширного Саяно-Байкало-Патомского региона (СБПР), временной интервал накопления которых имеет принципиальное значение для определения возрастных границ региональных стратиграфических горизонтов в международной геохронологической шкале. В первую очередь к подобным образованиям, имеющим ключевое значение для решения обозначенных выше проблем, относятся терригенные

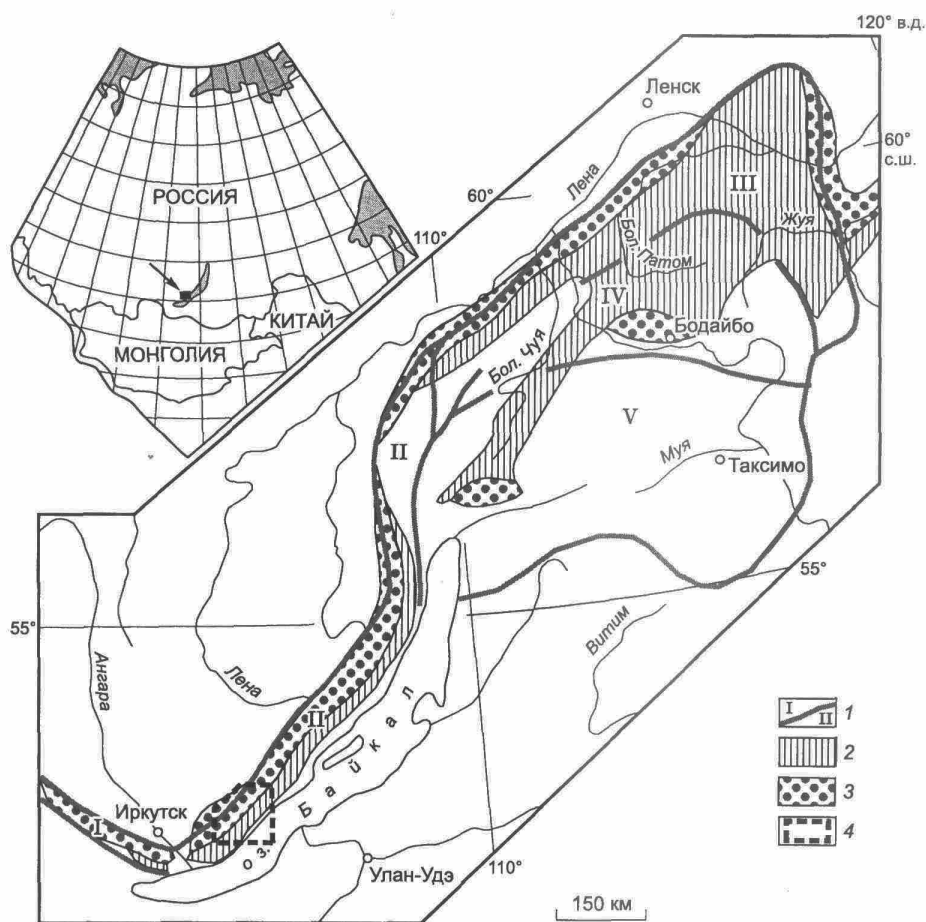


Рис. 1. Схема Саяно-Байкало-Патомского региона (СБПР).

I — контуры СБПР, границы и номера структурно-формационных зон и поясов: зоны: I — Присаянская, II — Прибайкальская, III — Патомская, IV — Бодайбинская, V — Байкало-Муйская; пояса: внешний, приплатформенный (зоны I, II, III), внутренний (зоны IV, V); 2, 3 — отложения неопротерозоя, расчлененные согласно унифицированной схемы [Решения..., 1983]: 2 — отложения, относимые к рифею; 3 — отложения, относимые к венду; 4 — участок стратотипических разрезов байкальской серии, показанный на рис. 2.

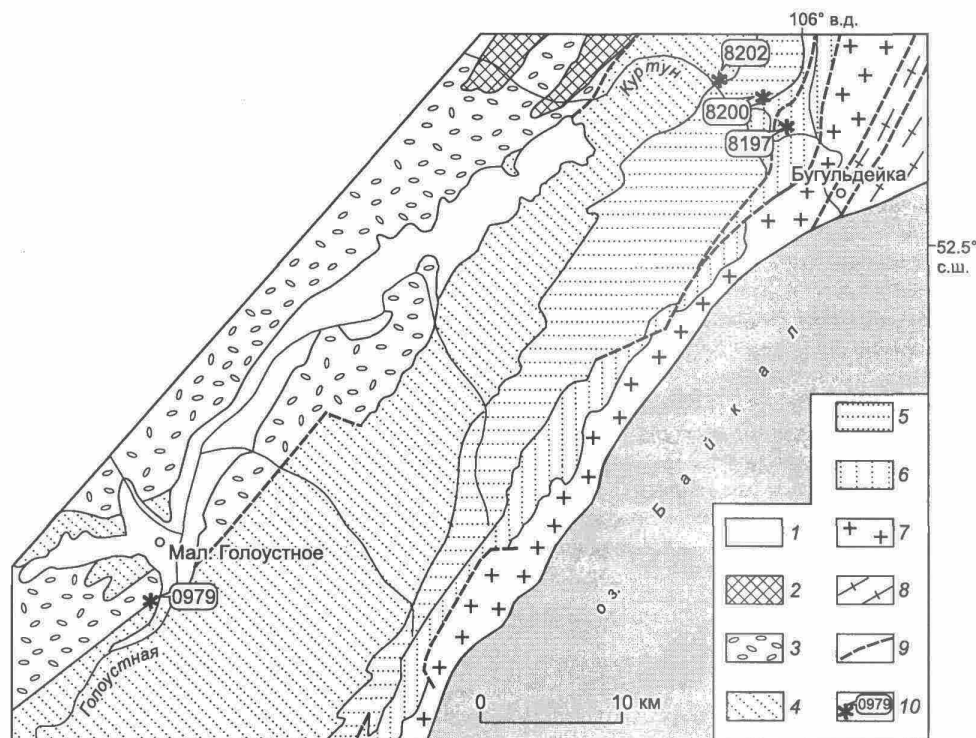


Рис. 2. Схема геологического строения бассейна рек Голоустная—Кургун и места отбора проб (модифицирована после [Гладкочуб и др., 2013]).

1 — кайнозойские отложения; 2 — образования, переходные от венда к кембрию; 3—6 — неопротерозойские образования: 3 — ушаковская свита; 4—6 — свиты байкальской серии: 4 — качергатская, 5 — улунгутская, 6 — голоустнская; 7 — гранитоиды раннего протерозоя (приморский комплекс); 8 — метаморфические и магматические образования раннепалеозойского Ольхонского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса; 9 — разломы; 10 — точки отбора проб и их номера.

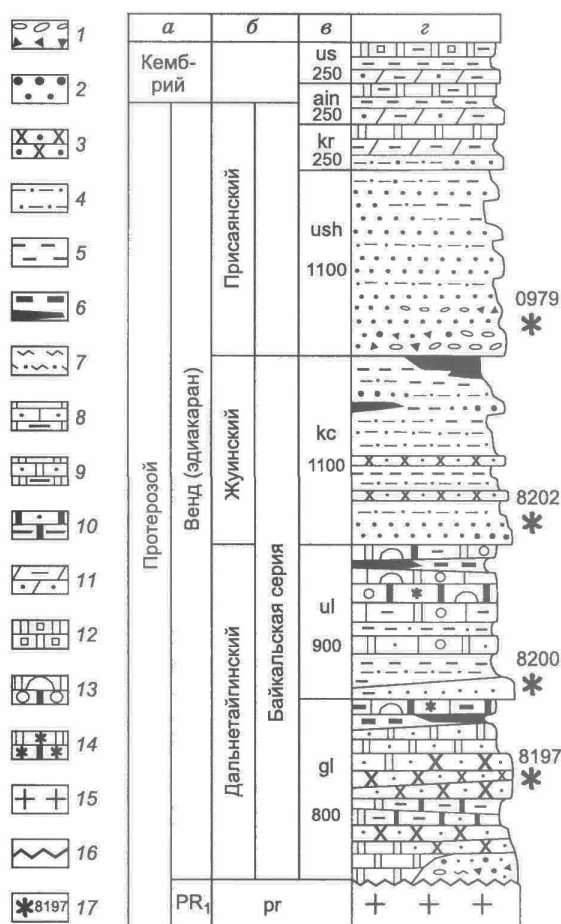
и карбонатные отложения байкальской серии Западного Прибайкалья (рис. 1—3). Эти породы, а также перекрывающие их отложения ушаковской свиты были изучены в рамках проведенного исследования, результаты которого приведены в данной статье.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ПРОБЛЕМА ВОЗРАСТА БАЙКАЛЬСКОЙ СЕРИИ

Рассматриваемая территория располагается в центральной части Саяно-Байкало-Патомского региона, представляющего собой южную окраину Сибирского кратона (см. рис. 1). В пределах СБПР обособляются структурно-формационные зоны, различающиеся составом породных комплексов и интенсивностью тектонических дислокаций. Геологические образования внешнего и внутреннего поясов СБПР разделяются системой структурных швов и поднятий (см. рис. 1). На поднятиях обнажаются раннедокембрийские метаморфические породы и гранитоиды. Внешний пояс включает наиболее полные и хорошо изученные разрезы осадочных толщ позднего протерозоя и раннего палеозоя с установленной последовательностью напластования. Позднепротерозойские отложения образуют крупные циклы осадконакопления, выделяемые в региональные горизонты [Решения..., 1983] (см. рис. 3). Их маломощные аналоги, перекрытые мощным чехлом отложений фанерозоя, прослеживаются в нефтегазоносные районы Сибирской платформы. Внутренний пояс СБПР характерен неоднородным строением (см. рис. 1). Позднедокембрийские осадочные и осадочно-вулканогенные отложения Бодайбинской зоны доказательно прослежены в разрезы внешнего пояса [Салоп, 1964; Немеров, 1988; Иванов и др., 1995; Станевич и др., 2006], но не рассматривались на совещаниях по унифицированным схемам [Решения..., 1983] по причине острой дискуссии об их возрастном положении [Федоровский, 1985]. Геологическое строение Байкало-Муйской зоны определяется сложным набором тектонических блоков и пластин гетерогенного состава. Здесь вскрываются породы от протерозоя до раннего палеозоя. Поздний протерозой представлен магматическими и осадочно-вулканогенными образованиями. Среди них выделяются лито-

Рис. 3. Сводная колонка типовых разрезов байкальской серии и ушаковской свиты в стратотипической местности:

а — общая шкала; *б* — региональные горизонты и серии; *в* — свиты, средние мощности (м); *г* — литология. 1 — конгломераты и конглобрекции; 2 — гравелиты и песчаники полимиктовые, аркозово-граувакковые; 3 — песчаники кварцевые; 4 — алевролиты; 5 — аргиллиты, алевроаргиллиты; 6 — углеродистые аргиллиты и алевроаргиллиты, знак углеродистости; 7 — сланцы по алевролитам; 8 — известняки, известняки песчаные, песчанистые; переслаивание известняков и алевроаргиллитов; 9 — доломиты, доломиты песчаные, песчанистые; переслаивание доломитов и алевроаргиллитов; 10 — известняки доломитовые, доломиты известковые, известняки и доломиты песчанистые, алевроаргиллитовые; 11 — мергели, мергели песчанистые; 12 — карбонаты соленосные; 13 — строматолиты и микрофитолиты; 14 — окремнение в карбонатах; 15 — гранитоиды; 16 — залегание с разрывом; 17 — места отбора и номера проб. Свиты, комплексы: *ain* — аянканская, *gl* — голоустенская, *kc* — качергатская, *kr* — куртунская, *pr* — приморский комплекс гранитоидов, *ul* — улунтуйская, *us* — усольская, *ush* — ушаковская.



комплексы рифтогенных, субдукционных и субплатформенных обстановок [Конников и др., 1994; Рыцк и др., 2000, 2001, 2011; Немеров, Станевич, 2001; Станевич и др., 2006]. Позднепротерозойские отложения в разрезах зон как внешнего, так и внутреннего поясов перекрываются формационно близкими карбонатными толщами с водорослями и фауной раннего кембрия [Салоп, 1964; Язмир и др., 1975].

Байкальская серия в составе голоустенской, улунтуйской и качергатской свит и перекрывающая ее ушаковская свита являются одними из наиболее изученных подразделений СБПР [Хоментовский и др., 1972; Станевич и др., 2007]. Отложения этих свит выдержанными фаціальными комплексами трассируются вдоль западного побережья Байкала более чем на 500 км. В бассейнах рек Голоустная и Куртун располагаются типовые разрезы байкальской серии (см. рис. 2, 3), являющиеся опорными для дальнетайгинского и жуинского региональных горизонтов СБПР [Решения..., 1983]. С использованием этих разрезов было обосновано выделение так называемого байкалия — азиатского стратона позднего рифея, в свое время протрассированного вдоль всего южного обрамления Сибирского кратона [Хоментовский и др., 1985, 1998; Хоментовский, 2002]. Верхние слои байкалия перекрываются отложениями, традиционно и надежно относимыми к венду. Однако возрастная позиция пород байкальской серии (и соответствующих им региональных горизонтов) (см. рис. 3) представляет собой предмет многолетних дискуссий [Станевич и др., 2007].

В свое время отсутствие изотопно-геохронологических данных и неоднозначность коррелятивно-го значения межрегиональных форм фитолитов и микрофоссилий оставили спорным вопрос об объеме позднего рифея в эталонных разрезах внешних зон СБПР [Решения..., 1983; Станевич, Файзулина, 1992]. Крайние точки зрения на возраст базальных слоев байкальской серии (дальнетайгинского горизонта) [Хоментовский и др., 1985, 1998; Дольник, 2000] различаются интервалом более чем 300 млн лет. На совещании в 1979 г. в Новосибирске официально был принят компромиссный, но явно алогичный вариант проведения границы среднего и позднего рифея по подошве улунтуйской свиты [Решения..., 1983]. Основанием представлений о среднерифейском положении нижней части или всего объема дальнетайгинского горизонта [Дольник, 1982, 2000; Решения..., 1983] является то, что возрастные границы подразделений рифея были проведены в значительной мере на основании положения определенных форм строматолитов в типовых разрезах рифея Южного Урала [Крылов, 1975; Стратотип..., 1982]. Результаты многотетных и детальных исследований [Хоментовский и др., 1972, 1998; Крылов, 1985; Семихатов, 1985; Шенфиль, 1991] показали в ряде случаев явное несоответствие возрастным рубежам, протрассированных по «руководящим» формам или комплексам строматолитов, хемотратиграфическим и геологическим данным.

В последнее десятилетие появилась точка зрения о вендском положении байкальской серии [Советов, Комлев, 2005]. Сравнение отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 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 СБПР. Впоследствии по известнякам были получены уточненные изотопные $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и изохронные Pb-Pb данные, позволившие говорить о эдиакарском или вендском возрасте улунтуйской свиты [Kuznetsov et al., 2013]. Близкие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ были получены в Патомской зоне для карбонатов дальнотайгинского горизонта, к верхней части которого относится улунтуйская свита [Покровский и др., 2006]. Из верхних слоев горизонта в Патомской зоне (уринская свита) описана ассоциация сложнопостроенных акритарх пертатакского типа, которая в мире характерна для верхней части эдиакария [Воробьева и др., 2008; Голубкова и др., 2010; Moczyłowska, Nagovitsin, 2012]. Здесь уместно конкретизировать объем венда, принимаемого в этой статье. На настоящее время он определяется в 600—535 млн лет [Стратиграфический кодекс..., 2006]. В этих же пределах он будет фигурировать в рассматриваемых сегодня региональных схемах и легендах к новому поколению геологических карт.

Стратотипическая местность и большая часть типовых многократно описанных разрезов байкальской серии располагается в долинах рек Голоустная, Куртун и Бутульдейка [Мац, Егорова, 1957; Хоментовский и др., 1972; Дольник, 1982; Маслов, 1983]. В пределах Западного Прибайкалья (Приморский хребет) доломиты и песчаники основания голоустенской свиты залегают на гранитах приморского комплекса, имеющих возраст 1859 ± 16 млн лет [Донская и др., 2003]. В Северном Прибайкалье (Байкальский хребет) осадочные породы основания байкальской серии с несогласием перекрывают раннепротерозойские вулканические и вулканогенно-осадочные образования акитканской серии Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса [Донская и др., 2007, 2008]. В отдельных местах (бассейн р. Бутульдейка) в основании байкальской серии выделяется горизонт тиллоидов [Божко, 1976], сопоставляемый с тиллитами оселковой серии Присаянья [Советов, Комлев, 2005] и с подобными образованиями, отмеченными в основании дальнотайгинского горизонта Патомской зоны [Чумаков, 1993].

Долгое время в основание байкальской серии помещали порфириды и диабазы базальт-андезитового состава неясной возрастной позиции, не имеющие непосредственных контактов с этими осадочными образованиями (хотская или нуганская свита) [Рябых, Рябых, 1979]. Изотопное датирование этих вулканитов показало, что данные породы, слагающие протяженные линейно вытянутые (дайкообразные) тела, имеют пермский возраст и, следовательно, никоим образом не относятся к разрезам позднедокембрийской байкальской серии [Гладкочуб и др., 2008].

Для доломитов голоустенской свиты также были получены отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ [Кузнецов и др., 2003; Кузнецов, Летникова, 2005]. Как отмечают авторы, доломиты формировались по карбонатным осадкам с низким содержанием Sr и, судя по аномальным показателям Mn/Sr и Fe/Sr, их исходные Rb/Sr системы были существенно нарушены. Предполагается, что причиной могло быть влияние эпигенетических эманаций из подстилающих гранитных пород. Доломиты характеризуются высокими значениями отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, аномальными даже для нижнекембрийских карбонатов.

Таким образом, в настоящее время можно уверенно констатировать лишь факт несогласного залегания осадочных пород основания байкальской серии на палеопротерозойских образованиях фундамента Сибирского кратона. Все остальные предположения о возрастной позиции этих толщ (данные микрофитолигии, корреляция тиллитовых горизонтов и др.) не могут рассматриваться в качестве прямых и надежных критериев отнесения отложений основания голоустенской свиты к тому или иному возрастному уровню в пределах среднего—позднего рифея и венда [Решения..., 1983].

ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРЫ И УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ БАЙКАЛЬСКОЙ СЕРИИ

По результатам как геолого-съемочных работ, так и тематических исследований практически общепринятым считается согласное залегание свит байкальской серии между собой [Салоп, 1964; Хоментовский и др., 1972]. Этому вроде бы противоречат наблюдения о перерывах, иногда с корой выветривания, в подошвах средней подсвиты голоустенской свиты, улунтуйской и качергатской свит [Маслов, 1983]. По мнению авторов, данная неоднозначность в первую очередь объясняется неполнотой данных структурного направления исследований. Методология геолого-съемочных и тематических работ 50—80-х годов прошлого столетия опиралась на постулаты геосинклинальной теории, согласно которым основной объем складчато-разрывных дислокаций формировался в результате вертикальных движений. В связи с этим структура байкальской серии представлялась в виде пологих открытых складок значительной протяженности, усложненных крутопадающими разломами и вертикальными флексурами. В дальнейшем при проведении структурных исследований удалось установить, что байкальской серии свойственна неравномерная дислоцированность и ее степень увеличивается к низам разреза [Мазукаб-

зов и др., 2001, 2006]. 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 сдвояния либо выпадения их из разрезов.

Неравномерная дислоцированность байкальской серии в типовых разрезах по долинам рек Голоустная и Куртун выражается чередованием участков пологого залегания пород с участками со складчато-надвиговой структурой. Сложное строение наблюдается в разрезе качергатской свиты, представленном в правом борту р. Куртун, где ширина выхода свиты уменьшается в три раза, вероятно, по причине изоклиальной складчатости. Подтверждением этому является открытие авторами на хребте м. Елохин громадной лежащей изоклиальной складки в отложениях качергатской свиты. Образования улунтуйской и голоуспенской свит характеризуются более интенсивными дислокациями. Наиболее показательна в этом плане структура голоуспенской свиты в типовой местности. В пади Озерко западнее устья р. Голоустная установлены 4 тектонические пластины, испытавшие перемещение в северо-западном направлении [Мазукабзов и др., 2001, 2006]. В пластинах породы свиты собраны в систему сжатых и изоклиальных складок с северо-западной vergentностью. Здесь же отмечается частичное сдвоявание разрезов по системе пологих и межслоевых надвигов. В голоуспенской и улунтуйской свитах по р. Куртун устанавливается закономерное сочетание разрывных и складчатых структур, составляющих складчато-надвиговый парагенезис. Основными его компонентами являются чешуйчатый веер, дуплексы, рамповая антиклиналь, складки различного морфологического типа, межслоевые срывы и кливаж. Все вышеприведенное, как и многочисленные наблюдения авторов, свидетельствуют об отсутствии непосредственных контактов между свитами байкальской серии [Маслов, 1983]. Вместе с тем по формационному различию, а значит и по комплексу обстановок осадконакопления [Немеров, Станевич, 2001; Станевич и др., 2007] можно уверенно говорить о временных перерывах перед седиментацией качергатской и, видимо, в меньшей мере улунтуйской и ушаковской свит.

Для базальных слоев голоуспенской свиты типичны карбонаты с примесью полевошпатово-кварцевой кластики, слои и линзы аркозово-граувакковых конглобрекций и гравелитопесчаников, имеющие характер хаотических комплексов. Основная часть свиты представлена мелководными хемобиогенными карбонатами и кварцевыми песчаниками разной степени зрелости. Предполагается, что начало голоуспенского этапа отражает рифтогенный режим [Мазукабзов и др., 2001]. Углеродсодержащие известняки и алевропелиты, встречающиеся в верхних частях разреза свиты, свидетельствуют о стагнационных условиях и ослабленном привносе терригенной компоненты.

Основание улунтуйской свиты сложено алевропесчаниками и алевроаргиллитами. Вверх по разрезу они сменяются строматолитовыми и микрофитолитовыми карбонатами. В районе стратотипа контрастное сочетание биогермных, мергелистых и черносланцевых фаций характеризует хемобиогенные условия проксимального шельфа с фитолитовыми постройками барьерного типа. В верхней подсвите уменьшается количество углеродистых алевропелитов, снижается кремнистость и углеродистость осадков. Субазральные фитолитовые постройки и геохимические данные [Станевич и др., 2007] говорят о возрастающей роли хемобиогенного фактора осадконакопления и о мелководных и опресненных условиях седиментации. Повышенные содержания Fe, Mg, Ti, Sr и др. в осадках подтверждают общую региональную особенность специализации пород-аналогов улунтуйской свиты, свидетельствующую о заметном привносе в акваторию палеобассейна эксплозивного материала [Немеров, Станевич, 2001]. Эти особенности состава позволили предположить, что отложения улунтуйской свиты формировались на шельфе задугового бассейна.

Олигомиктовые песчаники качергатской свиты резко сменяют биогермные карбонаты улунтуйской свиты и содержат в своем составе их обломки. Максимальные содержания B и Sr в нижней части свиты указывают на повышенную соленость вод по сравнению с верхнеулунтуйскими отложениями. Для верхних частей разреза свиты характерны углеродистые алевропелиты, свидетельствующие о стагнационных условиях в отрицательных формах палеобассейна. В свое время было показано, что отложения качергатской свиты фиксируют предороженный период, при том, что располагающиеся северо-восточнее отложения, синхронные качергатским (аунакитская, вачская и другие свиты), интерпретируются как производные обстановок бассейна форланда [Немеров, Станевич, 2001; Станевич и др., 2007].

В полимиктовых конгломератах основания ушаковской свиты, перекрывающих алевропелиты качергатской свиты, присутствуют обломки светлых пелитоморфных известняков. Отложения верхних пачек ушаковской свиты наряду с пелитовым материалом содержат песчаники аркозового и полимиктового состава, что указывает на разрушение возникших ранее конседиментационных поднятий. В целом предполагается, что грубообломочные отложения ушаковской свиты, как и коррелируемые с ними толщи юдомского горизонта, отражают обстановки, связываемые с коллизионными событиями, имевшими место вдоль южной окраины Сибирского кратона в венде [Немеров, Станевич, 2001].

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Цирконы для изотопного датирования выделяли из образцов, вес каждого из которых составлял не менее 5—7 кг. После выделения тяжелой фракции на сепарационном столике из каждой пробы вручную (под биноклем) отбирали зерна циркона (не менее 100). Цирконы погружали в шайбу стандартного размера, которую наполняли эпоксидной смолой и после застывания смолы подвергали полировке. При анализе проводили измерение изотопных отношений в различных группах (популяциях) цирконов, без какого-либо их предварительного отбора по размеру или морфологии. Из каждой пробы было проанализировано не менее 87 цирконов (суммарно 348), т.е. то количество зерен, которое позволяет выявить даже слабопредставленные возрастные группы [Dodson et al., 1988; Vermeesch, 2004].

Цирконы анализировали методом лазерной абляции на приборе Thermo-Finnigan Element II ICP-MS с приставкой New Wave UP193HE и эксимерным лазером в Институте минералогии Университета г. Мюнстер (Германия). Инструментальные параметры приборов и методика измерений описаны в [Kooijman et al., 2010].

Измерения проводились со стандартом GJ-1 [Jackson et al., 2004]. Расчеты значений выполняли с использованием функций пакета Excel® [Kooijman et al., 2010]. В расчеты при необходимости вводилась поправка на обыкновенный Pb [Stacey, Kramers, 1975]. Значения отношений $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ постоянно контролировали в ходе измерений, чтобы исключить аномальные параметры, связанные с попаданием в область измерений включений, а также участков зерен с повышенными значениями обыкновенного Pb или фрагментов зерен, обладающих разной возрастной зональностью. Полученные значения $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ отношения были рассчитаны из $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ отношений, допуская величину $^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 137.88$. Все ошибки приведены на уровне 2σ . 274 циркона из проанализированных 348 зерен показали конкордантность на уровне $\pm 10\%$ (таблица). Диаграммы относительной вероятности возрастов для проанализированных проб были построены по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ для зерен моложе 1 млрд лет и по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ для зерен древнее 1 млрд лет (рис. 4).

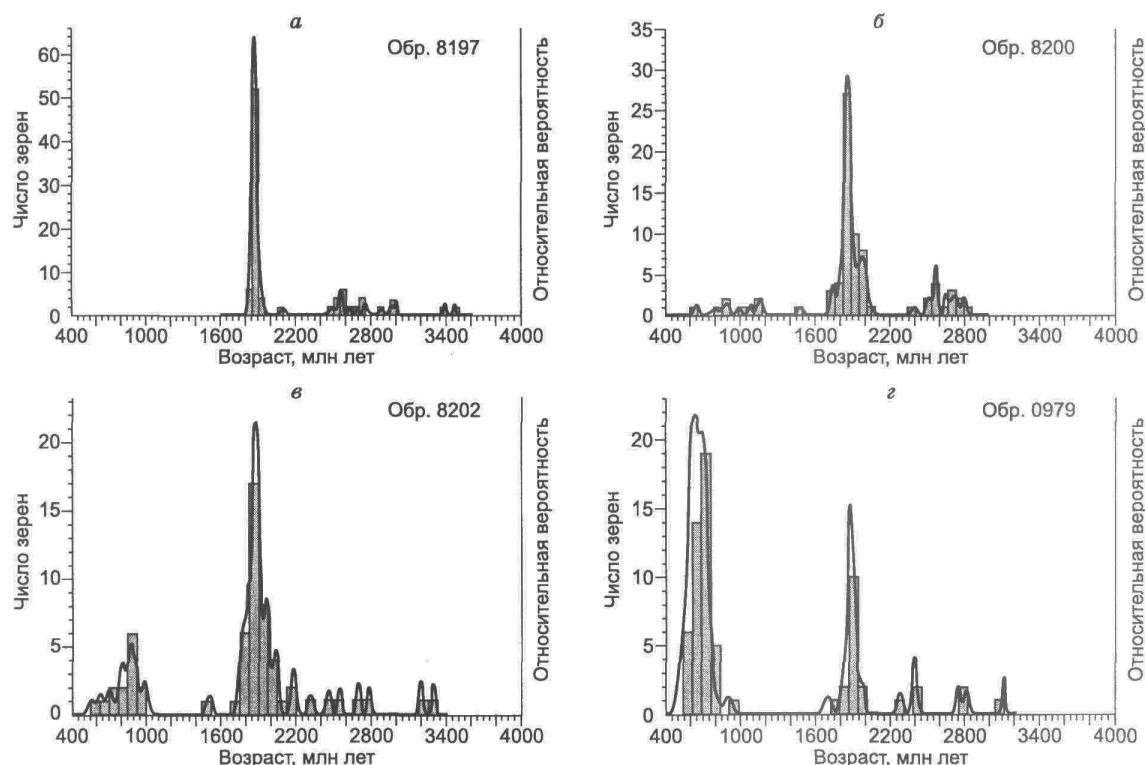


Рис. 4. U-Pb (< 1 млрд лет), Pb-Pb (> 1 млрд лет) гистограммы и кривые относительной вероятности возраста детритовых цирконов из неопротерозойских осадочных пород южной части Сибирского кратона (модифицировано после [Гладкочуб и др., 2013]).

а—в байкальская серия: а — голоустенская, б — улунгуйская, в — качергатская свиты; з — ушаковская свита.

Таблица 1.

**Конкордантные ($\pm 10\%$) U-Pb оценки возраста цирконов (млн лет)
из пород байкальской серии и ушаковской свиты**

№ п/п	Голоустенская свита, обр. 8197				Улунтуйская свита, обр. 8200				Качергатская свита, обр. 8202				Ушаковская свита, обр. 0979			
	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 2\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 2\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 2\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 2\sigma$
1	1718.9	44.3	1837.2	33.5	631.2	19.8	645.5	34.1	544.8	17.7	478.9	116.1	531.5	14.1	534.7	91.9
2	1731.0	49.6	1842.6	42.9	677.4	34.0	716.2	147.6	630.0	22.5	749.1	106.5	534.3	15.6	540.5	74.8
3	1736.5	62.6	1845.7	56.6	754.7	21.8	798.4	56.0	670.4	26.5	754.4	71.8	550.9	14.1	554.1	65.3
4	1746.6	47.4	1847.7	34.1	802.4	24.9	901.22	39.27	707.3	25.8	797.9	45.3	561.1	23.1	563.7	84.3
5	1747.5	54.6	1851.7	23.6	877.8	15.9	986.6	43.5	765.7	30.1	862.0	50.6	572.0	23.1	564.8	90.3
6	1752.4	41.2	1854.8	20.8	970.6	43.0	1159.4	43.3	798.8	36.8	876.9	33.4	572.6	17.3	572.5	95.6
7	1761.1	63.3	1854.9	34.5	1078.4	54.2	1165.5	49.2	807.7	27.4	915.5	41.7	574.8	14.3	594.2	57.5
8	1769.3	48.1	1856.1	25.4	1130.2	26.3	1206.6	51.2	808.5	22.3	917.3	39.2	582.8	22.2	607.2	107.6
9	1771.7	47.7	1857.2	36.3	1155.7	68.5	1486.4	42.5	851.6	25.5	935.2	50.3	592.7	18.1	618.2	55.4
10	1772.8	73.9	1858.0	25.5	1225.4	58.1	1521.0	47.6	909.0	28.8	981.3	44.2	604.4	12.3	619.1	38.7
11	1776.4	38.9	1858.2	33.1	1253.8	25.8	1685.4	44.4	922.7	24.4	981.6	50.0	607.2	17.0	621.0	46.7
12	1792.0	75.2	1858.6	42.2	1391.7	65.2	1727.5	36.6	933.6	23.9	1025.0	62.9	608.2	14.9	624.9	56.3
13	1821.0	50.4	1858.7	33.7	1396.7	22.5	1748.8	28.4	941.3	35.2	1039.4	97.4	608.2	15.4	625.7	46.0
14	1824.0	60.9	1858.7	31.0	1403.6	90.1	1752.2	30.9	957.4	24.5	1293.5	1067.9	616.5	16.2	637.6	124.4
15	1842.8	57.5	1859.2	35.0	1508.5	62.0	1793.0	31.7	966.3	47.2	1505.9	45.6	620.9	19.7	640.8	49.0
16	1842.9	49.0	1859.9	42.1	1536.8	27.2	1799.8	44.4	986.7	29.7	1618.8	220.9	627.8	23.6	647.3	69.8
17	1843.5	58.1	1860.0	35.9	1538.0	25.6	1807.5	32.6	1011.6	17.0	1742.4	32.6	633.6	11.2	648.2	56.4
18	1847.7	52.5	1861.2	56.6	1562.4	72.7	1809.1	33.6	1288.6	38.7	1756.3	168.5	634.2	31.3	650.8	38.0
19	1847.8	62.1	1861.4	25.4	1571.8	46.7	1828.9	36.1	1399.6	37.7	1761.1	35.4	637.0	18.7	654.4	57.7
20	1855.4	58.5	1861.7	63.0	1636.1	25.6	1833.3	45.3	1421.9	48.1	1772.6	41.2	637.7	28.2	656.4	89.6
21	1855.6	59.5	1861.8	43.0	1644.3	68.7	1838.6	39.6	1517.8	52.9	1781.8	31.4	641.8	18.1	660.5	48.2
22	1857.0	48.9	1862.8	35.1	1725.3	44.0	1841.6	29.1	1520.3	44.5	1785.9	36.8	643.1	20.3	667.5	216.0
23	1857.9	70.8	1864.2	57.3	1726.1	82.3	1845.0	38.4	1524.9	37.8	1792.8	75.0	655.2	18.0	673.7	52.9
24	1860.8	52.0	1864.3	43.6	1759.6	33.5	1847.3	24.6	1661.9	45.9	1813.8	29.3	661.3	13.0	679.5	76.2
25	1861.4	71.2	1864.5	34.2	1761.0	53.5	1855.5	35.8	1677.9	60.3	1826.5	31.8	662.7	11.9	685.0	74.8
26	1866.0	60.0	1864.8	30.9	1766.7	59.2	1855.8	52.4	1729.8	52.2	1851.0	33.8	665.5	14.0	689.7	70.1
27	1873.4	37.0	1865.8	65.3	1767.7	74.4	1855.8	33.2	1754.4	52.8	1857.0	44.3	682.8	14.5	693.8	68.4
28	1873.6	78.3	1866.5	28.6	1770.5	60.9	1857.6	36.5	1760.1	59.2	1871.3	30.6	683.6	14.5	698.1	53.1
29	1880.2	63.3	1866.6	25.8	1789.5	53.4	1860.9	24.9	1761.7	43.2	1871.7	138.6	685.3	11.9	701.3	114.5
30	1889.4	71.9	1866.8	56.7	1792.0	56.1	1862.2	45.9	1780.5	46.9	1872.5	32.8	687.0	11.6	701.6	133.9
31	1889.5	72.0	1866.8	57.6	1817.6	82.1	1862.3	22.4	1780.6	67.0	1875.2	35.8	687.6	12.0	702.7	53.9
32	1891.0	49.8	1867.2	41.8	1821.8	52.9	1864.6	29.7	1806.5	54.8	1876.2	37.2	698.1	15.7	704.4	81.0
33	1892.2	52.6	1867.2	65.5	1826.5	85.4	1865.2	36.8	1810.9	47.1	1880.6	32.7	701.0	18.9	706.0	42.6
34	1904.0	49.5	1867.3	29.7	1832.4	24.6	1865.5	30.3	1813.9	45.5	1880.8	37.8	701.3	17.7	711.3	62.3
35	1913.7	33.9	1868.2	33.7	1835.9	27.1	1867.1	30.5	1816.4	54.1	1883.3	38.1	703.6	19.5	713.8	39.6
36	1920.5	86.7	1868.6	43.0	1836.5	54.0	1867.2	29.9	1818.8	50.2	1886.9	38.3	703.9	24.2	732.1	44.7
37	1920.6	49.7	1869.6	63.9	1848.7	31.7	1870.6	37.8	1825.6	51.4	1891.0	32.0	708.9	22.1	738.5	76.2
38	1921.2	80.5	1870.0	56.8	1848.8	104.7	1873.1	33.7	1830.2	56.6	1891.3	37.0	713.0	25.4	746.6	98.5
39	1923.5	39.3	1871.6	22.4	1853.0	105.2	1874.7	24.8	1869.1	80.1	1892.9	54.9	724.8	19.0	775.8	119.1
40	1924.4	74.3	1871.8	43.6	1857.7	104.1	1875.8	23.1	1874.5	49.2	1901.9	25.4	724.9	30.3	785.4	67.3
41	1927.8	53.8	1872.2	23.7	1869.8	56.6	1875.9	28.5	1877.0	47.5	1902.3	30.7	725.0	26.7	791.4	63.1
42	1928.6	50.2	1873.5	30.9	1874.8	54.1	1878.2	36.1	1892.7	67.0	1906.1	35.5	727.0	11.2	801.9	92.9
43	1931.1	31.0	1874.9	31.2	1885.9	54.4	1893.9	27.5	1919.8	54.5	1933.9	36.8	759.8	19.4	893.4	112.1
44	1932.1	73.3	1875.5	42.6	1887.1	55.9	1898.6	35.2	1924.3	68.7	1941.7	36.3	804.0	24.4	1322.2	216.7
45	1933.9	50.1	1878.4	63.6	1894.9	30.1	1901.6	50.3	1948.7	49.1	1963.1	39.2	820.9	19.7	1701.3	57.8
46	1937.4	67.8	1879.6	22.9	1906.7	58.5	1903.5	20.3	1974.9	77.8	1970.1	33.1	939.6	38.0	1747.8	28.8
47	1942.8	66.6	1880.8	34.6	1909.6	109.2	1906.3	28.3	2014.0	63.0	1997.1	59.4	1603.3	77.7	1826.9	58.9

№ п/п	Голоустенская свита, обр. 8197				Улунтуйская свита, обр. 8200				Качергатская свита, обр. 8202				Ушаковская свита, обр. 0979			
	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	$\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	$\pm 2\sigma$	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	$\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	$\pm 2\sigma$	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	$\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	$\pm 2\sigma$	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	$\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	$\pm 2\sigma$
48	1943.7	37.2	1881.8	33.5	1917.5	39.3	1936.0	34.6	2015.3	60.6	2028.9	37.4	1730.6	43.4	1847.9	50.1
49	1956.1	52.2	1887.5	63.5	1923.4	42.2	1936.3	30.2	2041.9	61.3	2035.8	38.6	1797.6	55.5	1860.2	52.9
50	1960.7	30.6	1888.9	45.7	1948.1	74.8	1944.0	35.7	2068.6	68.6	2054.6	33.3	1812.1	1812.1	1874.1	39.2
51	1965.0	29.8	1891.3	57.0	1959.4	109.4	1959.9	30.2	2112.1	57.1	2195.2	173.9	1823.9	51.9	1874.4	33.7
52	1966.7	74.6	1896.7	46.7	1964.4	85.7	1968.8	29.4	2116.1	78.6	2205.6	91.9	1839.2	36.7	1877.6	42.4
53	1978.0	87.7	1897.0	57.7	1971.4	85.1	1978.9	30.9	2139.8	55.8	2311.1	45.3	1841.2	36.1	1878.3	56.1
54	1985.2	69.9	1900.2	46.5	1986.7	28.4	1986.0	35.2	2331.5	69.8	2549.3	33.1	1873.8	40.4	1885.8	30.9
55	1985.3	78.2	1901.6	62.7	1999.2	91.3	1986.2	35.6	2349.0	60.6	2698.8	27.4	1911.0	73.4	1887.3	47.5
56	1988.1	74.9	1909.1	36.0	2019.6	88.4	2005.3	30.5	2397.5	77.6	2751.1	114.2	1964.1	68.7	1888.9	40.2
57	1991.1	40.9	1914.0	39.3	2020.0	60.1	2007.6	39.6	2524.8	88.2	2780.8	32.4	1970.2	76.3	1895.1	48.3
58	2011.5	83.6	2096.4	33.8	2020.3	65.3	2011.1	32.9	2676.1	62.3	2814.1	49.2	1972.5	58.5	1917.7	28.9
59	2086.7	58.0	2107.5	38.4	2021.3	89.8	2017.6	39.7	3385.9	96.4	3298.2	29.2	2017.0	80.4	1940.6	39.1
60	2087.7	53.5	2294.2	40.5	2043.6	87.3	2224.3	46.8	—	—	—	—	2025.8	34.7	1978.8	38.7
61	2143.5	90.2	2364.0	77.8	2069.1	90.6	2408.9	43.3	—	—	—	—	2211.0	82.4	2279.2	46.4
62	2504.6	102.8	2482.4	53.0	2086.3	90.3	2518.7	27.4	—	—	—	—	2253.8	76.0	2394.8	26.2
63	2523.7	75.3	2502.9	58.5	2366.6	67.1	2544.5	35.7	—	—	—	—	2262.8	37.2	2403.8	49.9
64	2524.5	92.4	2547.2	33.8	2373.1	59.7	2575.3	41.9	—	—	—	—	2498.1	68.5	2752.6	37.2
65	2542.5	83.8	2555.8	29.6	2517.7	54.3	2582.6	33.8	—	—	—	—	2809.9	75.8	2818.0	43.3
66	2575.7	71.7	2560.3	34.2	2536.7	77.2	2582.7	27.2	—	—	—	—	2857.4	104.0	3120.8	27.4
67	2596.9	65.4	2561.9	32.5	2537.1	55.5	2655.0	23.5	—	—	—	—	—	—	—	—
68	2599.7	68.5	2624.1	30.5	2565.2	113.7	2660.9	36.2	—	—	—	—	—	—	—	—
69	2754.9	53.4	2746.6	35.3	2575.1	138.2	2675.6	44.2	—	—	—	—	—	—	—	—
70	2824.1	95.9	2749.8	35.5	2643.7	116.7	2714.0	48.6	—	—	—	—	—	—	—	—
71	2961.6	72.1	2880.5	33.4	2666.9	111.0	2720.0	46.8	—	—	—	—	—	—	—	—
72	2973.9	82.7	2959.5	31.6	2840.0	116.7	2746.1	32.8	—	—	—	—	—	—	—	—
73	3012.5	92.0	2968.0	56.0	2844.6	61.8	2795.6	32.8	—	—	—	—	—	—	—	—
74	3040.7	116.3	2996.9	18.9	2929.7	38.2	2814.3	38.5	—	—	—	—	—	—	—	—
75	3555.7	50.9	3466.0	19.1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ

Пробы для изотопного датирования детритовых цирконов были отобраны в стратотипическом разрезе байкальской серии, представленном в левом борту р. Куртун (см. рис. 2), и в разрезе ушаковской свиты вблизи дер. Малая Голоустная. Опробованный разрез отложений байкальской серии детально описан в работах авторского коллектива [Мазукабзов и др., 2006; Станевич и др., 2007] и в рамках данной статьи специально не рассматривается.

В ходе проведенных исследований были определены возрасты детритовых цирконов в трех образцах песчаников и алевролитов байкальской серии: 8197 (голоустенская свита), 8200 (улунтуйская свита), 8202 (качергатская свита) и ушаковской свиты (обр. 0979).

Из разреза голоустенской свиты был отобран слабokatаклазированный кварцевый песчаник (обр. 8197). Текстура породы ориентированная, структура реликтовая псаммитовая. Содержание кварца достигает 90 %. В песчанике отмечены полевые шпаты (2 %) и рудный минерал (3 %). Обломки пород (0.3—0.6 мм, иногда до 1.0—1.2 мм) слагают до 5 % объема проанализированного образца. В результате катакlastического разрушения обломков кварца в песчанике сформировались порфиорокlastы. Контуры порфиорокlast и реликтовых обломков кварца породы резорбированы. По трещинам в них и по краям отмечается перекристаллизация кварца в мелкозернистый гранобластовый агрегат. Судя по реликтовому обломку кварца, исходная структура песчаника обусловлена плохой гранулометрической сортировкой обломочного материала. Из-за катакlastического разрушения первичных обломков песчаника судить об их исходной морфологии затруднительно. В результате катакlastических проявлений обломки кварца приобрели линзовидную форму. Кварц в обломках имеет волнистое погасание, трещи-

новат. Полевые шпаты пелитизированы. Обломки пород пронизаны микровключениями гидрооксидов железа.

Из 87 проанализированных цирконов, выделенных из данного образца, 75 зерен (86 %) показали конкордантные значения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста. Большая часть полученных значений (57 датировок) формируют основной пик, отвечающий возрасту 1865 ± 4 млн лет (см. рис. 4, а). В интервал 2.5—2.1 млрд лет не попадает ни одной конкордантной датировки. Достаточно представительная группа цирконов (14 зерен) демонстрирует значения возраста, отвечающие интервалу от 3.0 до 2.5 млрд лет. Возрасты наиболее древних цирконов в изученном образце соответствуют палеоархею (3388 ± 17 и 3466 ± 19 млн лет), при том, что промежуток времени от 3.4 до 3.0 млрд лет совершенно не охарактеризован возрастными детритовых цирконов. Вся совокупность датировок, полученных для данного образца, типична для пород фундамента южной части Сибирского кратона [Poller et al., 2005; Rojas-Agramonte et al., 2011].

В улунтуйской свите для изучения возрастов детритовых цирконов был отобран образец алевролита (обр. 8200). Текстура породы слоисто-сланцевая, структура алевропелитовая. Размер обломков 0.01—0.02 мм. Глинистые минералы составляют до 52 % объема породы. Кроме этого, в образце присутствуют мусковит (12 %), кальцит (8 %), кварц (7 %), полевые шпаты (4 %). К новообразованным минералам относятся железистый доломит (5 %), хлорит (2 %) и рудный минерал (4 %). Из аксессуарных материалов в породе присутствуют призмочки циркона размером до 0.015 мм и обломки турмалина величиной до 0.03 мм. Метагенетические изменения, вызванные в том числе пластическими деформациями и катаклизмом, привели к появлению в породах микроплочатости и трещиноватости.

В ходе проведенных исследований было проанализировано 87 цирконов, для 74 из которых были получены конкордантные значения возраста (85 %). Наиболее древний циркон имеет возраст 2814 ± 38 млн лет. Основной пик, рассчитанный по 28 конкордантным значениям, отвечает возрасту 1863 ± 7 млн лет. 14 полученных датировок заполняют интервал от 2.8 до 2.4 млрд лет (см. рис. 4, б). Как и в песчанике из разреза голоуспенской свиты, в изученном образце отмечается интервал 2.4—2.1 млрд лет, не охарактеризованный детритовыми цирконами. Основной отличительной чертой изученного песчаника улунтуйской свиты является присутствие в его составе немногочисленных детритовых цирконов мезопротерозойского возраста. Шесть относительно молодых цирконов имеют неопротерозойский возраст, отвечая интервалу от ~971 до 631 млн лет. Конкордантное значение возраста, полученное по наиболее молодому циркону (631 ± 20 млн лет), позволяет говорить о том, что накопление изученной толщи улунтуйской свиты происходило не древнее раннего эдиакария (или раннего венда).

В качергатской свите для изучения возраста детритовых цирконов был отобран образец мелко-среднезернистого песчаника с карбонатно-глинистым цементом (обр. 8202). Текстура породы массивная, структура псаммитовая. Размер обломков 0.1—0.3 мм. Угловатые, реже полукатаные зерна представлены в основном кварцем (77 %). Зерна кварца слегка деформированы, трещиноваты, имеют волнистое погасание. Обломки полевых шпатов (7 %) пелитизированы, сосюритизированы, трещиноваты. Фрагменты чешуек мусковита (1 %) деформированы, имеют волнистое погасание. Катаклазированные обломки пород (9 %) представлены алевролитами, кремнями, гранитоидами, рудный минерал — ксеноморфными, нередко пластинчатыми зернами в ассоциации с лейкоксом. Аксессуарные циркон и турмалин имеют размеры 0.18 и 0.3 мм соответственно. Метагенетические изменения в породе проявлены слабым катаклизмом, незначительной хлоритизацией, уплотнением и частичной перекристаллизацией.

Из 87 проанализированных цирконов 59 зерен (68 %) показали конкордантные значения возраста. В отличие от песчаников голоуспенской и улунтуйской свит, изученный образец демонстрирует отчетливый бимодальный тип распределения датировок детритовых цирконов (см. рис. 4, в) при доминировании палеопротерозойских возрастов, формирующих основной пик, охарактеризованный 18 датировками. Конкордантное значение возраста данного пика составляет 1885 ± 17 млн лет. Второй по значимости пик возраста детритовых цирконов отвечает значению 933 ± 24 млн лет. В обр. 8202, как и в песчанике из разреза голоуспенской свиты (обр. 8197), вновь встречаются цирконы с палеоархейскими возрастными (~3.3—3.2 млрд лет), а также прослеживаются два интервала, не охарактеризованные детритовыми цирконами, охватывающие мезоархей и мезопротерозой. Четыре детритовых циркона демонстрируют неоархейский (2.8—2.5 млрд лет) возраст. Следует упомянуть два единичных циркона с возрастом 2.3 и 1.5 млрд лет, обнаруженные в исследованном образце. В силу их низкой статистической значимости интерпретация этих значений не заслуживает специального рассмотрения.

Неопротерозойский интервал практически полностью заполнен датировками детритовых цирконов (14 значений), при этом U-Pb возраст наиболее молодых цирконов (630 ± 22 и 545 ± 18 млн лет) ограничивает нижний предел накопления осадков качергатской свиты эдиакарием. Достоверность значения возраста, полученного по самому молодому циркону, обнаруженному в изученном образце (545 ± 18 млн лет), вызывает сомнения, так как противоречит геологической ситуации в регионе. В частности, согласно региональным схемам стратиграфических корреляций, надежно фаунистически охарак-

теризованные отложения нижнего кембрия располагаются значительно выше по разрезу [Решения..., 1983], нежели изученная толща ушаковской свиты.

Для определения возрастных спектров детритовых цирконов в осадочных образованиях ушаковской свиты был отобран образец мелкосреднезернистого песчаника (обр. 0979), сложенного неокатанными (90 %) и полуокатанными (10 %) обломками. Текстура породы массивная, структура псаммитовая. Размер обломков 0.1—0.4 мм. В составе песчаника преобладают обломки полевых шпатов (46 %), которые интенсивно серицитизированы, хлоритизированы и карбонатизированы. Кварцевые обломки (15 %) имеют пластинчатую форму. В породе присутствуют фрагменты чешуек биотита (3 %), роговой обманки (3 %), рудного минерала (3 %). Из вторичных минералов кроме хлорита (6 %) и кальцита (3 %) отмечаются эпидотовые агрегаты и зерна (5 %). Акцессорные минералы представлены кроме сфена призматическими зернами циркона до 0.12 мм с окатанными гранями, а также осколками ортита аналогичной величины. Обломки пород (18 %) представлены девитрифицированным стеклом основного и среднего составов, андезитовыми порфиритами, метаяржиллитами и гранитоидами.

В изученном образце были проанализированы 87 детритовых цирконов, 66 из которых показали конкордантные значения (76 %). Как в рассмотренном выше песчанике качергатской свиты (обр. 8202), в изученном образце отмечается бимодальный характер распределения полученных датировок. На гистограмме и на сглаживающей кривой отчетливо доминируют два пика возрастов — палео- (1878 ± 17 млн лет, рассчитанный по 13 зернам циркона) и неопротерозойский (699 ± 14 млн лет, по 12 зернам циркона). Кроме этого, в песчанике ушаковской свиты также не обнаружены детритовые цирконы мезопротерозойского возраста (см. рис. 4, з). При этом впервые для толщ, слагающих изученный разрез позднего докембрия, «молодой» неопротерозойский пик датировок отчетливо превалирует над палеопротерозойским. Помимо упомянутых выше протерозойских датировок в изученном песчанике отмечены зерна архейского возраста (3121 ± 27 , 2818 ± 43 и 2753 ± 37 млн лет), типичные для пород фундамента Сибирского кратона.

Как и в случае с возрастом самого молодого циркона, обнаруженного в песчанике из разреза качергатской свиты, достоверность конкордантных значений наиболее молодых цирконов из песчаника ушаковской свиты (532 ± 14 и 534 ± 16 млн лет) вызывает сомнения. По мнению авторов, наиболее приемлемым подходом к обоснованию нижнего возрастного предела седиментации пород ушаковской свиты является рассмотрение средневзвешенного значения возраста, рассчитанного по группе самых молодых цирконов (7 зерен), которое составляет 554 ± 12 млн лет и вполне согласуется с детально проработанными геологическими построениями.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты изучения возрастных спектров детритовых цирконов в исследованных образцах позволяют предложить некоторые соображения об источниках обломочного материала и о возможной возрастной позиции каждого изученного стратоподразделения.

Возрасты детритовых цирконов, полученные для песчаника голоуспенской свиты, полностью отражают пики раннедокембрийской эндогенной активности, характерные для пород фундамента Сибирского кратона [Poller et al., 2005; Rojas-Agramonte et al., 2011]. Учитывая непосредственное залегание базальных слоев голоуспенской свиты на палеопротерозойских гранитах приморского комплекса и вулканитах акитканской серии Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса, можно предположить, что поставщиком терригенного материала в отложения свиты являлись, прежде всего, образования указанных комплексов и частично более древние породы фундамента кратона. Данная особенность кардинально отличает осадочные породы голоуспенской свиты от аналогичных терригенных образований вышележащих свит байкальской серии, имеющих в составе тяжелой фракции многочисленные цирконы неопротерозойского возраста, не характерные для пород фундамента южной части Сибирского кратона. Отмеченный контраст может быть объяснен резкой сменой условий седиментации, произошедшей после накопления пород голоуспенской свиты. Столь кардинальное изменение источников сноса, по-видимому, не могло произойти относительно быстро, учитывая скорость геологических процессов. Поэтому вполне правомочно поставить вопрос о продолжительности перерыва, который фиксирует отмеченную смену источников и разделяет голоуспенскую и улунтуйскую свиты байкальской серии.

Второй причиной смены источников сноса, произошедшей после накопления отложений голоуспенской свиты, скорее всего, являлись фациальные условия их седиментации. Залегающие под базальными слоями дальнотайгинского горизонта, к которым относится и голоуспенская свита, образования медвежевского и баллаганахского горизонтов в Патомской и Бодайбинской зонах отражают рифтогенные обстановки зарождающейся вдоль южного фланга Сибирского кратона пассивной окраины [Немеров, Станевич, 2001; Станевич и др., 2006, 2007]. Эти обстановки хорошо коррелируются с процессами распада суперконтинента Родиния в период 780—680 млн лет [Li et al., 2008]. Закономерно, что денуда-

ции и сносу в палеобассейны этого времени подвергались только породы кратона. Базальные слои голоустенской свиты также отлагались в рифтогенной обстановке [Мазукабзов и др., 2001]. Песчаники, залегающие в средней части разреза голоустенской свиты, судя по их пространственной связи с фитоолитовыми карбонатами, формировались в мелководных условиях, куда также мог поступать кластогенный материал только с континента. Стагнация и незначительное углубление палеобассейна произошли только в конце голоустенского времени.

Еще одна кардинальная смена условий отложения осадочного материала в процессе накопления байкальской серии может быть отмечена при сравнении возрастных спектров цирконов, полученных для пород улунтуйской и качергатской свит. Как было показано выше, песчаники и алевриты улунтуйской свиты по возрастам детритовых цирконов контрастируют с ниже-(голоустенская) и выше-(качергатская) залегающими терригенными образованиями. Наряду с появлением в обломочном материале цирконов с неопротерозойскими возрастами в изученном обр. 8200 отмечены единичные цирконы, демонстрирующие конкордантные значения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста (1521 ± 48 , 1486 ± 42 , 1207 ± 51 , 1165 ± 49 , 1159 ± 43 млн лет), отвечающие мезопротерозою. Появление этих не характерных для фундамента южного фланга Сибирского кратона цирконов может быть объяснено сносом детритового материала с отдельных террейнов, входящих в настоящее время в структуру Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП). Кандидатом на роль источника сноса с мезопротерозойскими возрастами детритовых цирконов может служить Дзабханский микроконтинент [Kröner et al., 2001; Demoux et al., 2009] (рис. 5). В то же время неопротерозойский детритовый материал мог поставляться в бассейн седиментации как

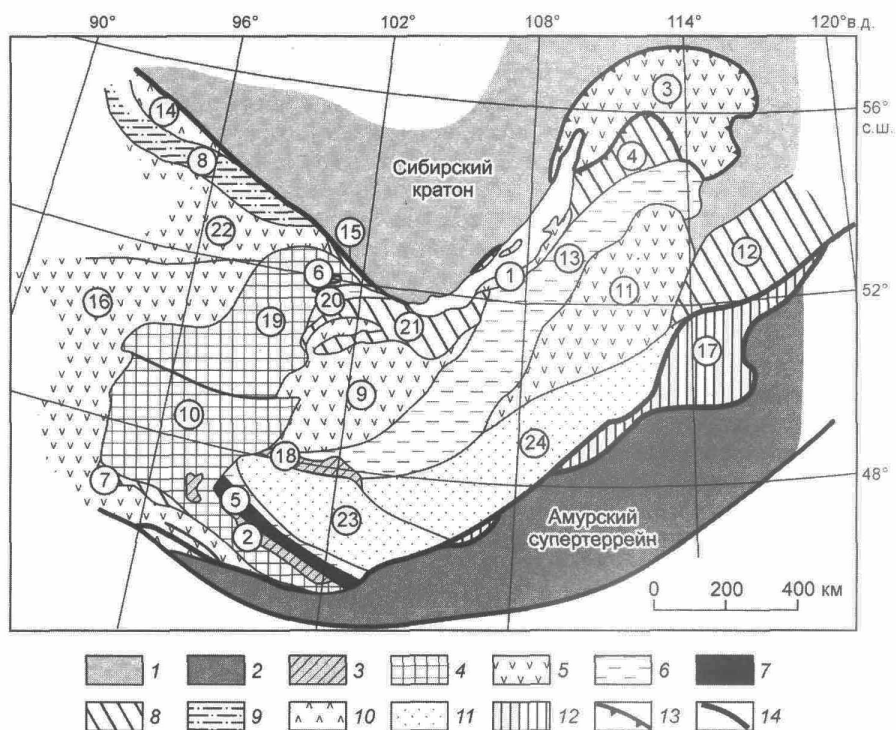


Рис. 5. Схема террейнов северного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса (модифицирована после [Беличенко и др., 2006; Волкова, Сляров, 2007] с использованием данных [Vadarch et al., 2002; Парфенов и др., 2003; Мазукабзов и др., 2010]).

1 — Сибирская платформа; 2 — Амурский супертеррейн; 3—10 — структуры раннепалеозойского Енисей-Забайкальского орогенного пояса: 3 — докембрийские кратонные блоки, 4 — докембрийские микроконтиненты, 5 — островодужные террейны, 6 — террейны задуговых бассейнов, 7 — офиолитовые террейны, 8 — метаморфические террейны, 9 — террейны пассивной континентальной окраины, 10 — террейны зеленокаменных поясов; 11, 12 — структуры мезозойского Монголо-Охотского орогенного пояса: 11 — террейны турбидитовых бассейнов, 12 — террейны аккреционного клина; 13 — надвиги; 14 — шовные зоны. Цифры в кружках — названия структур (террейны, микроконтиненты, кратонные блоки): 1 — Ангинско-Таланчанский; 2 — Байдаринский; 3 — Байкало-Муйский; 4 — Баргузинский; 5 — Баян-Хонгорский; 6 — Гарганский; 7 — Дариби; 8 — Дербинский; 9 — Джидинский; 10 — Дзабханский; 11 — Еравнинский; 12 — Западно-Становой; 13 — Икатский; 14 — Каннский; 15 — Китойинский; 16 — Озерный; 17 — Ононский; 18 — Тарбагатайский; 19 — Тувино-Монгольский; 20 — Тункинский; 21 — Хамардабан-Ольхонский; 22 — Хамсаринский; 23 — Хангайский; 24 — Хентейский.

с Дзавханского микроконтинента, так и с ряда других структур ЦАСП: Тувино-Монгольского микроконтинента [Kuzmichev et al., 2001; 2007; Khain et al., 2002; Козаков и др., 2005; Кузьмичев, Ларионов, 2011; 2013]; Байкало-Муйской зоны [Рыцк и др., 2000, 2001, 2011; Шацкий и др., 2012]; Икатского [Руженцев и др., 2007; Некрасов и др., 2007; Гордиенко и др., 2009] и Хамардабан-Ольхонского [Gladkochub et al., 2008; Гладkochуб и др., 2010] террейнов (см. рис. 5).

Возрастные спектры цирконов из песчаника качергатской свиты вновь фиксируют смену источников сноса относительно нижележащих пород улунтуйской свиты. В осадочной толще качергатской свиты отсутствуют детритовые цирконы с мезопротерозойскими возрастами, что позволяет предположить возможное удаление от области седиментации Дзавханского микроконтинента. Обилие детритовых цирконов неопротерозойского возраста и характер их возрастных спектров (958—630 млн лет) позволяет рассматривать упомянутые выше Тувино-Монгольский микроконтинент, Икатский и Хамардабан-Ольхонский террейны, а также Байкало-Муйскую зону в качестве возможных источников обломочного материала в бассейне седиментации во время накопления осадочных толщ качергатской серии. Именно эти террейны в последующем на фоне закрытия Палеоазиатского океана были аккрецированы к южному флангу Сибирского кратона (см. рис. 5).

Возрастные спектры детритовых цирконов, установленные для песчаника ушаковской свиты, хорошо соотносятся с датировками, полученными для цирконов из песчаника качергатской свиты, differing от последних лишь пропорциями древнего (архей-палеопротерозойского) и молодого (неопротерозойского) обломочного материала. Так, в песчанике качергатской свиты доля позднедокембрийских цирконов составляет около одной четверти от проанализированных, в то время как в песчанике ушаковской свиты присутствует уже более двух третей «молодых» детритовых цирконов. Существенное увеличение в осадочных толщах количества неопротерозойских и эдиакарских цирконов может отражать значительно возросший объем поступления в бассейн седиментации обломочного материала, сносившегося с Икатского и Хамардабан-Ольхонского террейнов, а также с Байкало-Муйской зоны. Кроме этого, увеличение вклада неопротерозойских источников, по-видимому, отражает сокращение площади океанического пространства, отделявшего эти террейны от Сибирского кратона с последующим формированием бассейна форланда [Немеров, Станевич, 2001; Станевич и др., 2006, 2007]. Финальная стадия аккреции данных террейнов с кратоном датируется поздним кембрием—ранним ордовиком (500—470 млн лет) [Salnikova et al., 1998; Донская и др., 2000; Gladkochub et al., 2008]. Таким образом, результаты изотопного датирования детритовых цирконов позволяют уверенно ограничить нижний («не древнее») возрастной рубеж накопления осадочных пород байкальской серии и ушаковской свиты эдиакарием (вендом).

Полученные результаты хорошо соотносятся с хемотратиграфическими (изотопными) данными, полученными по породам байкальской серии [Кузнецов и др., 2003; Kuznetsov et al., 2013], а также с интерпретацией возраста детритовых цирконов, изученных в породах никольской, жербинской [Чумаков и др., 2011] и хомолхинской [Meffre et al., 2008] свит Патомской и Бодайбинской зон соответственно (см. рис. 1). Совокупность новых и упомянутых выше результатов наглядно свидетельствуют о вендском или позднеэдиакарском возрасте пород дальнотайгинского и жуинского горизонтов, прослеживающихся на площади всего южного фланга Сибирского кратона.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Полученные результаты позволяют предложить следующие основные выводы.

1. В проанализированной последовательности позднедокембрийских осадочных толщ южного фланга Сибирского кратона (голоуспенская, улунтуйская, качергатская и ушаковская свиты) вклад источников, не характерных для кратона, увеличивается от древних к молодым толщам, отражая возрастающую роль привноса обломочного материала с микроконтинентов и островных дуг, вошедших в последующем в структуру ЦАСП.

2. Возрастные спектры, полученные по цирконам из нижних слоев байкальской серии (голоуспенская свита), надежно указывают на Сибирский кратон как единственный источник обломочного материала в бассейнах их седиментации. Данная особенность отличает эти древние образования от вышезалегающих осадков и может быть объяснена сохранением режима пассивной окраины юга Сибирского кратона, когда кластогенный материал мог поставляться только с материка [Станевич и др., 2006, 2007].

3. Изотопное датирование детритовых цирконов показывает, что время накопления позднедокембрийских осадочных толщ Западного Прибайкалья (байкальская серия и ушаковская свита) может быть ограничено эдиакарием. Единичные позднеэдиакарские и раннекембрийские значения возраста, полученные по цирконам из песчаников качергатской и ушаковской свит, противоречат геологической ситуации, а именно перекрытию этих толщ заведомо позднеэдиакарскими и кембрийскими образованиями

(куртунская, аяканская, усатовская свиты) [Решения..., 1983]. Данный вопрос требует дальнейшего изучения. В комплексе с результатами изотопного датирования детритовых цирконов из осадочных толщ Патомской и Бодайбинской зон [Meffre et al., 2008; Чумаков и др., 2011] полученные данные позволяют сделать вывод о вендском возрасте седиментации пород, относимых к дальнотайгинскому и жуинскому горизонтам Саяно-Байкало-Патомского региона.

4. Отсутствие в большей части проанализированных проб детритовых цирконов мезопротерозойского возраста подтверждает гипотезу о существовании глобального по своей продолжительности перерыва в эндогенной активности, проявившегося в пределах южного фланга Сибирского кратона в мезопротерозое [Gladkochub et al., 2010a].

5. Присутствие мезопротерозойских цирконов в алевролитах улунтуйской свиты байкальской серии, контрастирующее с возрастными спектрами, полученными для подстилающих (голоустенская) и перекрывающих (качергатская) толщ, может быть интерпретировано как вклад источников вещества, располагавшихся в пределах Дзабханского микроконтинента, находившегося вблизи южного фланга Сибирского кратона во время накопления осадочных толщ улунтуйской свиты.

6. Обилие неопротерозойских цирконов в песчаниках ушаковской свиты может быть объяснено сокращением площади океанического бассейна в результате сближения кратона с микроконтинентами и островными дугами, существовавшими в пределах Палеоазиатского океана. В последующем процесс закрытия этого палеоокеана в его рассматриваемом сегменте завершился формированием раннепалеозойского Прибайкальского коллизионного пояса [Донская и др., 2000; Gladkochub et al., 2008].

7. Применительно к вопросам совершенствования региональных стратиграфических шкал следует отметить, что полученные результаты коренным образом меняют представление о времени седиментации байкальской серии и дальнотайгинского, жуинского региональных горизонтов южной части Сибирской платформы. Как приведенные, так и ранее полученные данные [Kuznetsov et al., 2013] требуют внесения изменений в «Унифицированную стратиграфическую схему», утвержденную в 1979 г. [Решения..., 1983].

8. Стратон байкалий [Хоментовский, 2002], протрассированный в свое время по всему периметру Сибирского кратона, в свете изложенных данных и выводов теряет межрегиональный корреляционный смысл. Как видно из результатов работ последних лет [Покровский и др., 2006; Meffre et al., 2008; Kuznetsov et al., 2013], при корреляции разобщенных разрезов позднедокембрийских толщ первоочередное значение приобретают данные хеомстратиграфических и результаты изотопного датирования детритовых цирконов. Эти же данные позволяют коррелировать возрастное положение морфологически сложных группировок микрофоссилий, многим из которых ранее придавалось то или иное фиксированное корреляционное значение.

Таким образом, интерпретация возрастных спектров детритовых цирконов, изученных в породах позднего докембрия Прибайкалья, открывает возможность для нового подхода к расшифровке особенностей заложения и развития Палеоазиатского океана на всех стадиях его эволюции.

Исследования выполнены при поддержке программы фундаментальных исследований РАН № 10 (проект 10.3) и РФФИ (гранты 12-05-98018, 13-05-00048).

ЛИТЕРАТУРА

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

Божко Н.А. О присутствии тиллоидов в разрезе докембрия центральной части Западного Прибайкалья // Вестн. МГУ. Серия геология, 1976, № 4, с. 106—108.

Волкова Н.И., Скляров Е.В. Высокобарические комплексы Центрально-Азиатского складчатого пояса: геологическая позиция, геохимия и геодинамические следствия // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 109—119.

Воробьева Н.Г., Сергеев В.Н., Чумаков Н.М. Новые находки ранневендских микрофоссилий в уринской свите: пересмотр возраста патомского комплекса Средней Сибири // ДАН, 2008, т. 419, № 6, с. 782—787.

Гладкохуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Станевич А.М., Скляров 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.

Гладкохуб Д.П., Мазукабзов А.М., Донская Т.В., де Вазле Б., Станевич А.М., Писаревский С.А. Проблема возраста и природы вулканитов Западного Прибайкалья, рассматриваемых в разрезе рифея Сибирского кратона // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (10), с. 990—1002.

Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Ларионов А.Н., Сергеев С.А. Ольхонский метаморфический терреин Прибайкалья: раннепалеозойский композит фрагментов неопротерозойской активной окраины // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (5), с. 571—588.

Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Эрнст Р., Мазукабзов А.М., Скляров Е.В., Писаревский С.А., Вингейт М., Седерлунд У. Базитовый магматизм Сибирского кратона в протерозое: обзор основных этапов и их геодинамическая интерпретация // Геотектоника, 2012, № 4, с. 28—41.

Гладкочуб Д.П., Николь Г., Станевич А.М., Мазукабзов А.М., Скляров Е.В., Писаревский С.А., Донская Т.В., Тайт Дж. Возраст и источники вещества позднедокембрийских осадочных толщ Южного Прибайкалья: результаты U-Pb(LA-ICP-MS) датирования детритовых цирконов // ДАН, 2013, т. 450, № 3, с. 318—322.

Голубкова Е.Ю., Раевская Е.Г., Кузнецов А.Б. Нижневендские комплексы микрофоссилий Восточной Сибири в решении стратиграфических проблем региона // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2010, т. 18, № 4, с. 3—27.

Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Ласточкин Н.И., Ситникова В.С. Состав, U-Pb возраст (SHRIMP-II) офиолитовой ассоциации Шаманской палеоспрединговой зоны и условия ее формирования (Северное Забайкалье) // ДАН, 2009, т. 429, № 3, с. 359—364.

Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 93—108.

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.

Донская Т.В., Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Яковлева С.З., Бережная Н.Г. Прибайкальский коллизионный метаморфический пояс // ДАН, 2000, т. 374, № 1, с. 79—83.

Донская Т.В., Бибилова Е.В., Мазукабзов А.М., Козаков И.К., Гладкочуб Д.П., Кириозова Т.И., Плоткина Ю.В., Резницкий Л.З. Приморский комплекс гранитоидов Западного Прибайкалья: геохронология, геодинамическая типизация // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (10), с. 1006—1016.

Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Бибилова Е.В., Гладкочуб Д.П., Диденко А.Н., Кириозова Т.И., Водовозов В.Ю., Станевич А.М. Стратотип чайской свиты акитканской серии Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса: возраст и продолжительность осадконакопления // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (9), с. 916—920.

Донская Т.В., Бибилова Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Баянова Т.Б., ДеВазле Б., Диденко А.Н., Бухаров А.А., Кириозова Т.И. Петрогенез и возраст вулканитов кислого состава Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса, Сибирский кратон // Петрология, 2008, т. 16, № 5, с. 452—479.

Иванов А.И., Лившиц В.И., Перевалов О.В., Страхова Т.М., Яблоновский Б.В., Грайзер М.И., Ильинская Х.Г., Головенок В.К. Докембрий Патомского нагорья. М., Недра, 1995, 352 с.

Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Натман А., Ковач В.П., Котов А.Б., Подковыров В.Н., Плоткина Ю.В. Метатерригенные толщи Тувино-Монгольского массива: возраст, источники, тектоническая позиция // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2005, т. 13, № 1, с. 3—25.

Конников Э.Г., Гибшер А.С., Изох А.Э., Скляров Е.В., Хаин Е.В. Позднепротерозойская эволюция северного сегмента Палеоазиатского океана: новые радиологические, геологические и геохимические данные // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7—8), с. 152—168.

Крылов И.Н. Строматолиты рифея и фанерозоя СССР. М., Наука, 1975, 243 с. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 274).

Крылов И.Н. Строматолиты в стратиграфии верхнего докембрия: проблемы-85 // Изв. АН СССР. Серия геол., 1985, № 11, с. 44—55.

Кузнецов А.Б., Летникова Е.Ф. Раскрытие байкальской ветви Палеоазиатского океана: Sr- и S-изотопные данные // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Материалы 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 хемостратиграфия байкальской серии Юго-Западного Прибайкалья: предварительные данные // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. Материалы II Российской конференции по изотопной геохронологии. СПб., Центр информационной культуры, 2003, с. 233—236.

Кузьмичев А.Б., Ларионов А.Н. Сархойская серия Восточного Саяна: неопротерозойский (~770—800 млн лет) вулканический пояс андийского типа // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (7), с. 875—895.

Кузьмичев А.Б., Ларионов А.Н. Неопротерозойские островные дуги Восточного Саяна: длительность магматической активности по результатам датирования вулканокластики по цирконам // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (1), с. 45—57.

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

Мазукабзов А.М., Станевич А.М., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В. Дислокации в позднерифейском комплексе Западного Прибайкалья — отражение каледонских коллизионных событий (юг Сибирского кратона) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы научного совещания. Т. 1. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2006, с. 232—236.

Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Падерин И.П. Геодинамика Западно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса в позднем палеозое // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (5), с. 615—628.

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

Мац В.Д., Егорова О.П. Стратиграфия Байкальского комплекса и некоторые данные о его фосфоритности // Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири. Вып. I (22). Иркутск, Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1957, с. 38—46.

Некрасов Г.Е., Родионов Н.В., Бережная Н.Г., Сергеев С.А., Руженцев В.С., Минина О.Р., Голионко Б.Г. U-Pb-возраст цирконов из плагиогранитных жил мигматизированных амфиболитов Шаманского хребта (Икат-Багдаринская зона, Витимское нагорье, Забайкалье) // ДАН, 2007, т. 412, № 5, с. 661—664.

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 Байкальской горной области // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (3), с. 456—470.

Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадрач Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртогов О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология, 2003, т. 22, № 6, с. 7—41.

Покровский Б.Г., Мележик В.А., Буякайте М.И. Изотопный состав С, О, Sr и S в позднедокембрийских отложениях Патомского комплекса, Центральная Сибирь. Сообщение 1. Результаты, изотопная стратиграфия и проблемы датирования // Литология и полезные ископаемые, 2006, № 5, с. 505—530.

Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири / Под ред. В.И. Краснова, В.Е. Савицкого, Ю.И. Тесакова, В.В. Хоментовского. Новосибирск, СНИИГТИМС, 1983, 215 с.

Руженцев С.В., Аристов В.А., Минина О.Р., Голионко Б.Г., Некрасов Г.Е. Герциниды Икат-Багдаринской зоны Забайкалья // ДАН, 2007, т. 417, № 2, с. 225—228.

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 методы и результаты. М., ИГЕМ РАН, 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.

Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Богомолов Е.С., Котов А.Б. Изотопная структура и эволюция континентальной коры Восточно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геотектоника, 2011, № 5, с. 17—51.

Рябых А.М., Рябых Э.М. Докембрийские субвулканические структуры в центральной части Западного Прибайкалья // Докембрийские субвулканические структуры Прибайкалья. Н., Наука, 1979, с. 56—59.

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

Семихатов М.А. Строматолиты в стратиграфии докембрия: анализ-84 // Изв. АН СССР. Серия геол., 1985, № 1, с. 3—20.

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

Советов Ю.К., Комлев Д.А. Тиллиты в основании оселковой серии Присянья 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.

Станевич А.М., Мазукабзов А.М., Постников А.А., Немеров В.К., Писаревский С.А., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Корнилова Т.А. Северный сегмент Палеоазиатского океана в неопротерозое: история седиментогенеза и геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 60—79.

Стратиграфический кодекс. Межведомственная стратиграфическая комиссия / Ред. А.И. Жамойда. Издание третье. СПб., ВСЕГЕИ, 2006, 96 с.

Стратотип рифея. Палеонтология. Палеомагнетизм / Ред. Б.М. Келлер. М., Наука, 1982, 176 с. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 368).

Федоровский В.С. Нижний протерозой Байкальской горной области. М., Наука, 1985, 200 с.

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

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

Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Якшин М.С., Бутаков Е.П. Опорные разрезы отложений верхнего докембрия и нижнего кембрия 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.

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

Чумаков Н.М., Линнеманн У., Хофманн М., Покровский Б.Г. Неопротерозойские ледниковые покровы Сибирской платформы: U-PB-LA-ICP-MS датировка обломочных цирконов большепатомской свиты и геотектоническое положение источников сноса // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2011, т. 19, № 6, с. 105—112.

Щацкий В.С., Ситникова Е.С., Томиленко А.А., Рагозин А.Л., Козьменко О.А., Ягоутц Э. Эклогит-гнейсовый комплекс Муйской глыбы (Восточная Сибирь): возраст, минералогия, геохимия, петрология // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (6), с. 657—682.

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

Язмир М.М., Далматов Б.А., Язмир И.К. Атлас фауны и флоры палеозоя и мезозоя Бурятской АССР. М., Недра, 1975, 181 с.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Рыцк Е.Ю., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Ранние стадии формирования Палеоазиатского океана: результаты геохронологических, изотопных и геохимических исследований позднерифейских и венд-кембрийских комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН, 2006, т. 410, № 5, с. 657—662.

Badarch G., Cunningham W.D., Windley B.F. A new terrane subdivision for Mongolia: implications for the Phanerozoic crustal growth of Central Asia // J. Asian Earth Sci., 2002, v. 21, № 1, p. 87—110.

Demoux A., Kröner A., Badarch G., Jian P., Tomurhuu D., Wingate M.T.D. Zircon ages from the Baydrag block and the Bayankhongor Ophiolite Zone: time constraints on Late Neoproterozoic to Cambrian subduction- and accretion-related magmatism in central Mongolia // J. Geol., 2009, v. 117, № 4, p. 377—397.

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.

Dodson M.H., Compston W., Williams I.S., Wilson J.F. A search for ancient detrital zircons in Zimbabwean sediments // J. Geol. Society, London, 1988, v. 145, № 6, p. 977—983.

Gladkochub D., Pisarevsky S., Donskaya T., Natapov L., Mazukabzov A., Stanevich A., Sklyarov E. The Siberian Craton and its evolution in terms of the Rodinia hypothesis // Episodes, 2006a, v. 29, № 3, p. 169—174.

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 // *Precam. Res.*, 2006b, v. 147, № 3—4, p. 260—278.

Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Wingate M.T.D., Poller U., Kröner A., Fedorovsky V.S., Mazukabzov A.M., Todt W., Pisarevsky S.A. Petrology, geochronology, and tectonic implications of c. 500 Ma metamorphic and igneous rocks along the northern of the Central Asian Orogen (Olkhon terrane, Lake Baikal, Siberia) // *J. Geol. Society, London*, 2008, v. 165, № 1, p. 235—246.

Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Wingate M.T.D., Mazukabzov A.M., Pisarevsky S.A., Sklyarov E.V., Stanevich A.M. A one-billion-year gap in the Precambrian history of the southern Siberian Craton and the problem of the Transproterozoic supercontinent // *Amer. J. Sci.*, 2010a, v. 310, № 9, p. 812—825.

Gladkochub D.P., Pisarevsky S.A., Donskaya T.V., Ernst R.E., Wingate M.T.D., Söderlund U., Mazukabzov A.M., Sklyarov E.V., Hamilton M.A., Hanes J.A. Proterozoic mafic magmatism in Siberian craton: an overview and implications for paleocontinental reconstruction // *Precam. Res.*, 2010b, v. 183, № 3, p. 660—668.

Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. The application of laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry to *in situ* U-Pb zircon geochronology // *Chem. Geol.*, 2004, v. 211, № 1—2, p. 47—69.

Khain E.V., Bibikova E.V., Kröner A., Zhuravlev D.Z., Sklyarov E.V., Fedotova A.A., Kravchenko-Berezhnoy I.R. The most ancient ophiolite of the Central Asian fold belt: U-Pb and Pb-Pb zircon ages for the Dunzhugur Complex, Eastern Sayan, Siberia, and geodynamic implications // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2002, v. 199, № 3—4, p. 311—325.

Kooijman E., Mezger K., Berndt J. Constraints on the U-Pb systematics of metamorphic rutile from *in situ* LA-ICP-MS analysis // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2010, v. 293, № 3—4, p. 321—330.

Kröner A., Tomurtogoo O., Badarch G., Windley B.F., Kozakov I.K. New zircon ages and significance for crustal evolution in Mongolia // *Assembly and breakup of Rodinia supercontinent: evidence from south Siberia. Guidebook and abstracts of the IGCP workshop* / Ed. E.V. Sklyarov. Irkutsk, Institute of the Earth's Crust SB RAS, 2001, p. 142—145.

Kuzmichev A.B., Bibikova E.V., Zhuravlev D.Z. Neoproterozoic (similar to 800 Ma) orogeny in the Tuva-Mongolia Massif (Siberia): island arc-continent collision at the northeast Rodinia margin // *Precam. Res.*, 2001, v. 110, № 1—4, p. 109—126.

Kuzmichev A.B., Sklyarov E.V., Postnikov A.V., Bibikova E.V. The Oka Belt (southern Siberia and northern Mongolia): a Neoproterozoic analog of the Japanese Shimanto Belt? // *Island Arc*, 2007, v. 16, № 2, p. 224—242.

Kuznetsov A.B., Ovchinnikova G.V., Gorokhov I.M., Letnikova E.F., Kaurova O.K., Konstantinova G.V. Age constraints on the Upper Proterozoic Baikal Group from combined Sr and Pb-Pb isotope data for the sedimentary carbonates of the Baikal type section, southeastern Siberia // *J. Asian Earth Sci.*, 2013, v. 62, p. 51—66.

Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins F.S., Davidson A., De Waele B., Ernst R.E., Fitzsimons I.C.W., Gladkochub D.P., Jacobs J., Karlstrom K.E., Lu S., Natapov L.M., Pease V., Pisarevsky S.A., Thrane K., Vernikovsky V. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis // *Precam. Res.*, 2008, v. 160, № 1—2, p. 179—210.

Meffre S., Large R.R., Scott R., Woodhead J., Chang Z., Gilbert S.E., Danyushevsky L.V., Maslennikov V., Hergt J.M. Age and pyrite Pb-isotopic composition of the giant Sukhoi Log sediment-hosted gold deposit, Russia // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2008, v. 72, № 9, p. 2377—2391.

Moczydlowska M., Nagovitsin K.E. Ediacaran radiation of organic-walled microbiota recorded in the Ura Formation, Patom Uplift, East Siberia // *Precam. Res.*, 2012, v. 198—199, p. 1—24.

Poller U., Gladkochub D., Donskaya T., Mazukabzov A., Sklyarov E., Todt W. Multistage magmatic and metamorphic evolution in the Southern Siberian Craton: Archean and Paleoproterozoic zircon ages revealed by SHRIMP and TIMS // *Precam. Res.*, 2005, v. 136, № 3—4, p. 353—368.

Rojas-Agramonte Y., Kröner A., Demoux A., Xia X., Wang W., Donskaya T., Liu D., Sun M. Detrital and xenocrystic zircon ages from Neoproterozoic to Palaeozoic arc terranes of Mongolia: significance for the origin of crustal fragments in the Central Asian Orogenic Belt // *Gondwana Res.*, 2011, v. 19, № 3, p. 751—763.

Salnikova E.B., Sergeev S.A., Kotov A.B., Yakovleva S.Z., Steiger R.H., Reznitskiy L.Z., Vasil'ev E.P. U-Pb zircon dating of granulite metamorphism in the Sludyanskiy complex, eastern Siberia // *Gondwana Res.*, 1998, v. 1, № 2, p. 195—205.

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) // *Precam. Res.*, 2003, v. 122, № 1—4, p. 359—377.

Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1975, v. 26, № 2, p. 207—221.

Vermeesch P. How many grains are needed for a provenance study? // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2004, v. 224, № 3—4, p. 441—541.

Windley B.F., Alexeiev D., Xiao W.J., Kröner A., Badarch G. Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt // *J. Geol. Society, London*, 2007, v. 164, № 1, p. 31—47.

Xiao W.J., Huang B.C., Han C.M., Sun S., Li J.L. A review of the western part of the Altaids: a key to understanding the architecture of accretionary orogens // *Gondwana Res.*, 2010, v. 18, № 2—3, p. 253—273.

*Поступила в редакцию
14 марта 2013 г.*