

## МЕЗОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ МАНТИЙНЫЙ ПЛЮМ ПОД СЕВЕРНОЙ ЧАСТЬЮ СИБИРСКОГО КРАТОНА

Д.П. Гладкочук<sup>1</sup>, Т.В. Донская<sup>1</sup>, А.М. Мазукабзов<sup>1</sup>, С.А. Писаревский<sup>2,3</sup>,  
Р.Е. Эрнст<sup>4,5,6</sup>, А.М. Станевич<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

<sup>2</sup> Australian Research Council Centre of Excellence for Core to Crust Fluid Systems (CCFS) and the Institute for Geoscience Research (TiGER), Department of Applied Geology, Curtin University, GPO Box U1987, Perth, WA 6845, Australia

<sup>3</sup> School of Earth and Environment, University of Western Australia, 35 Stirling Highway, Crawley, WA 6009, Australia

<sup>4</sup> Department of Earth Sciences, Carleton University, 1125 Colonel By Drive, Ottawa, ON K1S 5B6, Canada

<sup>5</sup> Томский государственный университет, 634050, г. Томск, пр. Ленина, 36, Россия

<sup>6</sup> Ernst Geosciences, 43 Margrave Ave., Ottawa, ON K1T 3Y2, Canada

Проведено изучение мезопротерозойских ( $1473 \pm 24$  млн лет) долеритов Оленекского выступа фундамента Сибирского кратона. Показано, что по комплексу петролого-геохимических характеристик изученные долериты отвечают составам типичных OIB, образованных при непосредственном участии вещества мантийного плюма. Долериты обнаруживают определенные вариации геохимических составов, которые могут быть объяснены различными степенями плавления единого источника. Сделан вывод о том, что родоначальные расплавы изученных пород были незначительно изменены процессами коровой контаминации, о чем свидетельствуют данные по изотопному составу Nd ( $\epsilon_{Nd}(T)$  от +0.6 до -0.8), а также присутствие в долеритах захваченных цирконов, принадлежащих к четырем возрастным группам (2564, 2111, 2053 и 1865 млн лет). С учетом того, что Сибирский кратон в структуре суперконтинента Нуна (Колумбия) располагался в относительной близости к Балтикой и кратонами Конго и Сан-Франциско, сделано предположение о том, что базитовые интрузии раннего мезопротерозоя (1500—1470 млн лет), присутствующие на всех перечисленных выше кратонах, принадлежат единой крупной магматической провинции (LIP), возникновение которой было связано с активностью суперплюма (или «горячего поля мантии»), обеспечившего подвод мантийного вещества к основанию литосферы. При этом центр суперплюма мог находиться под северной частью Сибирского кратона, где обнаружены базиты, в наибольшей степени отвечающие составу первичного мантийного источника.

*Долериты, геохимия, мантийный плюм, мезопротерозой, Оленекский выступ, Сибирский кратон, суперконтинент Нуна (Колумбия).*

## MESOPROTEROZOIC MANTLE PLUME BENEATH THE NORTHERN PART OF THE SIBERIAN CRATON

D.P. Gladkochub, T.V. Donskaya, A.M. Mazukabzov, S.A. Pisarevsky, R.E. Ernst, and A.M. Stanevich

The study of the Mesoproterozoic ( $1473 \pm 24$  Ma) dolerites of the Olenek uplift of the Siberian craton basement has shown their petrologic and geochemical similarity to typical OIB produced with the participation of a mantle plume. The dolerites are characterized by variations in geochemical composition explained by different degrees of melting of the same source. A conclusion is drawn that the parental melts of the rocks were slightly modified by crustal contamination, as evidenced from their Nd isotope composition ( $\epsilon_{Nd}(T) = +0.6$  to  $-0.8$ ) and the presence of inherited zircons of four ages (2564, 2111, 2053, and 1865 Ma). Since the Siberian craton in the structure of the Nuna supercontinent (Columbia) was located relatively close to the Baltic continent and the Congo and São Francisco cratons, we assume that the Early Mesoproterozoic mafic intrusions (1500–1470 Ma) of all these cratons belong to the same large igneous province (LIP). The province formation was related to the activity of superplume (or mantle hot field), which supplied mantle matter to the lithosphere basement. The superplume core was probably located beneath the northern part of the Siberian craton, where basites are compositionally most similar to the primary mantle source.

*Dolerites, geochemistry, mantle plume, Mesoproterozoic, Olenek uplift, Siberian craton, Nuna supercontinent (Columbia)*

## ВВЕДЕНИЕ

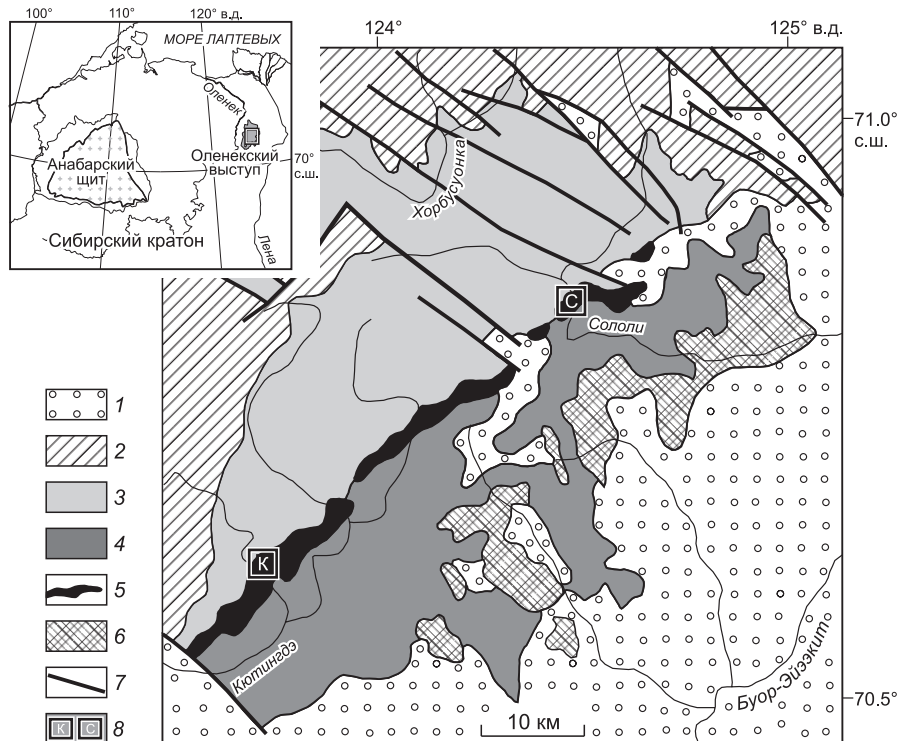
Свидетельства магматической активности и масштабных тектонических перестроек на интервале геологической истории от позднего палеопротерозоя (1.70 млрд лет) до криогения (средней части нео-

протерозоя) крайне ограниченно представлены на древних кратонах. Это наблюдение стало одним из аргументов, позволивших рассматривать данный отрезок геологической истории как «период глобальной неопределенности» [Гладкочуб и др., 2008; Gladkochub et al., 2010a], «скучный миллиард лет» [Roberts, 2013] или как «Земля среднего возраста» [Cawood, Hawkesworth, 2014]. Примечательно, что этот интервал отвечает времени существования двух суперконтинентов: Нуна (или Колумбия), образовавшегося между 1.8 и 1.6 млрд лет и частично распавшегося между 1.4 и 1.2 млрд лет [Rogers, Santosh, 2009; Pisarevsky et al., 2014], и Родиния [Li et al., 2008], сформировавшегося между 1.1 и 0.9 млрд лет и распавшегося после 0.8 млрд лет. В связи с крайней ограниченностью знаний об особенностях геологического развития Земли в течение рассматриваемого интервала времени, огромный интерес представляют любые магматические комплексы, возраст которых отвечает этому «скучному миллиарду лет». Большая часть данного загадочного интервала соответствует мезопротерозою, или нижнему и среднему рифею (согласно стратиграфической шкале, принятой в СССР и России).

На площади Сибирского кратона на сегодняшний день известно лишь несколько магматических комплексов, чей мезопротерозойский возраст подтвержден надежными геохронологическими датировками. Кроме даек и силлов, локализованных в пределах восточного фланга кратона в рифейских разрезах Сетте-Дабана ( $1339 \pm 54$  млн лет [Khudoley et al., 2007] и  $1005\text{—}974$  млн лет [Rainbird et al., 1998]), интрузивные комплексы этого возрастного интервала известны еще и в северных областях Сибирского кратона. В частности, мезопротерозойские дайки ( $1513 \pm 51$  [Веселовский и др., 2006] и  $1503 \pm 5$  млн лет [Ernst et al., 2000]) присутствуют на площади Анабарского щита, а также в Уджинском авлакогене ( $1074 \pm 11$  млн лет [Гладкочуб и др., 2009]). В пределах Оленекского выступа фундамента также отмечены базитовые интрузии мезопротерозойского возраста, ставшие предметом исследований, результаты которых приводятся в данной статье.

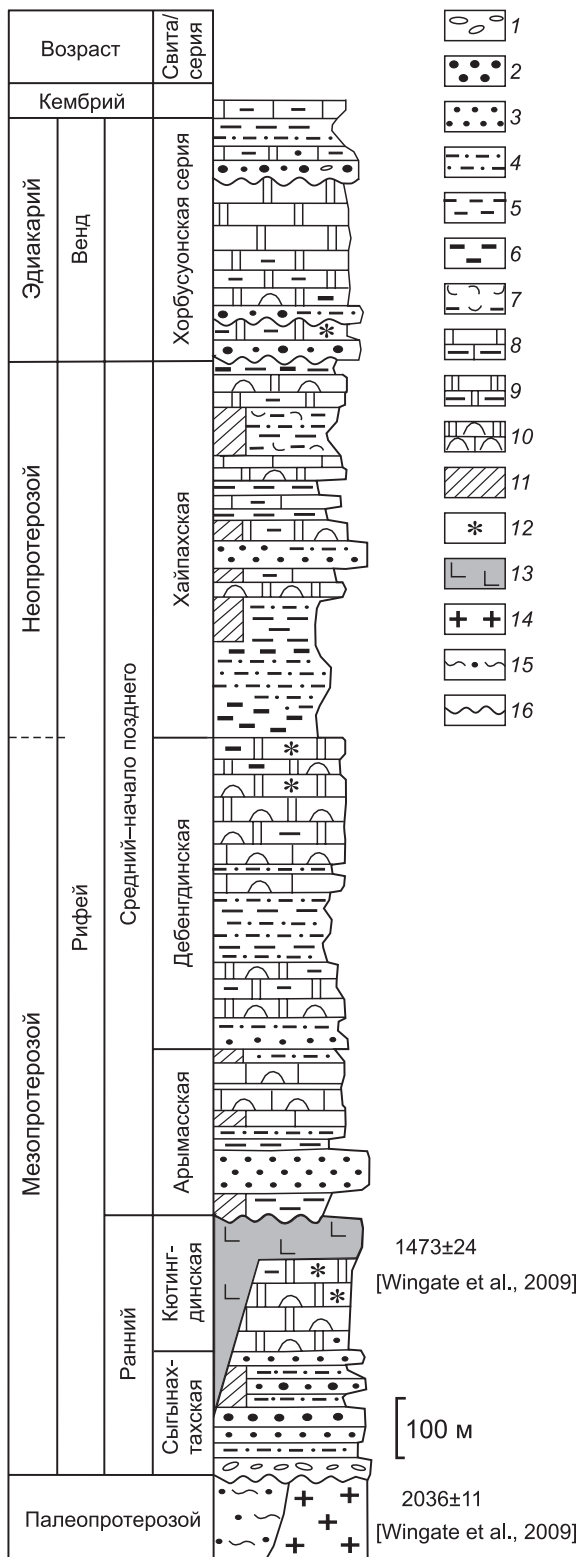
### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

Район исследования пространственно приурочен к Оленекскому выступу (или провинции) фундамента Сибирского кратона (рис. 1) [Розен, 2003; Gladkochub et al., 2006]. Оленекская провинция с запада (в современных координатах) граничит с Анабарской провинцией по Билляхской коллизионной зоне, возраст формирования которой оценивается по времени проявления гранулитового метаморфизма от-



**Рис. 1. Схема геологического строения Оленекского выступа фундамента Сибирского кратона.**

1 — фанерозойский осадочный чехол; 2 — хорбусуонская серия (эдиакарий); 3 — арымасская, дебенгдинская и хайпахская свиты объединенные (мезопротерозой); 4 — сыгнахтахская и кютингдинская свиты объединенные (мезопротерозой); 5 — силлы долеритов (мезопротерозой); 6 — фундамент (гранитоиды, метаосадочные породы) (палеопротерозой); 7 — разломы; 8 — участки отбора проб (К — р. Кютингдэ, С — р. Сололи). На врезке показано местоположение района исследований.



**Рис. 2. Стратиграфическая последовательность протерозойских отложений Оленекского выступа фундамента Сибирского кратона.**

1 — конгломераты; 2 — гравелиты; 3 — песчаники; 4 — алевролиты; 5 — аргиллиты; 6 — знак углеродистости пород; 7 — туфогенные осадки; 8 — известняки, известняки алевритовые, переслаивание известняков и алевролитов; 9 — доломиты, доломиты алевритовые, переслаивание доломитов и алевролитов; 10 — известняки и доломиты строматолитовые; 11 — красноцветные отложения; 12 — сингенетическое кремнение; 13 — долериты; 14 — гранитоиды; 15 — метаосадочные породы; 16 — несогласное залегание.

ложений хапчанской серии, располагающейся в краевой части Билляхской зоны, как  $1.97 \pm 0.02$  млрд лет [Бибикова и др., 1988].

В строении Оленекского выступа породы фундамента представлены образованиями эекитской свиты (метапесчаниками, филлитовидными сланцами, металевролитами), метаморфизованными в условиях зеленосланцевой фации, а также гранитоидами оленекского комплекса, которые секут складчатую структуру эекитской серии и на основании этого относятся к постдеформационному типу (см. рис. 1). Гранитоиды представлены биотитовыми гранитами, гранодиоритами, диоритами, лейкогранитами.

Породы осадочного чехла в пределах Оленекского выступа (см. рис. 1, 2) окаймляют выступ фундамента и слагают моноклинал, полого погружающийся в западном и северном направлениях [Шпунт и др., 1979, 1982; Шенфиль, 1991]. Угол наклона слоев в моноклинали колеблется от 5 до 12°. Участками моноклинал осложнена малоамплитудными флексурами северо-восточной ориентировки, часто сочетающимися с разломами. Углы наклона слоев в смыкающем крыле флексуры достигают 60°. Нижние горизонты протерозойского осадочного чехла представлены образованиями сыгнахтахской и кютингдинской свит, в составе которых выделяются субконтинентальные дельтовые отложения (сыгнахтахская свита), переходящие в ритмично построенные прибрежные мелководные фации (кютингдинская свита).

Сыгнахтахская свита с угловым несогласием залегает непосредственно на образованиях эекитской свиты и гранитоидах оленекского комплекса. Сложена кварцевыми мелкогалечными конгломератами, гравелитами, кварцевыми глауконитсодержащими песчаниками.

Сыгнахтахскую свиту согласно перекрывают породы кютингдинской свиты. Последняя сложена преимущественно доломитами, в нижней части розовато-серыми, вверху желтовато-серыми с черными

сингенетическими кремнями. Характерны разнообразные строматолиты [Шенфиль, 1991]. Отмечаются также редкие тонкие прослои алевролитов и аргиллитов. Осадочные образования кютингдинской свиты прорываются силлами долеритов.

Вышележащая довендская последовательность трех свит отражает мегацикл терригенно-карбонатного осадконакопления в условиях мелководного шельфа континентального моря (см. рис. 2). Базальные пестроцветные алевролиты и песчаники арымасской свиты повсеместно отделены от кютингдинской силлом долеритов, в связи с чем их взаимоотношения с последней не ясны [Шенфиль, 1991]. Но,

учитывая нижеприведенные радиохронологические данные, скорее всего, их формирование разделял существенный возрастной интервал. Нижняя и средняя части арымасской свиты представлены кварцевыми глауконитсодержащими песчаниками и алевролитами. Верхняя часть сложена преимущественно строматолитовыми известняками и доломитами со слоями песчаников и алевролитов с глауконитом.

Дебенгдинская свита согласно залегает на арымасской и согласно перекрывается хайпахской [Шенфиль и др., 1988; Шенфиль, 1991]. Нижняя часть дебенгдинской свиты сложена кварцевыми песчаниками с глауконитом, алевролитами с линзами и слоями строматолитовых известняков. Последние преобладают в верхней части свиты, образуя мощные биостромы. Хайпахская свита характеризуется набором ритмичных циклов, сложенных пестроцветными глауконит-кварцевыми алевролитами и песчаниками, доломитами и известняками со строматолитами.

Вендский (эдиакарский) чехол на площади Оленекского выступа представлен алевролитами, аргиллитами, песчаниками и доломитами хорбусуонской серии, которая с размывом (с конгломератами и гравелитами в основании) залегает на нижележащих отложениях позднего рифея (криогения).

Долериты на рассматриваемой площади слагают мощный протяженный силл, прослеживающийся в северо-восточном направлении из района впадения р. Улахан-Юеттээх в р. Кютингдэ до бассейна р. Сололи на расстояние более 22 км. Мощность силла достигает 70—100 м. На существующих геологических картах этот силл помещается непосредственно в область контакта образований кютингдинской и арымасской свит. Однако имеющиеся геологические наблюдения, а именно хорошо проявленные контактовые изменения в породах кютингдинской свиты на границе с долеритами и отсутствие контактовых изменений в породах арымасской свиты, позволяют предполагать, что силл долеритов прорывает образования кютингдинской свиты, а породы арымасской свиты залегают уже на его эродированной поверхности.

#### **ВОЗРАСТНАЯ ПОЗИЦИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ ПОРОД ОЛЕНЕКСКОГО ВЫСТУПА**

Долгое время разноречивость геохронологических данных, полученных разными методами, оставяла спорным возрастное положение докембрийских пород Оленекского выступа. Так, для пород фундамента имелись лишь две датировки, полученные К/Аг методом по слюдам, а именно 1.98 млрд лет для метапесчаников экинской свиты и 2080—2050 млн лет для пегматита и порфириовидного гранита оленекского комплекса [Крылов и др., 1963]. В последующем для гранитов этого комплекса была получена надежная оценка возраста U-Pb методом по циркону —  $2036 \pm 11$  млн лет [Wingate et al., 2009].

Возраст пород докембрийского осадочного чехла оценивался на основании датирования строматолитов К-Аг методом. Так, возраст отложений сыгынахтакской и кютингдинской свит определялся как нижнерифейский — 1440—1330 млн лет; возраст арымасской свиты как среднерифейский — 1220—1170 млн лет, а возраст дебенгдинской и хайпахской свиты как средневерхнерифейский — 1140—900 млн лет [Пономарчук и др., 1994]. Изотопные исследования глинистых фракций Rb-Sr и К-Аг методами [Горохов и др., 2006] показали большую вероятность формирования отложений дебенгдинской свиты в интервале 1300—1200 млн лет. Вместе с тем нельзя исключить влияния на последний результат терригенной примеси, удревняющей возраст осадконакопления [Хоментовский, 2006]. Имеющиеся данные позволяют предположить существование единого крупного, относительно непрерывного арымасско-дебенгдинско-хайпахского цикла осадконакопления в возрастном интервале 1220—900 млн лет.

Долгое время неоднозначной представлялась возрастная позиция долеритов, слагающих мощный протяженный силл в западной части Оленекского выступа. На различных геологических картах возраст этих пород принимался как позднепротерозойский (в районе р. Кютингдэ) или пермь-триасовый (в районе р. Сололи). Для корректного решения вопроса о возрасте этих долеритов было выполнено U-Pb изотопное датирование выделенных из рассматриваемых базитов цирконов и бадделеитов методом определения возраста единичных зерен на ионном масс-спектрометре SHRIMP-II.

По цирконам был получен интересный материал для обсуждения особенностей строения фундамента кратона и эволюции базитового расплава (что будет рассматриваться ниже), но результаты оказались совершенно неинформативными с точки зрения установления возраста долеритов. Всего для изучения возраста цирконов, присутствующих в исследуемых породах, было выполнено 31 измерение по 25 зернам из обр. GAB-1 и 9 измерений по 6 зернам из обр. 03165. Описание методики измерений и таблица полученных результатов приведены в работе [Wingate et al., 2009]. Для значительной части проанализированных цирконов были зафиксированы потери радиогенного свинца, вызвавшие дискордантность полученных результатов. Исключив эти результаты и используя только близкоконтрактные значения, был сделан вывод о том, что все проанализированные цирконы в обоих образцах являются захваченными и группируются в четыре возрастных кластера: 2564, 2111, 2053 и 1865 млн лет. Примечательно, что источник лишь одной из выделившихся групп цирконов, а именно 2053 млн лет, может быть проинтерпретирован с достаточной долей уверенности. По-видимому, эти цирконы были



захвачены из гранитов оленекского комплекса, располагающихся в регионе развития рассматриваемых базитов. Источники цирконов для оставшихся возрастных групп, отражающие определенные события, имевшие место в фундаменте Оленекского выступа, не представлены на его современном эрозионном срезе. Вероятно, эти цирконы были захвачены из геологических комплексов, присутствующих в глубинных горизонтах фундамента Сибирского кратона.

Параллельно с изучением возраста цирконов было выполнено изотопное (SHRIMP-II) датирование бадделейта, выделенного из обр. GAB-1. Принимая во внимание то, что бадделейт в мафических интрузиях практически никогда не бывает захваченным [Krogh et al., 1987; Heaman, Lecheminant, 1993], полученное значение ( $1473 \pm 24$  млн лет) было проинтерпретировано как оценка возраста кристаллизации бадделейта и, следовательно, как возраст рассматриваемых долеритов. Полученное значение ставит под сомнение валидность ранее полученных оценок возраста сыгынахтажской и кютингдинской свит [Пономарчук и др., 1994], указывая на необходимость проведения для этих осадочных толщ современных, более качественных (нежели К-Аг по строматолитам) геохронологических исследований.

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Представительные образцы долеритов оленекского комплекса (24 пробы) были проанализированы на содержание петрогенных оксидов, редких и редкоземельных элементов. Для трех образцов было выполнено определение изотопного состава Nd. Участки отбора проб на петрогеохимические и изотопно-геохимические исследования показаны на рис. 1.

Содержания основных петрогенных оксидов определяли методом силикатного анализа в ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН (аналитики Н.Ю. Царева, Е.Г. Колтунова), Co, Ni, Sc, V, Cr — методом спектрального анализа в ИЗК СО РАН (аналитики В.В. Щербань, А.В. Наумова). Определение содержаний остальных редких и редкоземельных элементов было выполнено методом ICP-MS в Байкальском ЦКП ИИЦ СО РАН на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500ce (Agilent Technologies Inc., США) (аналитик С.В. Пантеева). Калибровку прибора осуществляли по международным стандартам BHVO-1, DNC-1, JB-2, W-2. Ошибка определений редких и редкоземельных элементов методом ICP-MS составляла не более 5 %.

Определения содержаний Sm и Nd и изотопного состава Nd для трех проб были выполнены в Геологическом институте КНЦ РАН, г. Апатиты. Подготовку проб для изотопного анализа проводили по методике, опубликованной в работе Т.Б. Баяновой [2004]. Изотопный состав Nd и концентрации Sm и Nd были измерены на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-262 (RPQ) в статическом режиме. Холостое внутривлабораторное загрязнение за время исследований составляло 0.06 нг для Sm, 0.3 нг для Nd. Ошибки воспроизводимости определений изотопных отношений  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = \pm 0.2\%$  ( $2\sigma$ ),  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = \pm 0.003\%$  ( $2\sigma$ ). Точность определения концентраций Sm и Nd составила  $\pm 0.2\%$  ( $2\sigma$ ). Измеренные отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  нормализованы к  $^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.251578$ , что соответствует  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ , и приведены к отношению  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511860$  в Nd-стандарте La Jolla. Средневзвешенное значение  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  в Nd-стандарте La Jolla за период измерений составило  $0.511833 \pm 14$  ( $n = 11$ ).

При расчете величин  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  и модельного возраста  $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$  использованы современные значения CHUR, по [Jacobsen, Wasserburg, 1984] ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$ ,  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$ ), и DM, по [Goldstein, Jacobsen, 1988] ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$ ,  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2136$ ).

## ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА МЕЗОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ДОЛЕРИТОВ

Породы основного состава, слагающие силл в западной части Оленекского выступа, представлены преимущественно долеритами массивной, изредка миндалекаменной текстуры. Структура пород в основном офитовая, пойкилоофитовая, долеритовая. Главными минералами долеритов являются плагиоклаз и пироксен. Второстепенные минералы представлены главным образом рудным минералом, доля которого в долеритах иногда достигает 9 %. Среди акцессорных минералов отмечаются сфен, циркон, бадделейт.

Долериты в большинстве случаев претерпели изменения в результате воздействия вторичных процессов. Плагиоклазы интенсивно сосюритизированы и альбитизированы. Пироксены часто замещаются вторичным амфиболом, который, в свою очередь, замещается биотитом и частично хлоритом. В некоторых разностях пироксены замещаются эпидотом. В отдельных образцах был отмечен кальцит, развивающийся по микротрещинам. В изредка встречающихся долеритах с миндалекаменной текстурой миндалины заполнены тремолит-актинолитовым агрегатом, кальцитом в ассоциации с кварцем, цеолитами, хлоритом.

Долериты обнаруживают содержания  $\text{SiO}_2 = 45.3\text{—}51.6$  мас. % и  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) = 2.29\text{—}5.01$  мас. % (табл. 1). На классификационной диаграмме  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{—SiO}_2$  [Петрографический кодекс...,

Таблица 1. Химический состав представительных разностей мезопротерозойских долеритов Оленекского выступа фундамента Сибирского кратона

Компонент	р. Кютингдэ								
	Участок 1			Участок 2			Участок 3		
	03149	03150	03152	03154	03155	03156	03157	03159	03160
SiO <sub>2</sub> , мас. %	45.31	45.48	49.14	51.46	50.37	51.63	48.00	47.61	47.79
TiO <sub>2</sub>	2.25	2.19	2.32	2.21	2.25	2.30	2.42	2.31	2.06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.50	14.40	13.50	12.60	12.70	12.85	13.55	14.20	14.90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.65	4.68	4.07	2.50	3.75	3.49	3.98	3.15	3.05
FeO	7.01	6.74	8.90	9.51	8.49	8.22	8.70	9.51	9.30
MnO	0.20	0.24	0.22	0.20	0.18	0.18	0.17	0.15	0.16
MgO	5.81	5.33	5.98	6.82	7.00	6.68	6.31	6.79	6.98
CaO	9.28	12.39	10.04	5.92	5.74	6.18	8.90	8.51	8.19
Na <sub>2</sub> O	2.23	2.18	2.14	4.09	3.89	3.91	3.38	3.55	3.38
K <sub>2</sub> O	0.39	0.24	0.34	0.70	0.72	0.77	0.98	0.62	0.62
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.23	0.21	0.24	0.21	0.21	0.21	0.23	0.20	0.18
П.п.п.	4.47	2.35	2.16	3.27	3.79	3.29	2.90	3.37	3.25
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.47	0.62	0.51	0.56	0.64	0.66	0.49	0.32	0.31
CO <sub>2</sub>	4.95	2.86	0.44	0.22	0.11	< 0.06	0.08	< 0.06	< 0.06
Сумма	99.75	99.91	100.00	100.27	99.84	100.37	100.09	100.29	100.17
Co, г/т	51	67	44	52	54	42	51	49	54
Ni	140	200	110	130	110	110	140	140	170
Sc	35	45	32	36	34	30	31	32	25
V	190	210	170	200	200	160	190	170	140
Cr	110	63	84	90	100	80	100	62	49
Rb	10.91	4.19	8.20	11.88	11.94	13.90	22.32	15.67	12.90
Sr	214.66	360.64	302.77	142.36	144.15	170.55	312.33	334.80	381.95
Y	27.12	30.25	31.97	28.94	29.05	28.37	34.62	26.93	24.18
Zr	163.21	152.43	177.77	153.97	154.15	153.93	183.36	140.16	121.78
Nb	11.62	11.49	12.54	11.58	12.04	10.70	14.44	14.72	14.23
Ba	203.59	144.05	149.81	902.92	989.30	1446.80	388.60	264.13	367.80
La	17.95	17.36	18.92	15.96	16.56	16.75	20.31	15.70	15.00
Ce	39.14	38.81	41.44	35.44	37.19	37.36	44.12	35.59	32.80
Pr	5.14	4.94	5.34	4.78	5.01	4.69	5.68	4.60	4.21
Nd	21.81	21.96	24.08	20.85	21.41	21.16	24.85	19.90	17.39
Sm	5.53	5.78	5.88	5.29	5.04	5.27	6.16	4.99	4.35
Eu	1.77	1.85	1.76	1.26	1.52	1.50	1.79	1.57	1.44
Gd	4.68	5.08	4.98	4.69	4.60	4.45	5.23	5.01	4.18
Tb	0.71	0.73	0.80	0.67	0.70	0.68	0.80	0.76	0.69
Dy	3.90	4.10	4.41	4.05	4.08	3.87	4.51	4.15	3.82
Ho	0.77	0.81	0.92	0.81	0.83	0.79	0.94	0.80	0.73
Er	2.18	2.34	2.54	2.17	2.27	2.14	2.70	2.33	2.12
Tm	0.33	0.34	0.37	0.32	0.32	0.32	0.38	0.32	0.29
Yb	2.05	1.95	2.09	1.98	2.00	2.10	2.32	2.07	1.85
Lu	0.28	0.30	0.34	0.29	0.31	0.30	0.33	0.32	0.30
Hf	3.26	2.91	3.54	3.10	3.20	3.24	3.58	2.97	2.63
Ta	1.08	1.02	1.13	1.12	1.05	1.05	1.23	1.40	1.31
Th	1.54	1.37	1.57	1.46	1.46	1.48	1.51	1.41	1.29
U	0.41	0.38	0.37	0.34	0.34	0.35	0.42	0.31	0.29
mg#	54.2	50.5	50.0	54.9	55.3	55.2	51.9	53.6	54.9
(La/Yb) <sub>n</sub>	5.7	5.8	5.9	5.2	5.4	5.1	5.7	4.9	5.3
Eu/Eu*	1.08	1.05	1.01	0.78	0.97	0.95	0.97	0.97	1.04
(Th/La) <sub>PM</sub>	0.69	0.64	0.67	0.74	0.71	0.72	0.60	0.72	0.70
(La/Nb) <sub>PM</sub>	1.60	1.57	1.57	1.43	1.43	1.62	1.46	1.11	1.09
(Th/Nb) <sub>PM</sub>	1.11	1.00	1.05	1.06	1.02	1.16	0.88	0.80	0.76
(Th/U) <sub>PM</sub>	0.92	0.90	1.03	1.06	1.06	1.04	0.89	1.12	1.09

Компонент	р. Кютингдэ			р. Сололи					
	Участок 4		Участок 5	Участок 6		Участок 7			
	03161	03162	13165	03172	03174	03176	03177	03178	03179
SiO <sub>2</sub> , мас. %	47.79	48.03	47.92	47.27	48.62	49.62	50.37	50.15	48.70
TiO <sub>2</sub>	2.41	2.39	2.40	2.47	2.49	3.29	3.09	3.10	3.09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.75	13.75	13.90	14.10	13.75	12.60	12.75	12.80	13.00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.90	1.87	3.53	3.94	3.83	7.88	7.48	6.50	6.43
FeO	9.02	10.10	9.27	8.60	8.97	6.21	6.65	8.00	8.25
MnO	0.16	0.15	0.17	0.21	0.18	0.18	0.20	0.18	0.19
MgO	6.21	6.45	6.56	5.47	6.20	4.44	4.46	4.51	4.90
CaO	7.85	8.74	8.51	10.70	10.08	7.69	7.02	7.49	8.25
Na <sub>2</sub> O	3.42	3.58	3.60	2.21	2.31	2.64	2.69	2.80	2.69
K <sub>2</sub> O	1.59	0.85	0.86	0.12	0.27	1.33	1.26	1.29	0.87
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.22	0.22	0.22	0.23	0.23	0.45	0.45	0.45	0.41
П.п.п.	3.29	3.25	3.13	2.52	2.42	2.26	2.65	2.25	2.81
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.37	0.24	0.33	0.80	0.68	1.08	1.10	0.80	0.68
CO <sub>2</sub>	< 0.06	< 0.06	< 0.06	1.32	0.11	0.08	< 0.06	0.11	< 0.06
Сумма	99.98	99.62	100.40	99.96	100.14	99.75	100.17	100.43	100.27
Co, г/т	45	53	58	59	69	53	48	53	61
Ni	140	150	170	140	150	61	54	63	84
Sc	30	37	33	41	51	40	32	42	43
V	160	160	190	420	380	310	310	290	270
Cr	61	91	100	91	99	16	13	13	24
Rb	31.25	19.66	19.50	2.93	11.63	33.92	31.50	28.16	17.21
Sr	331.01	315.80	262.17	344.70	391.36	598.65	807.32	500.91	632.41
Y	30.94	32.14	28.51	30.71	32.75	51.71	49.09	51.83	46.94
Zr	165.71	174.74	148.89	158.05	176.75	338.19	330.96	346.71	307.71
Nb	14.55	18.26	14.42	16.85	19.27	39.80	40.44	33.41	27.73
Ba	469.75	377.11	331.64	213.48	571.55	828.39	1149.00	864.22	1911.31
La	18.93	18.78	17.79	19.64	17.99	42.40	41.97	40.05	36.50
Ce	41.96	40.97	39.03	42.62	40.23	90.36	90.97	93.56	85.70
Pr	5.31	5.16	5.00	5.45	5.01	11.19	11.25	11.47	10.59
Nd	22.61	22.55	21.27	22.89	21.54	46.69	45.82	49.77	44.95
Sm	5.15	5.49	4.84	5.30	5.36	10.77	10.40	10.60	9.42
Eu	1.64	1.73	1.61	1.77	1.61	3.15	3.19	3.04	2.84
Gd	5.02	5.21	5.02	5.16	5.06	9.79	9.55	9.58	8.23
Tb	0.80	0.83	0.76	0.85	0.80	1.51	1.47	1.48	1.20
Dy	4.58	4.80	4.38	4.55	4.39	7.71	7.51	7.61	6.87
Ho	0.86	0.88	0.84	0.90	0.81	1.48	1.47	1.61	1.47
Er	2.38	2.42	2.50	2.50	2.43	4.07	3.83	4.04	3.86
Tm	0.36	0.34	0.30	0.34	0.30	0.55	0.54	0.56	0.51
Yb	2.17	2.08	2.10	2.12	2.04	3.38	3.46	3.50	3.31
Lu	0.34	0.35	0.31	0.35	0.31	0.53	0.51	0.50	0.45
Hf	3.58	3.27	3.19	3.66	3.05	6.51	6.68	6.57	6.02
Ta	1.37	1.45	1.47	1.75	1.41	3.34	3.75	2.70	2.45
Th	1.58	1.56	1.50	1.59	1.34	4.01	4.05	4.25	3.70
U	0.37	0.41	0.36	0.43	0.31	0.95	0.96	0.95	0.77
mg#	51.0	53.4	52.5	48.6	51.2	41.2	41.1	40.6	42.3
(La/Yb) <sub>n</sub>	5.7	5.8	5.5	6.0	5.7	8.1	7.8	7.4	7.1
Eu/Eu*	1.00	1.00	1.01	1.04	0.96	0.94	0.99	0.93	0.99
(Th/La) <sub>PM</sub>	0.68	0.67	0.68	0.65	0.60	0.76	0.78	0.86	0.82
(La/Nb) <sub>PM</sub>	1.35	1.07	1.28	1.21	0.97	1.11	1.08	1.24	1.37
(Th/Nb) <sub>PM</sub>	0.91	0.71	0.88	0.79	0.58	0.85	0.84	1.07	1.12
(Th/U) <sub>PM</sub>	1.06	0.94	1.02	0.91	1.05	1.05	1.04	1.11	1.18

р. Сополи					
Участок 8	Участок 9	Участок 10	Участок 11	Участок 12	Участок 13
03180	03181	03182	03183	03192	03193
49.06	46.91	50.28	48.00	50.12	48.22
2.50	2.62	3.13	2.50	3.08	2.44
13.75	14.55	12.80	13.90	12.50	13.90
3.71	6.17	5.18	4.81	6.45	3.68
9.15	6.49	8.82	8.63	8.12	6.68
0.18	0.15	0.19	0.14	0.15	0.18
5.92	6.02	4.63	5.88	4.99	4.62
10.04	9.56	8.29	9.96	7.41	11.99
2.39	2.17	2.68	2.17	2.58	2.27
0.40	0.14	0.20	0.12	1.16	0.33
0.23	0.24	0.43	0.23	0.44	0.24
2.20	2.74	2.00	2.47	2.37	1.98
0.51	1.86	0.58	0.88	0.58	0.56
0.08	0.33	0.66	0.22	0.39	2.86
100.12	99.95	99.87	99.91	100.34	99.95
68	72	56	64	43	50
150	160	70	150	70	140
47	50	35	42	39	41
320	370	330	370	390	340
110	110	16	100	17	91
8.16	2.41	29.82	2.35	21.86	4.74
393.40	342.41	406.64	373.98	410.67	373.49
32.76	33.66	49.90	33.17	44.73	31.52
176.44	179.94	333.77	169.58	331.84	178.61
13.26	15.59	30.69	13.38	30.20	14.22
748.98	749.65	606.43	321.10	489.60	417.58
18.28	17.59	40.16	18.03	35.42	16.55
43.83	42.10	91.80	43.22	81.95	39.10
5.48	5.24	11.43	5.56	10.15	5.18
24.60	23.29	48.81	25.03	45.23	21.96
5.70	5.34	10.35	5.43	9.12	5.34
1.77	1.77	3.03	1.71	2.75	1.70
5.36	5.02	9.11	5.27	8.52	5.18
0.84	0.78	1.45	0.83	1.29	0.79
5.01	4.64	7.62	5.14	6.87	4.55
1.07	1.03	1.65	1.07	1.40	0.98
2.75	2.46	3.93	2.69	3.50	2.43
0.38	0.37	0.55	0.36	0.46	0.34
2.40	2.13	3.43	2.34	3.14	2.18
0.37	0.33	0.47	0.35	0.42	0.31
3.84	3.58	6.77	3.54	6.28	3.23
1.35	1.23	2.91	1.28	2.42	1.19
1.81	1.57	4.13	1.73	3.75	1.67
0.45	0.36	0.89	0.37	0.92	0.40
49.9	51.2	41.9	48.8	42.9	49.2
4.9	5.3	7.6	5.0	7.3	4.9
0.99	1.05	0.96	0.98	0.96	1.00
0.80	0.72	0.83	0.77	0.86	0.82
1.43	1.17	1.36	1.40	1.22	1.21
1.14	0.84	1.13	1.08	1.04	0.99
0.98	1.08	1.15	1.15	1.01	1.03

Примечание.  $mg\# = Mg \cdot 100 / (Mg + Fe^{2+})$ , где  $Mg = MgO / 40.31$ ,  $Fe^{2+} = (Fe_2O_3^* \cdot 0.8998 \cdot 0.85) / 71.85$ ;  $Eu_n / Eu^* = Eu_n / (\sqrt{(Sm \cdot Gd)_n})$ .  $n$  — значения нормализованы по составу хондрита [Wakita et al., 1970]. PM — значения нормализованы по составу примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989].



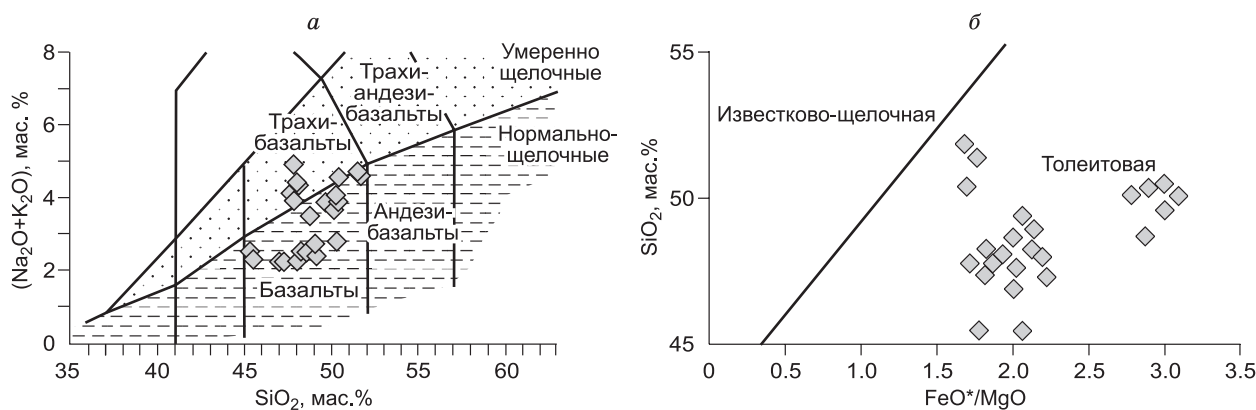


Рис. 3. Классификационные диаграммы  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{—SiO}_2$  [Петрографический кодекс..., 2009] (модифицированная после [Le Maitre, 1989]) (а) и  $\text{SiO}_2\text{—FeO}^*/\text{MgO}$  [Miyashiro, 1974] (б) для мезопротерозойских долеритов Оленекского выступа фундамента Сибирского кратона.

2009] (модифицированная после [Le Maitre, 1989]) фигуративные точки базитов расположились в полях базальтов и трахибазальтов (рис. 3, а). Исследованные породы представляют собой нормально- и умеренно щелочные разновидности. Долериты принадлежат к толеитовой серии (см. рис. 3, б). Рассматриваемые базиты характеризуются высокими содержаниями  $\text{FeO}^* = 10\text{—}14$  мас. %,  $\text{TiO}_2 = 2.06\text{—}3.29$  мас. % и  $\text{P}_2\text{O}_5 = 0.18\text{—}0.45$  мас. % (см. табл. 1).

Все проанализированные породы представляют собой дифференцированные разновидности, значения  $\text{mg}\#$  варьируются в них от 41 до 55 (рис. 4, см. табл. 1). Значимых отличий в значениях магнезиальности для пород, отобранных в пределах какого-либо одного участка, отмечено не было (см. табл. 1). На вариационных диаграммах (см. рис. 4) хорошо выделяются две группы пород с  $\text{mg}\# = 41\text{—}43$  и  $49\text{—}55$ , отличающихся друг от друга по содержанию как петрогенных оксидов ( $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ), так и редких элементов (Y, Zr, La, Nb, Th, Cr, Ni). Для долеритов с  $\text{mg}\# = 49\text{—}55$  корреляционные взаимоотношения не выявлены между  $\text{mg}\#$  и большинством ( $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , Zr, La, Nb, Th, (Cr + Ni)), и только слабо выраженные отрицательные корреляции намечаются между  $\text{mg}\#$  и Y (см. рис. 4). Что касается пород с  $\text{mg}\# = 41\text{—}43$ , то, несмотря на малый диапазон значений  $\text{mg}\#$  и небольшое количество точек на диаграммах, выявляются отрицательные корреляционные связи между  $\text{mg}\#$  и La, Y, Nb, Th и положительные между  $\text{mg}\#$  и (Cr + Ni). Породы обеих групп были отмечены только на участке Солולי, однако взаимоотношения между породами разных групп в исследованных обнажениях не установлены, так как породы каждой группы были изучены на отдельных участках (см. табл. 1).

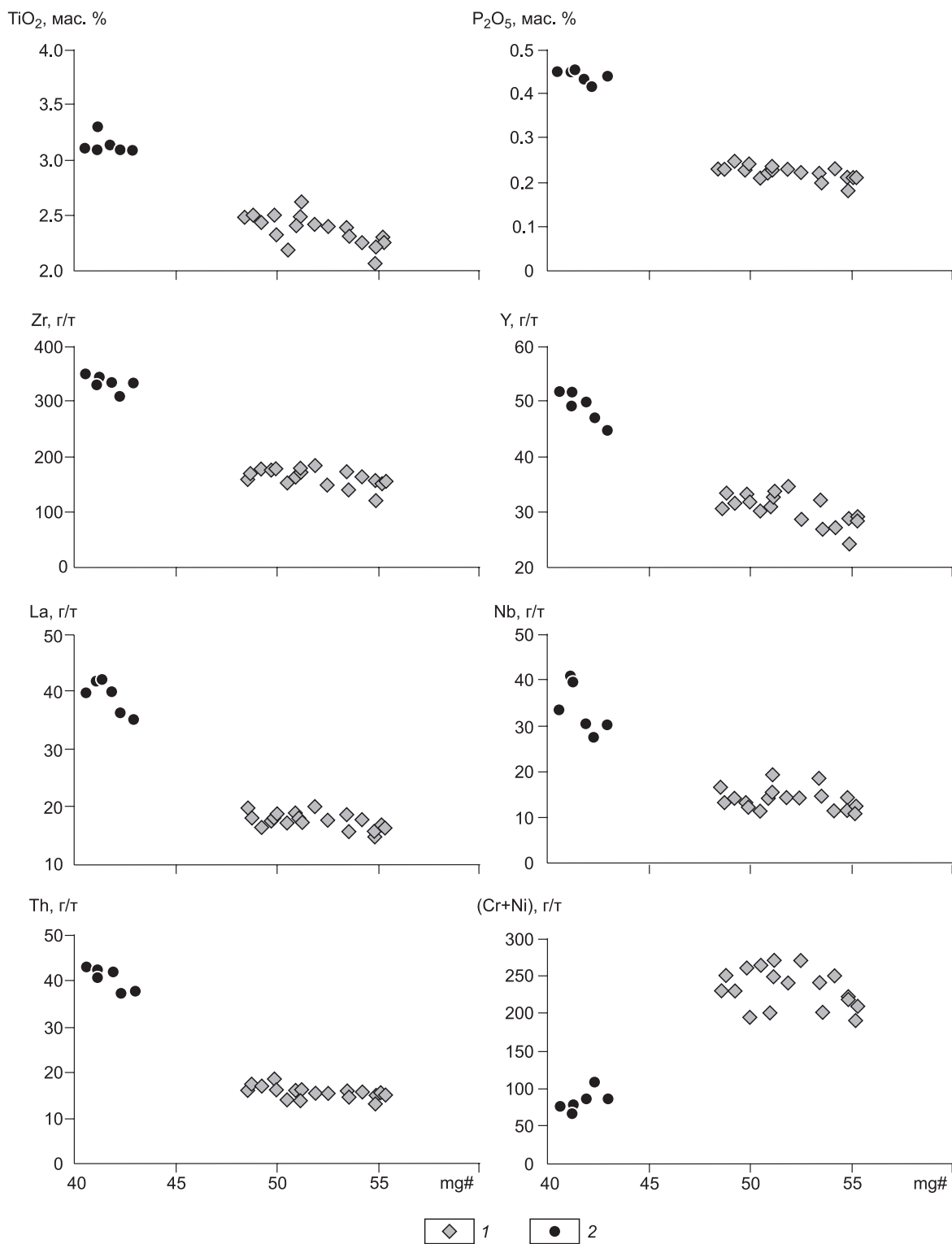
Исследованные долериты обнаруживают фракционированные спектры распределения редкоземельных элементов, при этом отличия в значениях  $(\text{La}/\text{Yb})_n$  отмечаются для пород с  $\text{mg}\# = 41\text{—}43$  и  $49\text{—}55$ , а именно 7.4—8.4 для первых и 5.1—6.2 для вторых (рис. 5, а, см. табл. 1). Европейская аномалия для всех изученных пород не характерна ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.78\text{—}1.07$ ) (см. рис. 5, а).

На нормированных по составу примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989] мультиэлементных спектрах долериты с  $\text{mg}\# = 41\text{—}43$  и  $49\text{—}55$  обнаруживают две группы спектров, в значительной степени параллельные друг другу (см. рис. 5, б). Варьирующие спектры и разброс значений элементов отмечаются только в области крупноионных литофильных элементов (Rb, Ba, K), что связано с мобильностью этих элементов в ходе вторичных преобразований пород. Исследованные образцы обнаруживают отсутствие аномалий по Nb-Ta и Ti. Мультиэлементные спектры пород с  $\text{mg}\# = 41\text{—}43$  по большинству элементов совпадают со спектром ОИВ (см. рис. 5, б).

Данные по изотопному составу Nd (табл. 2) показывают, что долериты характеризуются близкими измеренными значениями отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , которые варьируют от 0.512057 до 0.512144, а так-

Таблица 2. Sm-Nd изотопные данные для мезопротерозойских долеритов Оленекского выступа фундамента Сибирского кратона

Номер образца	Возраст, млн лет	Содержание, г/г		$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st})$ , млн лет
		Sm	Nd				
03159	1473	5.37	22.78	0.1424	0.512144 ± 22	0.6	1986
03160	1473	4.77	20.20	0.1426	0.512129 ± 22	0.3	2014
03165	1473	5.33	22.84	0.1411	0.512057 ± 21	-0.8	2106



**Рис. 4. Вариационные диаграммы mg#— $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , Zr, Y, La, Nb, Th, (Cr + Ni) для мезопротерозойских долеритов Оленекского выступа фундамента Сибирского кратона.**

1 — долериты с mg# = 49—55; 2 — долериты с mg# = 41—43.

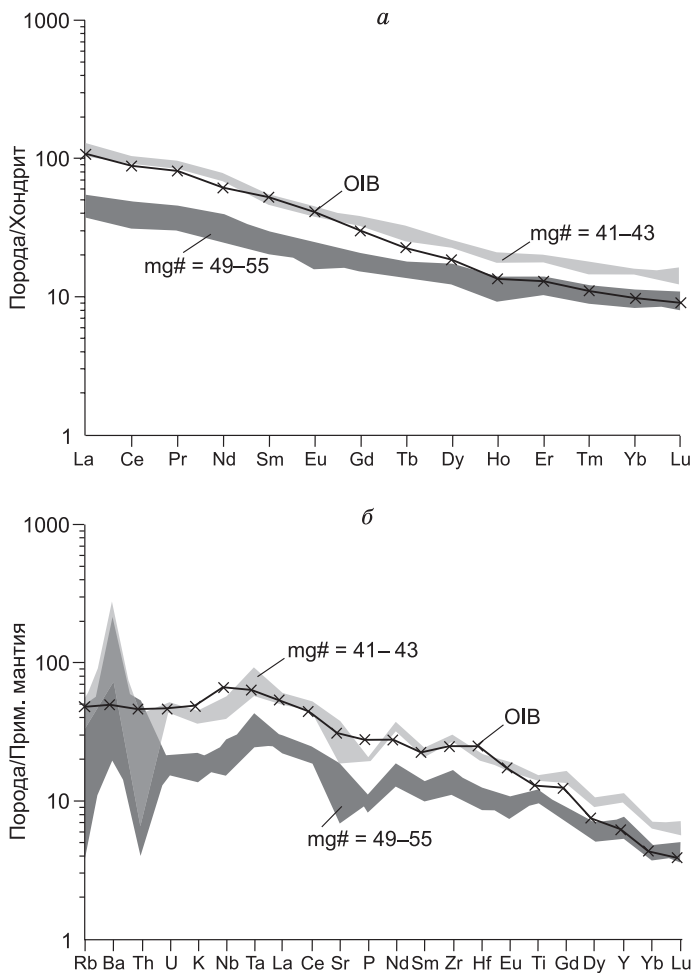


Рис. 5. Спектры распределения редкоземельных элементов, нормализованные к хондриту [Wakita et al., 1970], (а) и мультиэлементные спектры, нормализованные к составу примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989], (б) мезопротерозойских долеритов Оленекского выступа фундамента Сибирского кратона.

Спектры OIB показаны в соответствии с данными [Sun, McDonough, 1989].

же достаточно высокими отношениями  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  (0.1411—0.1426). Рассчитанные значения  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  составили +0.6...–0.8. Величины двухстадийного Nd модельного возраста ( $T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st})$ ) для исследованных образцов соответствуют интервалу 2.11—1.99 млрд лет.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

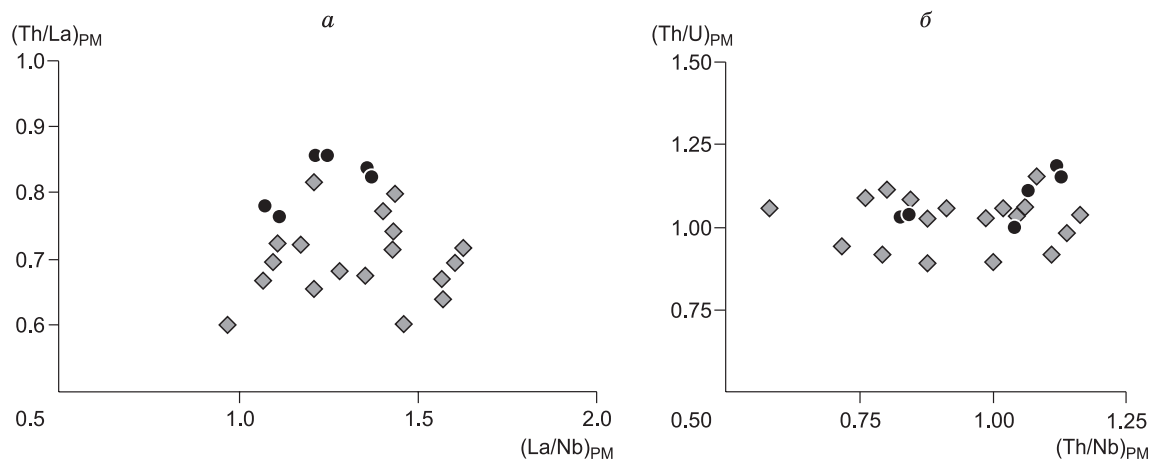
**Петрогенезис долеритов.** Несмотря на отмеченные вторичные преобразования исследованных долеритов и варьирующие концентрации LILE элементов (см. рис. 5, б), содержания редкоземельных и высокочarged элементов, а также Th и U могут рассматриваться как первичные характеристики этих пород. В частности, доказательством этого вывода является отсутствие корреляций между потерей при прокаливании

(п.п.п.) и Nb/La ( $r = 0.18$ ), п.п.п. и Th/Nb ( $r = 0.04$ ), а также хорошие корреляции между La и Nb ( $r = 0.96$ ), La и Th ( $r = 0.99$ ).

Исследованные долериты характеризуются различиями в содержаниях сильнонесовместимых элементов (La, Nb, Ta, Th, U) (см. табл. 1, рис. 5, б), но при этом обнаруживают близкие значения отношений этих элементов, которые не зависят от процессов частичного плавления и фракционной кристаллизации и, соответственно, могут отражать состав источника. Другими словами, близкие значения отношений  $(\text{Th}/\text{La})_{\text{PM}}$ ,  $(\text{La}/\text{Nb})_{\text{PM}}$ ,  $(\text{Th}/\text{Nb})_{\text{PM}}$ ,  $(\text{Th}/\text{U})_{\text{PM}}$  для пород с  $\text{mg}\# = 41\text{—}43$  и  $49\text{—}55$  указывают на то, что они могли формироваться в результате плавления единого источника (рис. 6). На это же указывает и параллельное расположение мультиэлементных спектров пород двух выделившихся групп (см. рис. 5, б).

Высокие содержания  $\text{FeO}^*$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , высокочarged и редкоземельных элементов (см. табл. 1, рис. 4, 7, а), а также формы мультиэлементных спектров и спектров распределения REE (см. рис. 5, а, б) указывают на близость составов исследованных долеритов базальтам океанических островов или континентальным рифтогенным базальтам. На диаграмме Th/Ta—La/Yb [Condie, 1997] фигуративные точки долеритов попадают в поля базальтов океанических островов Гавайского архипелага и Южной Атлантики или располагаются вблизи них (см. рис. 7, б), подтверждая, что их источник мог быть близок базальтам типа OIB. Умеренно высокие значения отношения Nb/Th в проанализированных породах (7.2—14.4) и достаточно низкие Zr/Nb (8.2—14.4) указывают на близость составов данных пород базальтам океанических островов и океанических плато (см. рис. 7, в), т.е. пород, формирование которых может быть связано с мантийным плюмом [Condie, 2005]. На диаграмме Nb/Y—Zr/Y [Condie, 2005] большинство точек составов долеритов попадает в поле пород, образование которых связано с плюмовым источником (см. рис. 7, з).

Отсутствие отрицательных аномалий по Nb-Ta, Eu, Ti на мультиэлементных спектрах и спектрах распределения REE (см. рис. 5, а, б) указывает на то, что исследуемые породы не обнаруживают геохимических признаков коровой контаминации мантийного источника. Об этом может свидетельствовать и отсутствие корреляции между  $\text{SiO}_2$  и  $(\text{La}/\text{Nb})_{\text{PM}}$  ( $r = 0$ ), а также значения отношения  $(\text{Th}/\text{La})_{\text{PM}} =$



**Рис. 6.** Диаграммы  $(Th/La)_{PM}$ — $(La/Nb)_{PM}$  (а) и  $(Th/U)_{PM}$ — $(Th/Nb)_{PM}$  (б) для мезопротерозойских долеритов Оленекского выступа фундамента Сибирского кратона.

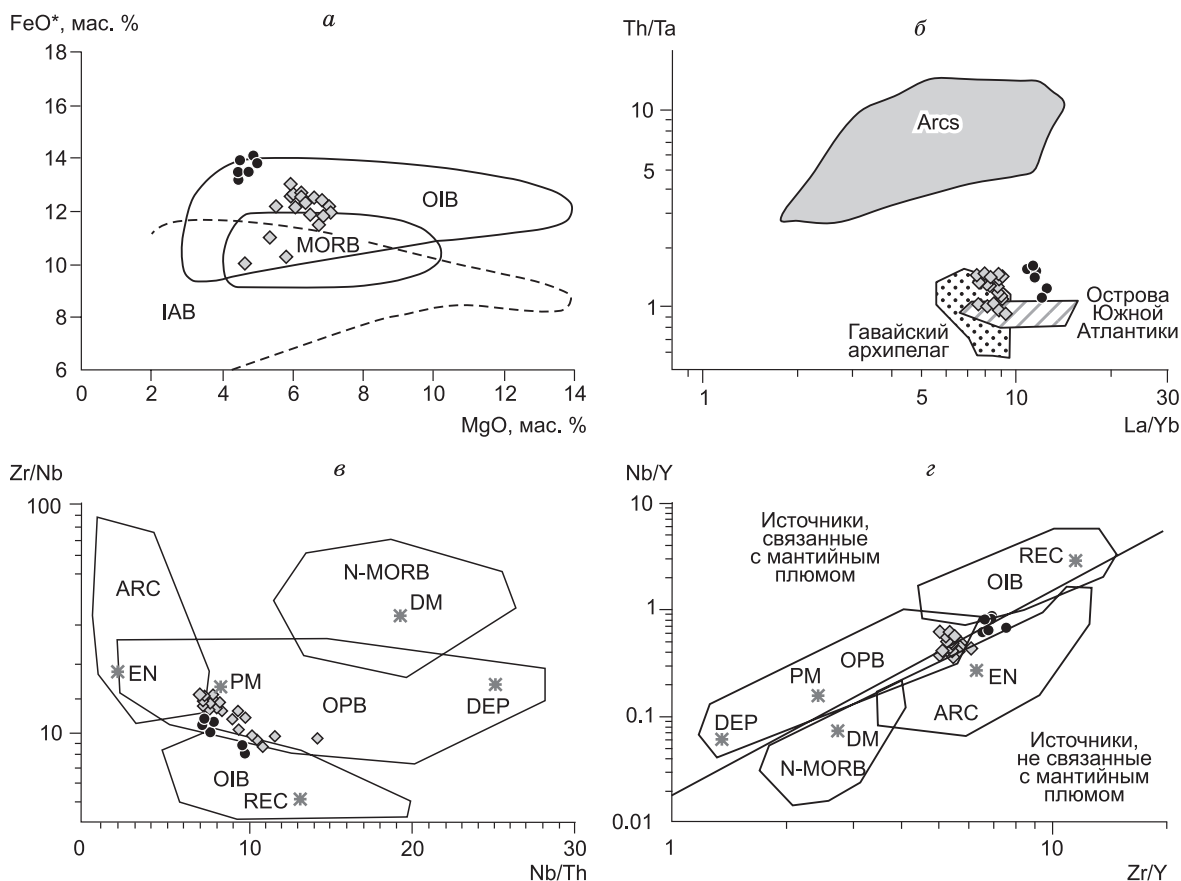
Усл. обозн. см. на рис. 4.

= 0.60—0.86 (см. рис. 6, а), т.е. во всех случаях  $< 1$ , в отличие от пород континентальной коры с  $(Th/La)_{PM}$  всегда  $> 1$ . В то же время при проведении геохронологических исследований в анализируемом образце долерита были обнаружены захваченные цирконы различных возрастных групп. Это обстоятельство неоспоримо свидетельствует о добавлении определенного объема материала континентальной коры к мантийному источнику в процессе эволюции мантийного расплава. В пользу коровой контаминации первично-мантийных магм могут свидетельствовать и значения  $\epsilon_{Nd}(T) = +0.6...-0.8$ , полученные для проанализированных пород, являющиеся менее радиогенными, нежели значения, типичные для классических базальтов типа ОИВ [Фор, 1989]. Как показали расчеты, представленные в работе Е.И. Демонтеровой и соавторами [2007], добавление до 35 % (а иногда и до 50 %) нижнекорового материала или до 20 % материала средней и верхней коры к мантийному источнику типа ОИВ не оказывает значительных отклонений в содержаниях редких элементов контаминированных пород относительно мантийного источника. Таким образом, для исследованных долеритов на основании геохронологических и изотопно-геохимических исследований допускается коровая контаминация мантийных магм, однако при этом доля корового материала в мантийном источнике была незначительной и не вызвала существенных изменений геохимических характеристик проанализированных пород.

На вариационных диаграммах (см. рис. 4) хорошо выделяются две группы пород, которые различаются как по значениям  $mg\#$ , так и по содержаниям петрогенных и редких элементов. Как было показано выше, породы обеих групп не обнаруживают существенных отличий в отношениях сильнонесовместимых элементов, что указывает на их единый гомогенный источник (см. рис. 6). Значимые отличия между породами двух групп отмечаются в значениях  $La/Yb$ ,  $Nb/Y$ ,  $Zr/Y$  (см. табл. 1, рис. 7, б, г), т.е. в отношениях, зависящих от степени плавления мантийного субстрата, а именно базиты с более высокими значениями данных отношений могут отражать меньшие степени плавления мантийного источника [Condie et al., 2002]. Поэтому для проанализированных долеритов с  $mg\# = 41—43$  допускаются меньшие степени плавления мантийного источника по сравнению с долеритами с  $mg\# = 49—55$ . Также малые степени плавления могут свидетельствовать и об обогащении долеритов с  $mg\# = 41—43$  несовместимыми элементами.

На классических дискриминационных диаграммах  $Zr/Y—Zr$  [Pearce, Norry, 1979],  $Zr/4—Nb \cdot 2—Y$  [Meschede, 1986] все точки составов долеритов попадают в поля внутриплитных базальтов (WPB) (рис. 8), демонстрируя возможность их формирования в условиях внутриконтинентального растяжения. Это предположение хорошо соотносится с реальной геодинамической обстановкой внедрения базитов, реконструированной на основе геологических данных. Следует заметить, что на рассматриваемых диаграммах долериты с  $mg\# = 41—43$  и  $49—55$  в пределах полей WPB образуют отдельные, отличные друг от друга области, отражая, как было показано выше, разную степень плавления вещества родоначального источника.

**Геодинамические следствия.** Как следует из приведенной выше интерпретации петролого-геохимических характеристик исследованных долеритов, происхождение рассматриваемых пород в результате воздействия мантийного плюма на континентальную литосферу фундамента Сибирского кратона представляется вполне аргументированным предположением, способным объяснить генезис и



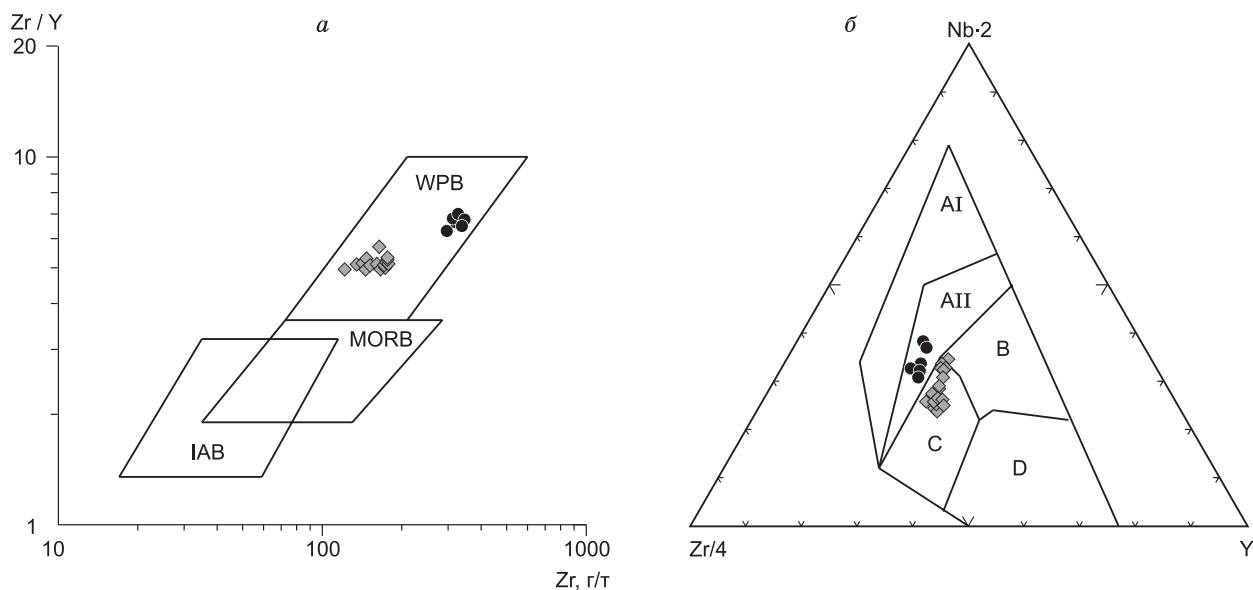
**Рис. 7.** Диаграммы FeO\*—MgO [Туркина, Ножкин, 2008] (а); Th/Ta—La/Yb [Condie, 1997] (б); Zr/Nb—Nb/Th (в) и Nb/Y—Zr/Y (з) [Condie, 2005] для мезопротерозойских долеритов Оленекского выступа фундамента Сибирского кратона.

Усл. обозн. см. на рис. 4. Поля на диаграммах: IAB, ARC или Arcs — островодужные базальты, MORB или N-MORB — базальты срединно-океанических хребтов, OIB — базальты океанических островов, OPB — базальты океанических плато. DM — деплетированная мантия, PM — примитивная мантия, DEP — глубинная деплетированная мантия, REC — рециклированный компонент, EN — обогащенный компонент.

вещественные особенности изученных базитов. При всей скудности имеющихся геохронологических данных по северу Сибирского кратона кроме исследованных долеритов Оленекского выступа ( $1473 \pm 24$  млн лет) близкие и перекрывающиеся в пределах ошибки определения возрасты получены для даек Анабарского щита ( $1513 \pm 51$  и  $1503 \pm 5$  млн лет) [Ernst et al., 2000; Веселовский и др., 2006]. Подобное наблюдение позволяет предполагать, что магматические события, связанные с активностью мантийного плюма в раннем мезопротерозое, проявились на достаточно обширной территории северного фланга кратона. Примечательно, что ни на юге, ни на востоке и западе Сибирского кратона для рассматриваемого интервала времени не зафиксировано никаких свидетельств магматической активности [Gladkochub et al., 2010b], т.е. мантийный плюм, по-видимому, располагался непосредственно под северной окраиной кратона, где и вызвал всплеск магматических событий на интервале 1500—1470 млн лет.

Анализируя возможное влияние этого плюма на другие древние кратоны, располагавшиеся вблизи Сибири в структуре суперконтинента Нуна (Колумбия), обращает на себя внимание тот факт, что близковозрастные магматические комплексы (~1500 млн лет, U-Pb по бадделеиту [Ernst et al., 2013]), а именно дайки и силлы долеритов, присутствуют на площади кратона Конго (комплекс Хампата) и кратона Сан-Франциско в Бразилии (комплексы Курасо и Чапада Диамантина). Эти кратоны находились рядом друг с другом начиная с 2 млрд лет назад и были разделены около 130 млн л.н. на фоне рифтогенных процессов, сопровождавших раскрытие Атлантического океана в его южной части. Предположение о том, что базитовый магматизм раннего мезопротерозоя на этих кратонах мог быть связан с плюмом, центр которого располагался под северным флангом Сибирского кратона, находит свое подтверждение в существующих палеогеографических реконструкциях, построенных на основе палеомаг-





**Рис. 8.** Диаграммы  $Zr/Y—Zr$  [Pearce, Norry, 1979] (а),  $Zr/4—Nb·2—Y$  [Meschede, 1986] (б) для мезопротерозойских долеритов Оленекского выступа фундамента Сибирского кратона.

Усл. обозн. см. на рис. 4. Поля на диаграмме (а): IAB — островодужные базальты, MORB — базальты срединно-океанических хребтов, WPB — внутриплитные базальты; (б): AI — внутриплитные щелочные базальты, AII — внутриплитные щелочные базальты и внутриплитные толеиты, B — E-MORB, C — внутриплитные толеиты и базальты океанических дуг, D — N-MORB и базальты океанических дуг.

нитных данных [Ernst et al., 2008, 2013]. Кроме этого, в пользу данного предположения свидетельствуют результаты сравнения геохимических характеристик базитов кратонов Конго, Сан-Франциско и Сибири. Так, для последних зафиксированы составы, практически полностью отвечающие типичным высоко-Тi обогащенным внутриплитным базальтоидам, что характерно для пород, образованных непосредственно над центром мантийного плюма [Ernst, 2014] при доминирующем участии его вещества. В то же время базиты кратонов Конго и Сан-Франциско представлены, как правило, умеренно- и низко-Тi разностями [Ernst et al., 2013], отражающими большую роль процессов контаминации мантийного материала веществом континентальной коры и(или) плавление в менее глубинных условиях (обзор в [Ernst, 2014]).

Следует заметить, что магматическая активность раннего мезопротерозоя ограничено проявлена и на площади Балтийского щита, который совместно с Сибирским кратоном входил в структуру суперконтинента Нуна (Колумбия). В частности, здесь присутствуют силлы и дайки, относимые к комплексам Бревик—Рюкан, Туна-Тронд-Гота и Ладога, имеющие возрасты  $1502 \pm 2$  млн лет [Ernst, Buchan, 2001],  $1465—1458$  млн лет [Ernst, Buchan, 2001; Söderlund et al., 2005] и  $1457 \pm 3$  млн лет [Rämö et al., 2005] соответственно. Принимая во внимание, что на ряде реконструкций Нуны (Колумбии) Балтийский щит (как и кратоны Конго и Сан-Франциско) располагается вблизи северного фланга Сибирского кратона [Pisarevsky et al., 2014], можно допускать, что упомянутые выше магматические образования раннего мезопротерозоя также могли быть сформированы под влиянием плюма, вызвавшего магматизм на севере Сибири. В пользу этого предположения свидетельствует и тот факт, что на всех этих кратонах (включая Сибирский) присутствуют базитовые интрузии с возрастными около 1380 млн лет (обзор в [Gladkochub et al., 2010b; Ernst et al., 2013]), объединяемые в единую крупную магматическую провинцию (LIP), центр которой мог располагаться под западной частью кратона Конго. Для этого возраста близость Сибири и Конго/Сан-Франциско подтверждается и палеомагнитными данными [Ernst et al., 2013]. Таким образом, как минимум два (~1500—1470 и ~1380 млн лет) магматических события мезопротерозоя отчетливо фиксируются для всех перечисленных выше кратонных блоков, подтверждая допущение о том, что базитовый магматизм раннего мезопротерозоя мог быть обусловлен воздействием мантийного плюма на краевые области ряда древних кратонов.

Вопрос о возможности отнесения базитов комплекса Мишель—Шабогамо с возрастом  $1459 \pm 22$  млн лет [Buchan, Ernst, 2004], располагающихся на северо-востоке Лаврентии, даек Лакхна в Индии с возрастом  $1466 \pm 3$  млн лет [Pisarevsky et al., 2013], долеритов даек, отмеченных в пределах кратона Янцзы ( $1486 \pm 3$  и  $1490 \pm 4$  млн лет) [Fan et al., 2013], и близковозрастных базитов Северо-Австралийского



**Рис. 9. Палеогеографическая реконструкция суперконтинента Нуна (Колумбия) для раннего мезопротерозоя (модифицировано после [Pisarevsky et al., 2014]).**

1 — архейский фундамент на древних кратонах; 2 — дайковые рои и интрузивные комплексы раннего мезопротерозоя (~ 1.5—1.4 млрд лет); 3 — область влияния мантийного суперплюма или «горячей точки мантии»; 4 — предполагаемый центр суперплюма; 5 — зоны субдукции. La — Лаврентия, NAC — Северо-Австралийский кратон, WAC — Западно-Австралийский кратон, Maw — Маусон кратон, Sib — Сибирский кратон, SF — кратон Сан-Франциско, Congo — кратон Конго, Kal — Калахари, Am — Амазонийский кратон, WA — Западно-Африканский кратон, NC — Северо-Китайский кратон, In — Индия, Ba — Балтика.

кратона [Betts et al., 2009], который также находился вблизи Сибири в раннем мезопротерозое, к производным рассматриваемого плюма в настоящее время не имеет однозначной трактовки и требует дальнейшего изучения.

В качестве возможного объяснения всех перечисленных событий, проявившихся

на различных пространственно удаленных друг от друга кратонах (рис. 9), авторы предлагают рассматривать гипотезу об активности суперплюма [Li et al., 2008], или «горячего поля мантии» [Kuzmin et al., 2010], способного поставлять к основанию литосферы отдельные, даже слегка различающиеся по возрасту мантийные плюмы, вызывавшие всплеск внутриплитных магматических событий на целом ряде кратонов, некогда располагавшихся совместно в структуре суперконтинента Нуна (Колумбия).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты проведенных исследований позволяют сделать следующие выводы:

1. Мезопротерозойские ( $1473 \pm 24$  млн лет, U-Pb SHRIMP-II по бадделейту) долериты Оленекского выступа фундамента Сибирского кратона по комплексу петролого-геохимических характеристик отвечают составам типичных ОИВ, образованных при непосредственном участии вещества мантийного плюма.

2. Допускается, что изученные базиты могут быть подразделены в две группы, несколько различающиеся магниальностью ( $mg\# = 41—43$  и  $49—55$ ), а также содержаниями петрогенных оксидов ( $TiO_2$ ,  $P_2O_5$ ) и редких элементов (Y, Zr, La, Nb, Th, Cr, Ni).

3. Близкие значения отношений несовместимых элементов для пород с  $mg\# = 41—43$  и  $49—55$  указывают на то, что они могли формироваться в результате плавления единого мантийного источника, при этом для долеритов с  $mg\# = 41—43$ , существенно обогащенных несовместимыми элементами, допускаются меньшие степени плавления мантийного источника по сравнению с долеритами с  $mg\# = 49—55$ .

4. Родоначальные расплавы изученных пород были лишь незначительно изменены процессами коровой контаминации, о чем свидетельствуют данные по изотопному составу Nd (значения  $\epsilon_{Nd}(T)$  варьируются от +0.6 до -0.8.), а также присутствие в долеритах захваченных цирконов, в то же время геохимические характеристики пород остались практически неизменными.

5. Захваченные цирконы, присутствующие в долеритах, принадлежат четырем возрастным группам (2564, 2111, 2053 и 1865 млн лет), при этом источник цирконов лишь одной из этих групп, а именно 2053 млн лет, может быть проинтерпретирован с достаточной долей уверенности как граниты оленекского комплекса, располагающиеся непосредственно в районе развития рассматриваемых базитов. Источники цирконов для оставшихся возрастных групп, отражающие определенные события, имевшие место в фундаменте Оленекского выступа, не представлены на его современном эрозионном срезе. Эти цирконы, вероятно, были захвачены из геологических комплексов, присутствующих в глубинных горизонтах Сибирского кратона.

6. Анализ геологической ситуации и существующих сценариев геодинамической эволюции северного фланга Сибирского кратона (включая Оленекский выступ) в совокупности с геохимическими ха-

раактеристиками изученных базитов, демонстрирующими полное соответствие составам типичных внутриплитных базальтоидов, свидетельствуют о возможном формировании исследованных долеритов в условиях внутриконтинентального растяжения, проявившегося в регионе в раннем мезопротерозое.

7. Изученные базиты могут быть объединены с близкозростными долеритами даек Анабарского щита, а также с породами основного состава, слагающими интрузивные комплексы аналогичного возраста, располагающиеся на площади, как минимум, нескольких кратонов (Конго, Сан-Франциско и Балтика), в единую крупную магматическую провинцию (LP).

8. Возникновение крупной магматической провинции в раннем мезопротерозое (1500—1470 млн лет) могло быть связано с активностью суперплюма (или «горячего поля мантии»), обеспечившего подвод мантийного вещества к основанию литосферы, что способствовало всплеску магматизма в целом ряде кратонов, располагавшихся на незначительном удалении друг от друга в структуре суперконтинента Нуна (Колумбия). При этом центр суперплюма мог находиться под северной частью Сибирского кратона, где обнаружены изученные базиты, которые в наибольшей степени отвечают составу наименее контаминированного (первичного) мантийного источника.

Авторы благодарят Т.Б. Баянову (Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты) за выполненное изотопное исследование Nd.

Работа выполнена при поддержке программы Отделения наук о Земле РАН № 10 и гранта РФФИ № 16-05-00642.

## ЛИТЕРАТУРА

**Баянова Т.Б.** Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб., Наука, 2004, 174 с.

**Бибикина Е.В., Белов А.Н., Розен О.М.** Изотопное датирование метаморфических пород Анабарского щита // Архей Анабарского щита и проблемы ранней эволюции Земли / Отв. ред. М.С. Марков. М., Наука, 1988, с. 122—133.

**Веселовский Р.В., Петров П.Ю., Карпенко С.Ф., Костицын Ю.А., Павлов В.Э.** Новые палеомагнитные и изотопные данные по позднепротерозойскому магматическому комплексу северного склона Анабарского поднятия // ДАН, 2006, т. 410, № 6, с. 775—779.

**Гладкочуб Д.П., Скляр Е.В., Донская Т.В., Станевич А.М., Мазукабзов А.М.** Период глобальной неопределенности (белое пятно) в докембрийской истории юга Сибирского кратона и проблема транспротерозойского суперконтинента // ДАН, 2008, т. 421, № 2, с. 424—429.

**Гладкочуб Д.П., Станевич А.М., Травин А.В., Мазукабзов А.М., Константинов К.М., Юдин Д.С., Корнилова Т.А.** Уджинский мезопротерозойский палеорифт (север Сибирского кратона): новые данные о возрасте базитов, стратиграфии и микрофитогеологии // ДАН, 2009, т. 425, № 5, с. 642—648.

**Горохов И.М., Семихатов М.А., Аракелянц М.М., Фаллик Э.А., Мельников Н.Н., Турченко Т.Л., Ивановская Т.А., Зайцева Т.С., Кутявин Э.П.** Rb-Sr, K-Ar, H- и O-изотопная систематика среднерифейских аргиллитов дебенгдинской свиты Оленекского поднятия (Северная Сибирь) // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2006, т. 14, № 3, с. 41—56.

**Демонтерова Е.И., Иванов А.В., Рассказов С.В., Маркова М.Е., Ясныгина Т.А., Малых Ю.М.** Литосферный контроль позднекайнозойского магматизма на границе Тувино-Монгольского массива, Прихубсугулье, Северная Монголия // Петрология, 2007, т. 15, № 1, с. 93—110.

**Крылов А.Я., Вишневецкий А.Н., Силян Ю.И., Атрашенок Л.Я., Авдзейко Г.В.** Абсолютный возраст пород Анабарского щита // Геохимия, 1963, № 12, с. 1140—1144.

**Петрографический кодекс России.** Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Изд. третье, исправленное и дополненное / Под ред. О.А. Богатинова, О.В. Петрова, А.Ф. Морозова. СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 2009, 200 с.

**Пономарчук В.А., Шенфильд В.Ю., Якшин М.С., Лебедев Ю.Н., Кузьмин Д.С., Морозова И.П.** Прямое датирование строматолитов Оленекского поднятия K-Ar-методом // ДАН, 1994, т. 339, № 3, с. 378—381.

**Розен О.М.** Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции // Геотектоника, 2003, № 3, с. 3—21.

**Туркина О.М., Ножкин А.Д.** Океанические и рифтогенные метавулканические ассоциации зеленокаменных поясов северо-западной части Шарыжалгайского выступа, Прибайкалье // Петрология, 2008, т. 16, № 5, с. 501—526.

**Фор Г.** Основы изотопной геологии. М., Мир, 1989, 590 с.

**Хоментовский В.В.** Неопротерозой севера Сибирского кратона // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (7), с. 865—880.

- Шенфиль В.Ю.** Поздний докембрий Сибирской платформы. Новосибирск, Наука, 1991, 185 с.
- Шенфиль В.Ю., Якшин М.С., Кац А.Г., Фролова З.Б.** Детализация верхней части разреза рифейских отложений Оленекского поднятия // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Рифей и венд. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1988, с. 20—36.
- Шпунт Б.Р., Шаповалова И.Г., Шамшина Э.А.** Протерозой северо-восточной окраины Сибирской платформы. Новосибирск, Наука, 1979, 215 с.
- Шпунт Б.Р., Шаповалова И.Г., Шамшина Э.А.** Поздний докембрий севера Сибирской платформы. Новосибирск, Наука, 1982, 226 с.
- Betts P.G., Giles D., Foden J., Schaefer B.F., Mark G., Pankhurst M.J., Forbes C.J., Williams H.A., Chalmers N.C., Hills Q.** Mesoproterozoic plume-modified orogenesis in eastern Precambrian Australia // *Tectonics*, 2009, v. 28, TC3006.
- Buchan K.L., Ernst R.E.** Dyke swarms and related units in Canada and adjacent regions. Geological Survey of Canada Map 2022A (scale 1:5,000,000) and accompanying booklet, 2004.
- Cawood P.A., Hawkesworth C.J.** Earth's middle age // *Geology*, 2014, v. 42, p. 503—506.
- Condie K.C.** Sources of Proterozoic mafic dyke swarms: constraints from Th/Ta and La/Yb ratios // *Precamb. Res.*, 1997, v. 81, p. 3—14.
- Condie K.C.** High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // *Lithos*, 2005, v. 79, p. 491—504.
- Condie K.C., Frey B.A., Kerrich R.** The 1.75-Ga Iron King Volcanics in west-central Arizona: a remnant of an accreted oceanic plateau derived from a mantle plume with a deep depleted component // *Lithos*, 2002, v. 64, p. 49—62.
- Ernst R.E.** Large Igneous Provinces. Cornwall, UK, Cambridge University Press, 2014, 654 p.
- Ernst R.E., Buchan K.L.** Large mafic magmatic events through time and links to mantle plume heads // *Mantle plumes: their identification through time* / Eds. R.E. Ernst, K.L. Buchan. *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper* 352, 2001, p. 483—575.
- Ernst R.E., Buchan K.L., Hamilton M.A., Okrugin A.V., Tomshin M.D.** Integrated paleomagnetism and U-Pb geochronology of mafic dikes of the eastern Anabar shield region, Siberia: implications for Mesoproterozoic paleolatitude of Siberia and comparison with Laurentia // *J. Geol.*, 2000, v. 108, p. 381—401.
- Ernst R.E., Wingate M.T.D., Buchan K.L., Li Z.X.** Global record of 1600—700 Ma large igneous provinces (LIPs): implications for the reconstruction of the proposed Nuna (Columbia) and Rodinia supercontinents // *Precamb. Res.*, 2008, v. 160, p. 159—178.
- Ernst R.E., Pereira E., Hamilton M.A., Pisarevsky S.A., Rodrigues J., Tassinari C.C.G., Teixeira W., Van-Dunem V.** Mesoproterozoic intraplate magmatic 'barcode' record of the Angola portion of the Congo Craton: newly dated magmatic events at 1500 and 1110 Ma and implications for Nuna (Columbia) supercontinent reconstructions // *Precamb. Res.*, 2013, v. 230, p. 103—118.
- Fan H.P., Zhu W.G., Li Z.X., Zhong H., Bai Z.J., He D.F., Chen C.J., Cao C.Y.** Ca. 1.5 Ga mafic magmatism in South China during the break-up of the supercontinent Nuna/Columbia: The Zhuqing Fe—Ti—V oxide ore-bearing mafic intrusions in western Yangtze Block // *Lithos*, 2013, v. 168—169, p. 85—98.
- Gladkochub D., Pisarevsky S.A., Donskaya T., Natapov L.M., Mazukabzov A., Stanevich A.M., Sklyarov E.** Siberian Craton and its evolution in terms of Rodinia hypothesis // *Episodes*, 2006, v. 29, p. 169—174.
- 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, 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 // *Precamb. Res.*, 2010b, v. 183, p. 660—668.
- Goldstein S.J., Jacobsen S.B.** Nd and Sr isotopic systematics of rivers water suspended material: implications for crustal evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1988, v. 87, p. 249—265.
- Heaman L.M., Lecheminant A.N.** Paragenesis and U-Pb systematics of baddeleyite (ZrO<sub>2</sub>) // *Chem. Geol.*, 1993, v. 110, p. 95—126.
- Jacobsen S.B., Wasserburg G.J.** Sm-Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites, II // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1984, v. 67, p. 137—150.
- Khudoley A.K., Kropachev A.P., Tkachenko V.I., Rublev A.G., Sergeev S.A., Matukov D.I., Lyahnitskaya O.Yu.** Mesoproterozoic to Neoproterozoic evolution of the Siberian craton and adjacent microconti-



nents: an overview with constraints for a Laurentian connection // Society for Sedimentary Geology Special Publication 86, 2007, p. 209—226.

**Krogh T.E., Corfu F., Davis D.W., Dunning G.R., Heaman L.M., Kamo S.L., Machado N., Greenough J.D., Nakamura E.** Precise U-Pb isotopic ages of diabase dykes and mafic to ultramafic rocks using trace amounts of baddeleyite and zircon // *Geol. Assoc. Canada Spec. Paper* 34, 1987, p. 147—152.

**Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V., Kravchinsky V.A.** Phanerozoic hot spot traces and paleogeographic reconstructions of the Siberian continent based on interaction with the African large low shear velocity province // *Earth Sci. Rev.*, 2010, v. 102, p. 29—59.

**Le Maitre R.W.** A classification of igneous rocks and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Oxford, Blackwell, 1989, 193 p.

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

**Meschede M.** A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb—Zr—Y diagram // *Chem. Geol.*, 1986, v. 56, p. 207—218.

**Miyashiro A.** Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // *Amer. J. Sci.*, 1974, v. 274, p. 321—355.

**Pearce J.A., Norry M.J.** Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks // *Contr. Miner. Petrol.*, 1979, v. 69, p. 33—47.

**Pisarevsky S.A., Biswal T.K., Wang X-C., De Waele B., Ernst R., Söderlund U., Tait J.A., Ratre K., Singh Y.K., Cleve M.** Palaeomagnetic, geochronological and geochemical study of Mesoproterozoic Lakhna Dykes in the Bastar Craton, India: Implications for the Mesoproterozoic supercontinent // *Lithos*, 2013, v. 174, p. 125—143.

**Pisarevsky S.A., Elming S.A., Pesonen L.J., Li Z.X.** Mesoproterozoic paleogeography: Supercontinent and beyond // *Precamb. Res.*, 2014, v. 244, p. 207—225.

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

**Rämö O.T., Mänttari I., Kohonen J., Upton B.G.J., Luttinen A.V., Lindqvist V., Lobaev V.M., Cuney M., Sviridenko L.P.** Mesoproterozoic CFB magmatism in the Lake Ladoga basin, Russian Karelia // 5th International Dyke Conference, Pohtimolampi Wilderness Hotel, Polar Circle, Rovaniemi, Finland, 31 June—3 August 2005. Abstracts and programme / Eds. J. Vuollo, S. Mertanen. *Geol. Surv. Finland*, 2005, p. 41—42.

**Roberts N.M.W.** The boring billion? Lid tectonics, continental growth and environmental change associated with the Columbia supercontinent // *Geosci. Front.*, 2013, v. 4, p. 681—691.

**Rogers J.J.W., Santosh M.** Tectonics and surface effects of the supercontinent Columbia // *Gondwana Res.*, 2009, v. 15, p. 373—380.

**Söderlund U., Isachsen C.E., Bylund G., Heaman L.M., Patchett P.J., Vervoort J.D., Andersson U.B.** U-Pb baddeleyite ages and Hf, Nd isotope chemistry constraining repeated mafic magmatism in the Fennoscandian Shield from 1.6 to 0.9 Ga // *Contr. Miner. Petrol.*, 2005, v. 150, p. 174—194.

**Sun S., McDonough W.F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the oceanic basins* / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. *Geol. Soc. London., Spec. Publ.* 42, 1989, p. 313—345.

**Wakita H., Schmitt R.A., Rey P.** Elemental abundances of major, minor, and trace elements in Apollo 11 lunar rocks, soil and core samples // *Proceedings of the Apollo 11 Lunar Science Conference, Geochim. Cosmochim. Acta* 34, Supplement 1, 1970, p. 1685—1717.

**Wingate M.T.D., Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Konstantinov K.M., Mazukabzov A.M., Stanevich A.M.** Geochronology and paleomagnetism of mafic igneous rocks in the Olenek Uplift, northern Siberia: implications for Mesoproterozoic supercontinents and paleogeography // *Precamb. Res.*, 2009, v. 170, p. 256—266.

**Zhang S., Li Z.-X., Evans D.A.D., Wu H., Li H., Dong J.** Pre-Rodinia supercontinent Nuna shaping up: a global synthesis with new paleomagnetic results from North China // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2012, v. 353—354, p. 145—155.

*Поступила в редакцию  
8 июля 2015 г.*