

ГРАНИТОИДНЫЙ АНОРОГЕННЫЙ МАГМАТИЗМ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА КАК СВИДЕТЕЛЬСТВО ПРОЦЕССОВ РАСТЯЖЕНИЯ ЛИТОСФЕРЫ НА ЗАПАДЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА

© 2020 г. И. И. Лиханов^a

^aИнститут геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН
просп. Акад. Коптюга, 3, Новосибирск, 630090 Россия

*e-mail: likh@igm.nsc.ru

Поступила в редакцию 19.07.2019 г.

После доработки 21.08.2019 г.

Принята к публикации 26.08.2019 г.

Реконструкция геологической истории Енисейского кряжа важна не только для понимания тектонической эволюции подвижных поясов на границах древних кратонов, но и для решения вопроса о вхождении Сибирского кратона в состав суперконтинентов Нуна и Родиния. Рассмотрены геологические, геохимические и изотопно-геохронологические свидетельства мезо- и неопротерозойских событий на западной окраине Сибирского кратона и показано многократное проявление внутриплитного магматизма в заключительную стадию эволюции Енисейского кряжа. Эти породы кристаллизовались из высокотемпературных и водоненасыщенных магм с высоким содержанием щелочей, железа и большинства некогерентных элементов, что свойственно анорогеным гранитам А-типа внутриплитных обстановок. Время их внедрения по U–Pb датировкам циркона и монацита зафиксировано двумя пиками – 1380–1360 и 800–720 млн лет. Эти магматические события хорошо сопоставляются с этапами распада докембрийских суперконтинентов Нуна и Родиния. Синхронность магматической активности и сопутствующего рифтогенеза, а также схожая последовательность однотипных тектоно-термальных событий на арктической окраине Нуны и Родинии, подтверждают территориальную близость Сибири и кратонов северной Атлантики (Лаврентии и Балтики) в широком диапазоне времени (1.38–0.72 млрд лет), что согласуется с современными палеомагнитными реконструкциями положения суперконтинентов и временными диапазонами формирования крупных изверженных провинций.

Ключевые слова: геохимия, внутриплитная тектоника, U–Pb и Sm–Nd геохронология по циркону, Енисейский кряж, Сибирский кратон

DOI: 10.31857/S0016752520050076

ВВЕДЕНИЕ

Проблемы оценки геохронологических рубежей в истории распада древних суперконтинентов Нуны и Родинии во многом далеки от окончательного решения. Это связано с недостатком прецизионных возрастных датировок, что существенно ограничивает возможности временных корреляций глобальных геологических процессов. Поэтому до сих пор остается актуальным вопрос о геохимической специфике, тектонических обстановках образования и возрасте протерозойских комплексов – индикаторов процессов континентального рифтогенеза, связанного с распадом древних суперконтинентов (Ярмолюк и др., 2005, 2008). Эти события отчетливо проявлены в узкой полосе вдоль современной западной (Ножкин и др., 2008) и южной (Гладкочуб и др., 2007, 2012) окраин Сибирского кратона.

Интерес к геохронологическим исследованиям этих пород обусловлен двумя обстоятельствами. Первое связано с палеореконструкциями, касающимися геодинамики и эволюции магматизма крупных континентальных блоков, возникших при распаде древних суперконтинентов (Li et al., 2008). В частности, в последние годы ведутся поиски свидетельств синхронности Франклинского события, которое привело к формированию крупной магматической провинции (LIP) в Арктической Канаде 723 ± 4.2 млн лет назад (Heaman et al., 1992), и проявлению основного магматизма Южной Сибири (Арискин и др., 2013). В основе этой гипотезы – результаты палеомагнитных исследований, которые допускают существование общего с сибирским континентального блока, включающего северную часть Лаврентии (Pisarevsky et al., 2008; Ernst et al., 2016). Второй аспект связан с петролого-геохимическими исследова-

ниями, направленными на установление геодинамических обстановок проявления гранитоидного магматизма А-типа.

В свете современных представлений распад древних суперконтинентов обусловлен глубинными мантийными процессами, вероятными механизмами которых служат мантийные плюмы (Ernst et al., 2008; Ларин и др., 2012). В качестве свидетельства этих процессов на коровом уровне рассматриваются периодические внедрения высокопрогретого глубинного материала, вызывающего общий подъем геоизотерм, утонение нижней коры и литосферной мантии, мафит-ультрамафитовый магматизм (расслоенные массивы и дайковые рои), анорогенное внутриплитное гранитообразование, излияния вулканитов повышенной щелочности, формирование плутонов гранитов рапакиви и рифтогенных вулканогенно-осадочных комплексов, обнаруженных в составе крупных магматических провинций (Li et al., 2008).

Однако в литературе активно обсуждаются и альтернативные модели аккреционных процессов, когда субдущающая плита достигает астеносферного слоя, что приводит к формированию нового магматического источника (Bonin, 1990). В рамках этих представлений, в частности, показана возможность формирования гранитов А-типа татарского комплекса Енисейского кряжа в условиях активной континентальной окраины (Верниковский и др., 2008). Необходимо также иметь в виду, что гранитоиды А-типа встречаются и в иных геодинамических обстановках — на дивергентных и конвергентных границах плит (Лобковский и др., 2004), что свидетельствует об актуальности этой проблемы.

Выполненные нами петролого-геохимические и геохронологические исследования субщелочных гранитоидов Енисейского кряжа позволили получить доказательства их формирования в обстановках литосферного растяжения, связанных с проявлением плюмовой активности.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА И ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЯ

Енисейский кряж расположен на западной окраине Сибирского кратона, протягиваясь в субмеридианальном направлении вдоль р. Енисей почти на 700 км при ширине от 50 до 200 км (рис. 1а). Геофизические данные свидетельствуют о вертикальном утолщении и транспрессионной обстановке: ширина складчатой области Енисейского кряжа на глубине более 10 км вдвое уменьшается, что придает ему грибовидную форму. Глубина залегания поверхности Мохоровичича под Енисейским кряжем по сравнению с со-

седними регионами увеличена от 40 до 50 км (Сальников, 2009). Таким образом, этот складчатый ороген обладает структурой с утолщенной корой, сохранившейся в течение длительного геологического времени. Коллизионная модель формирования структуры земной коры в регионе соответствует данным сейсмического профилирования и обосновывается “скупиванием” неопротерозойских формаций (Митрофанов и др., 1988), претерпевших в своем развитии тангенциальные напряжения сдвигожатия. В строении Енисейского кряжа выделяются два крупных сегмента — Южно-Енисейский и Заангарский, разделенные субширотным Нижнеангарским региональным разломом (рис. 1). К югу от этого разлома выделяются два структурных элемента — раннедокембрийский кратонный Ангаро-Канский блок, образованный канским гранулитогнейсовым и енисейским гнейсово-сланцевым комплексами и гранитоидами, и неопротерозойский островодужный Предивинский терреин. К северу от Нижнеангарского разлома, в заангарской части, Енисейский кряж сложен палеопротерозойскими и мезо-неопротерозойскими породами, составляющими Восточный (приплатформенный) и Центральный кратонные блоки, и Исаковский (западный) терреин, представленный неопротерозойскими офиолитами и островодужными комплексами. Исаковский и Предивинский докембрийские терреины, аккретировали к Сибирскому континенту в венде.

Тектонические блоки разделены крупными региональными разломами преимущественно северо-западного простирания с субвертикальным падением. Эти структуры представляет собой систему разломов сдвиговой, взбросовой и надвиговой кинематики. Их протяженность определяется сотнями километров при ширине зоны стресс-метаморфизма от сотен метров до первых десятков километров; как правило, эти линейные зоны являются областями активного взаимодействия тектонических блоков. В приразломных зонах по этим породам развиты бластомилониты. Им присущи структуры сдвигового течения, которые широко проявлены как на мезо- (породном), так и на микроуровнях (Лиханов, Ревердатто, 2014). Это линейная деформационная гнейсовидность, упорядоченные структуры пластического течения, растяжение и разрыв складок течения с кулисообразной морфологией, полосы излома в слюдах, “тени давления” перекристаллизованного кварца, S-образные и деформированные зерна граната со структурами “снежного кома”, разрывы минеральных зерен со смещением и формированием “лоскутных” полосок, развитие деформационных двойников и ламелей в плагиоклазах, параллельное распределение линзообразных минеральных агрегатов, а также рассланцевание, кактаклаз и будинаж (Likhonov et al., 2018).

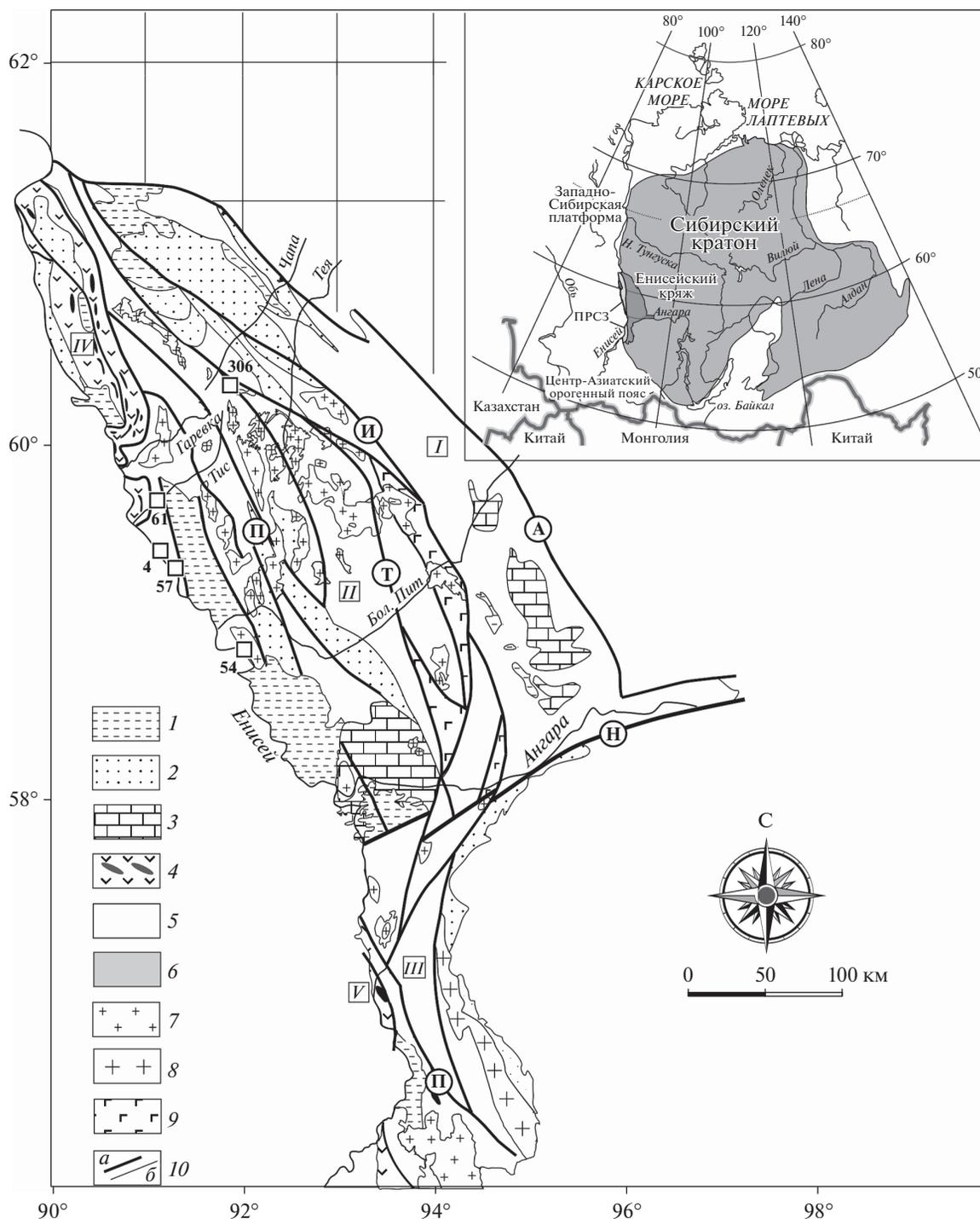


Рис. 1. Местоположение районов исследований на схематической тектонической карте Енисейского кряжа. На врезке – положение Енисейского кряжа в структуре Сибирского кратона. 1 – чехол (Pz–Kz); 2 – молассы (NP₂₋₃); 3 – преимущественно карбонатные отложения (NP₂₋₃); 4 – офиолитовые и островодужные комплексы неопротерозойского аккреционного пояса (NP₂); 5 – окраинно-континентальные терригенно-карбонатные и метаморфические комплексы докембрия (PP₃₋₄–NP₃); 6 – порфиробластические гнейсы, гранитоиды и гнейсограниты гранитоидных куполов типа (затемненные области) (MP₃–NP₁); 7 – гранитоидные комплексы Татарско-Ишимбинской и Приенисейской систем разломов, в том числе щелочные сиениты (NP₃), нижнеканские и посольненские граниты (Pz₁) и рапакивиоподобные граниты (MP₃–NP₃); 8 – таракские гранитоиды (PP₃); 9 – вулканогенные породы Рыбинско-Панимбинского пояса (MP₁–MP₂); 10 – разломы (a) и прочие геологические границы (б). Тектонические блоки: I – Восточный (приплатформенный) и II – Центральный Заангарского сегмента; III – Южно-Енисейский (Ангаро-Канский) сегмент, IV – Исаковский и V – Предивинский островодужные террейны. Региональные разломы: И – Ишимбинский, Т – Татарский, П – Приенисейский, А – Анкиновский, Н – Нижнеангарский. Квадраты – объекты исследования с номерами, обозначенными в табл. 1.

Региональные разломы — Приенисейский и Татарско-Ишимбинский — сопровождаются оперяющими структурами более высокого порядка, вблизи которых происходит коллизия более мелких блоков с образованием надвигов (Егоров, 2004). Последнее вызывает неоднородный по давлению региональный метаморфизм, выраженный сочетанием фациальных серий низких и умеренных давлений (Likhanov, Reverdatto, 2008).

В Центральном блоке широко развиты позднепротерозойские гранитоидные купола, интрузивные плутоны гранитоидов и щелочных пород, которые объединяются в ряд комплексов, сформированных в гренвильскую коллизионную и неопротерозойскую рифтогенную внутриплитную эпохи (Лиханов, Ревердатто, 2014). В кристаллическом основании Заангарья проявлены древнейшие в регионе нижнепротерозойские образования гаревского комплекса и тейской серии, перекрытые мощным (до 10–15 км) комплексом мезо- и неопротерозойских отложений, характеризующихся отчетливо выраженной циклическостью. Судя по Sm–Nd геохимическим данным метapelитов, равномерно распространённых по всему докембрийскому разрезу, при формировании осадочных толщ Енисейского кряжа на протяжении 2 млрд лет (2.6–0.6 млрд лет) основным источником терригенного материала служила раннедокембрийская кора Сибирского кратона, а также продукты ее рециклинга и внутрикорового плавления (Ножкин и др., 2008). Детальный обзор геохронологии, тектонической позиции и геодинамической природы комплексов, участвующих в строении региона, приведен в работах (Лиханов и др., 2014, 2018). Там же представлена хронологическая последовательность крупных этапов и событий в геологической истории Енисейского кряжа, сформировавших его тектонический облик.

Объекты исследования расположены на северо-западе Заангарья Енисейского кряжа в пределах тейского (ТМК) и гаревского (ГМК) комплексов, приуроченных к линейным зонам смятия вдоль Татарско-Ишимбинской и Приенисейской систем разломов, соответственно. В разрезе покровно-надвиговых структур Центрального блока наиболее древним является ГМК, в составе которого выделены немтихинская и малогаревская метаморфические толщи (Качевский и др., 1994). В западной части Центрального блока он надстраивается ТМК, что выражается в перекрытии малогаревской толщи стратиграфически выше залегающей свитой хребта Карпинского тейской серии нижнего протерозоя. В тектоническом отношении район ТМК в основном располагается в пределах осевой части Центрального блока, складчатая структура которого осложнена серией дизъюнктивов северо-западного простирания, а также — надвигами, преимущественно субмери-

дианального направления). ГМК располагается в пределах Приенисейской региональной сдвиговой зоны (ПРСЗ) — крупной линейной структуры региона, разделяющей Центральный кратонный блок и Исаковский островодужный террейн. Она тесно связана с Байкало-Енисейским разломом, протягиваясь вдоль западной окраины Сибирского кратона не менее чем на 200 км при ширине 30–50 км (рис. 1). Ее структура представляет собой систему сближенных субпараллельных разломов с проявлениями приразломного катаклаза, меланжирования и динамометаморфизма (Лиханов и др., 2009). Условия и время заложения региональных глубинных разломов в регионе остаются неясными. Однако не вызывает сомнения их долгоживущий характер и связь с орогенической фазой гренвильских тектоно-метаморфических событий (Лиханов и др., 2008).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Содержания главных элементов в породах получены рентгенофлуоресцентным методом в ИГМ СО РАН на рентгеноспектральном анализаторе VRA-20R фирмы “Carl Zeiss Jena”: погрешности определения не превышают 5 отн. %. Концентрации редких и редкоземельных элементов установлены методом ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения ELEMENT (Finigan Mat) с ультразвуковым распылителем U-5000AT+. Точность анализа составляла в среднем 2–7 отн. %. Работы выполнены в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН. Химический состав минеральных фаз пород изучен с использованием рентгеноспектрального микроанализатора Jeol JXA-8100 в ИГМ СО РАН.

Выделение цирконов для U–Pb изотопных исследований проведено по стандартной методике, основанной на сочетании магнитной сепарации, разделения в тяжелых жидкостях и ручном отборе зерен под бинокулярным микроскопом. Изучение морфологии и внутреннего строения кристаллов цирконов осуществлялось в проходящем и отраженном свете, а также по катодолюминесцентным изображениям.

U–Pb изотопное датирование цирконов осуществлено на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург) по стандартной методике с использованием эталонных цирконов “91500” и “Temora” (Williams, 1998; Larionov et al., 2004). Для выбора участков (точек) датирования использовались оптические и катодолюминесцентные изображения (КЛ), отражающие внутреннюю структуру и зональность цирконов. Обработка полученных данных выполнена с использованием программы SQUID (Ludwig, 2000). Изотопные U–Pb отношения нормализовались на значение 0.0668, соответствующее стандарту циркона TEMORA с воз-

растом 416.75 млн лет. Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приводятся на уровне 1σ , погрешности вычисленных значений конкордантных возрастов и пересечений с конкордией приводятся на уровне 2σ . Построение графиков с конкордией проводилось с использованием программы ISOPLOT (Ludwig, 1999).

Определение концентраций и изотопного состава Sm и Nd проведены в Геологическом институте КНЦ РАН (г. Апатиты) на семиканальном масс-спектрометре Finnigan Mat (RPQ) в статическом двухленточном режиме с использованием ренийевых и танталовых лент по методике, описанной в работе (Баянова, 2004). Среднее значение отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандарте JNdi-1 за период измерений составило 0.512090 ± 13 ($n = 9$). Ошибка в $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ отношениях составляет 0.3% (2σ) – среднее значение из 7 измерений в стандарте BCR-2 (Raczek et al., 2003). Погрешность измерения изотопного состава Nd в индивидуальном анализе менее 0.003%. Холостое внутрилабораторное загрязнение по Nd равно 3 нг и по Sm равно 0.06 нг. Точность определения концентраций Sm и Nd $\pm 0.5\%$, изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} \pm 0.2\%$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 0.003\%$ (2σ). Изотопные отношения были нормализованы по отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$, а затем пересчитаны на отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандарте JNdi-1 = 0.512115 (Tanaka et al., 2000). При расчете модельных возрастов T_{DM} использованы современные значения CHUR по (Bouvier et al., 2008) ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512630$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1960$) и DM по (Goldstein, Jacobsen, 1988) ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2136$).

Температуры начальных стадий кристаллизации гранитоидных расплавов в ГМК были определены на основе равновесия (Watson, Harrison, 1983), учитывающего зависимость степени насыщения расплава цирконием от температуры и состава этого расплава.

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

В строении ГМК принимают участие биотитовые плагиогнейсограниты немтихинской толщи, которые выше по разрезу сменяются порфиробластическими плагиогнейсами и гранат-двуслюдяными кристаллическими сланцами с широким развитием лейкогранитов, пегматитов, рапакивиподобных гранитов, продуктов ультраметаморфизма (мигматитов) и подчиненным количеством амфиболитов и метатерригенно-карбонатных пород (кварцитов, кальцифиоров, мраморов) малогагевской толщи (Likhanov, 2018). В составе ГМК нами были подробно изучены гранитоиды из 4 участков (рис. 1).

Плагиогнейсограниты немтихинской толщи обнажены в блоке размером около $10 \times 4-5$ км, расположенном в бассейне верховьев р. Чапа и ее правого притока р. Колоромо, обнажается блок размером около $10 \times 4-5$ км (рис. 1). Место опробования расположено в правобережье р. Колоромо, в 7 км выше ее устья. Визуально эти плагиогнейсограниты представляют собой неравномернозернистые, сильно рассланцованные, тонкополосчатые породы светло-серого цвета с псевдопорфировидной структурой. Под микроскопом в них обнаруживается бластокатаклазитовая структура. Порфирокласты представлены катаклазированными зернами магматического зонального плагиоклаза линзовидно-овальной формы (до 3–4 мм). Основная масса породы сложена среднезернистым сланцеватым агрегатом лепидогранобластовой структуры (1–2 мм), состоящим из кварца, плагиоклаза и чешуек ориентированного в плоскости рассланцевания мусковита. Особенности пород являются согласные со сланцеватостью, облекающие порфирокласты плагиоклаза, и тонкие лентовидные полоски кварц-плагиоклазового состава (0.5–1.3 мм) с примесью мелких зерен вторичного эпидота, хлорита и мусковита. Первичная магматическая структура обнаруживается в качестве реликтовой в линзах кварц-полевошпатового состава. Судя по взаимоотношению первичных магматогенных и развитию вторичных метаморфогенных минералов, породы представляют собой интенсивно тектонизированные, апогранитоидные бластокатаклазиты и бластомилониты, сформированные в условиях сдвиговых деформаций или детачмента.

Граниты бимодального дайкового пояса наряду с метагабброидами представлены крутопадающими интенсивно рассланцеванными телами, прорывающими деформированные и мигматизированные гнейсы и кристаллические сланцы ГМК. В структуре ПРСЗ они картируются в узких приразломных зонах в виде малых интрузий и комплекса параллельных сближенных, метаморфизованных и тектонизированных даек кислого и основного состава (рис. 1). Их проявление ограничено разрывными нарушениями Приенисейской зоны разломов. Преобладающее простирание даек северо-западное ($340^\circ-350^\circ$) с крутыми углами падения до субвертикальных ($80^\circ-90^\circ$), мощность варьирует от нескольких метров до 10–15 м. В большинстве случаев дайки кислого состава сложены крупнозернистыми порфиробластическими гранитами серого цвета с признаками внутренней дифференцированности, часто рассланцеванных до облика мелкоочковых ортоклазовых гнейсогранитов с размерами порфиробластов ортоклаза от 5–7 мм до 2 см. В овоидах ортоклаза наблюдаются структуры распада (пертиты плагиоклаза, кварцевая графика) и широкое проявление мирмекитов, свидетельствующие о первичной магматической природе. Ос-

новая масса сложена кварцем, альбитом, микроклином и биотитом.

В составе ГМК был изучен обособленный массив *лейкогранитов тектонического меланжа*, представляющий собой скальную гряду в русле р. Енисей вблизи о. Островок, напротив устья р. Вятка (рис. 1). Граниты представлены крупно-губозернистыми разностями розового цвета, слабая гнейсовидность подчеркивается цепочечным расположением чешуек биотита, которые совместно с гранобластовым кварц-плагиоклаз-микроклиновым агрегатом облекают порфиробласты калишпата — решетчатого микроклина, размером до 1.5–2 см, и линзовидные скопления кварца такого же размера — реликты крупных катаклазированных зёрен кварца. Акцессорные минералы представлены хорошо образованными кристаллами сфена, размером до 3 мм и мелкими кристаллами циркона и апатита.

Граниты Чернореченского массива (ЧМ) располагаются в пределах ГМК на западном фланге ПРСЗ, в правобережье р. Енисей, в бассейне р. Разгромной (рис. 1), и залегают в одной тектонической зоне с мелкими массивами рапакиви-подобных гранитов (Лиханов и др., 2014), субщелочными лейкогранитами из тектонического меланжа и бимодальным дайковым комплексом кислых и основных даек. Интрузивное тело линзовидной формы имеет площадь около 140 км² и приурочено к крупным разломам субмеридианального направления. С учетом геофизических данных (Даченко, 1984), предполагается субвертикальное падение и “пластинообразная” форма магматического тела с тектоническими контактами с вмещающими породами.

Породы главной интрузивной фазы слагают около 90% площади ЧМ и представляют собой крупнозернистые граниты и гнейсо-граниты с очковой и гнейсовидной текстурой. Вкрапленники размером до 3 см представлены изометричными зернами калишпата, реже более мелкими выделениями плагиоклаза. Участками в породах хорошо сохраняются маргинационная структура и крупноовоидная текстура исходных магматических пород. Основная масса сложена среднезернистым агрегатом, состоящим из изометричных и ксеноморфных зерен кварца и субидиоморфного олигоклаза с основностью 0.17–0.21. Биотит образует удлиненно-волокнистые агрегаты или гломеробластовые скопления. Среди акцессорных минералов отмечаются единичные зерна граната, апатита, монацита, циркона и ильменита.

ПЕТРОГЕОХИМИЯ, УСЛОВИЯ И ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ПОРОД

По содержанию петрогенных элементов разгнейсованные и катаклазированные *плагиогней-*

сограниты немтихинской толщи соответствуют известково-щелочным плагиогранитам (SiO₂ до 73.6 мас. %) натриевого ряда (Na₂O/K₂O ≈ 2) (Middlemost, 1985) с пералюминиевыми характеристиками (Al₂O₃ до 14.6 мас. %), с низкими содержаниями CaO (<1 мас. %) и MgO (0.89–1.32 мас. %) при умеренном содержании суммы щелочей (K₂O + Na₂O до 6.5 мас. %) и относительно высокой железистости (FeO*/(FeO* + MgO) > 0.7), где FeO* = 0.9Fe₂O₃ + FeO (рис. 2). Соотношение нормативных полевых шпатов (альбит — 68%, анортит — 8%, калиевый полевой шпат — 24%) позволяет идентифицировать их как трондьемиты с нормативным корундом (4%) (Barker, 1979). Спектры распределения редкоземельных элементов, нормированные к составу хондрита (рис. 3а), характеризуется небольшим европиевым минимумом (Eu/Eu* = 0.53–0.64) и имеют крутой отрицательный наклон, о чем свидетельствуют повышенные величины отношений (La/Yb)_n ~ 13.5–22, (Gd/Yb)_n ~ 2.0 и LREE/HREE ~ 17.7–24.9. По среднему редкоэлементному составу эти породы обогащены Ga (23.2 г/т), Ba (538 г/т), Th (25 г/т), Nb (39 г/т), Y (46 г/т) и Ce (154 г/т) и обеднены Rb (58 г/т), Sr (67 г/т), U (2 г/т), V (26 г/т) и Sc (5.2 г/т) относительно средних составов гранитоидов *M*-, *I*- и *S*-типов (Whalen et al., 1987), что подчеркивается низким Sr/Y (<2) и повышенным Th/U (>11) отношениями (рис. 3б). Несмотря на некоторые вариации в содержаниях главных и редких элементов, изученные породы отличаются существенной однородностью химических составов, перекрывающихся в пределах аналитических ошибок. По совокупности петро- и геохимических данных эти гранитоиды соответствуют гранитам *A*-типа, что подтверждается их положением на диаграммах (FeO*/MgO–Zr + Nb + Ce + Y и (K₂O + Na₂O)/CaO–Zr + Nb + Ce + Y) (Whalen et al., 1987) (рис. 4а, 4б). На дискриминационных диаграммах Nb–Y и Rb–Y + Nb (Pearce et al., 1984) и Rb–Hf–Ta (Harris et al., 1986) для определения геодинамических обстановок формирования гранитов составы этих пород сконцентрированы в поле существенно внутриплитных гранитов (рис. 4г, 4д, 4е). На диаграмме (La/Yb)_n–Yb_n (Martin, 1986) составы пород попадают в поле постархейских гранитоидов, обогащенных тяжелыми РЗЭ и обедненных Co и Ni по сравнению с кислыми магматическими породами архея.

Эти породы вероятно представляют собой один из членов бимодальной серии, второй из которых представлен ассоциирующими с ними основными породами, представленными субвулканическими телами шумихинского массива (Качевский и др., 1991). Петрохимический состав основных вулканитов отвечает базальтам и субщелочным базальтам, характеризующимся повышенным содержанием щелочей (K₂O + Na₂O =

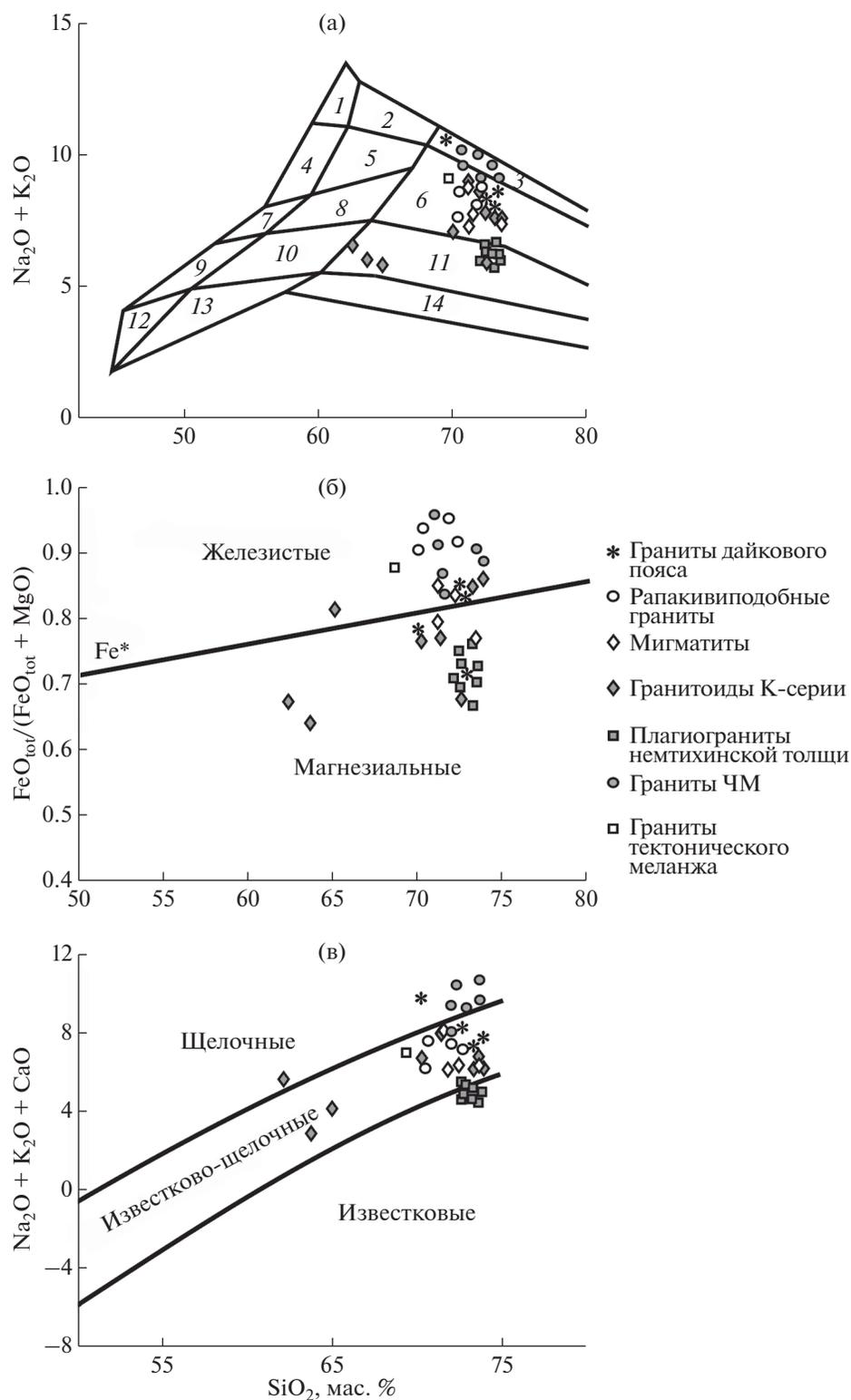


Рис. 2. Классификационные диаграммы $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{--SiO}_2$ (Middlemost, 1985) (а), $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})\text{--SiO}_2$ (Frost et al., 2001) (б) и $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO})\text{--SiO}_2$ (в) для гранитоидов ГМК. Поля на (а) диаграмме: 1 – щелочные сиениты; 2 – щелочные кварцевые сиениты; 3 – щелочные граниты; 4 – сиениты; 5 – кварцевые сиениты; 6 – граниты; 7 – монзониты; 8 – кварцевые монзониты; 9 – монцодиориты; 10 – кварцевые монцодиориты; 11 – гранодиориты; 12 – габбро; 13 – кварцевые диориты; 14 – тоналиты.

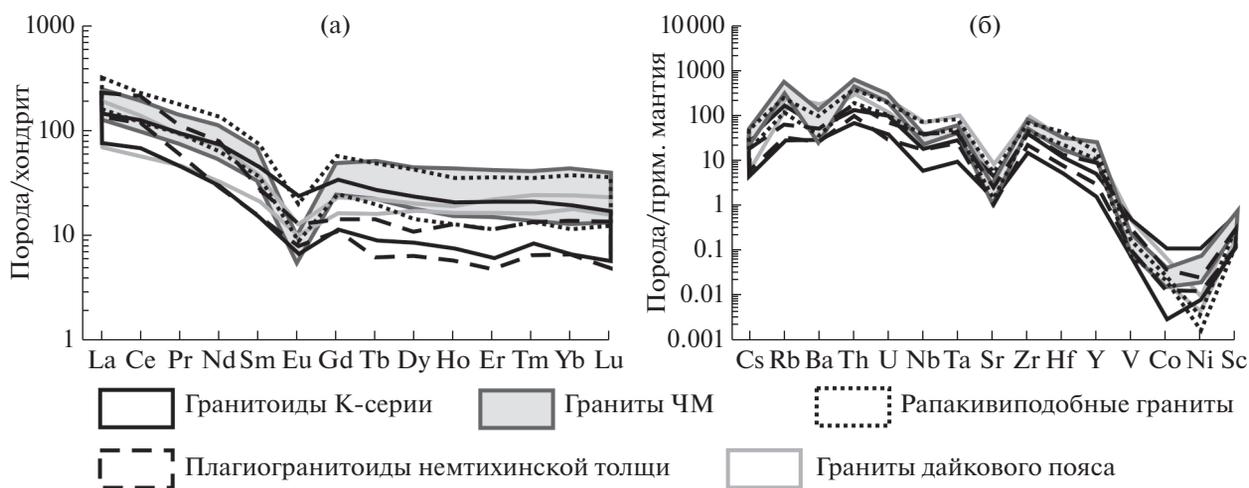


Рис. 3. Спектры распределения редкоземельных элементов, нормированные к хондриту (Boynnton, 1984) (а), и спайдердиаграмма содержаний микроэлементов, нормированных к составу примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989) (б) для А-гранитов Чернореченского массива (720–730 млн лет) в сравнении с другими разновидностями гранитоидов ГМК.

= 3.3–4.2 мас. %) с резким преобладанием натрия ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 3.6\text{--}5.3$), а также TiO_2 (до 3.5 мас. %) и суммарного железа (до 18 мас. %) (Динер, 1991). Такие высокотитанистые базальты и субщелочные базальты, отличающиеся положительной аномалией высокочargedных некогерентных элементов (HFSE; Nb, Ta, Ti) на нормированных к примитивной мантии диаграммах, типичны для внутриплитных базальтов, в частности базальтов континентальных рифтовых зон и океанических островов (Stewart, Rogers, 1996). Формирование подобных магматических комплексов объясняется, как правило, анорогенными условиями в связи с плюмами и (или) континентальным рифтогенезом (Зоненшайн, Кузьмин, 1992).

Основные разновидности *гранитоидов бимодального дайкового пояса* по своему петрохимическому составу соответствуют, преимущественно, гранитам, реже щелочным гранитам (Middlemost, 1985) с железистостью $f = (\text{FeO} + 0.9\text{Fe}_2\text{O}_3)/(\text{FeO} + 0.9\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}) = 0.82\text{--}0.66$ (Frost et al., 2001) (рис. 2а–2б). В целом эти породы представляют собой пер- и высокоглиноземистые ($\text{ASI} = 1.09\text{--}1.24$) высококалиевые породы ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 7.8\text{--}10.7$ мас. % при $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 2.3\text{--}2.8$) преимущественно известково-щелочной и, в меньшей мере, щелочной серий (рис. 2в). Они характеризуются умеренными и высокими содержаниями REE (106–253 г/т), повышенными концентрациями Y, Th, U, Zr, Hf, Nb, Ta, отчетливо выраженными европиевыми аномалиями ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.33\text{--}0.7$), и слабофракционированными спектрами распределений REE ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 2.9\text{--}10.6$; $(\text{Gd}/\text{Yb})_n = 0.7\text{--}1.2$ (рис. 3а).

Ассоциирующие с ними метагабброиды дайкового комплекса по химическому составу отвечают базальтам нормальной щелочности и умеренно-щелочным базальтам. Для пород характерны содержания $\text{SiO}_2 = 45.6\text{--}47.5$ мас. % и сумма щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), не превышающая 3.6 мас. %, умеренные содержания TiO_2 до 2.1 мас. %, низкие и умеренные содержания Fe_2O_3 (10.8–13%) и повышенные концентрации $\text{P}_2\text{O}_5 = 0.22\text{--}0.32$. Железистость варьирует в узком диапазоне от 0.61 до 0.63. Метабазиты относительно кислых разновидностей, как правило, обогащены элементами, имеющими геохимическое сродство с плагиоклазом (Sr до 1200 г/т и Eu), а также – Ni, V, Co и Sc, и обеднены всеми другими совместимыми и несовместимыми элементами. Для их REE-спектров свойственна слабовыраженная отрицательная Eu-аномалия (0.85–0.92) при незначительном варьировании индикаторных геохимических отношений $(\text{La}/\text{Yb})_n$ от 2.5 до 6.4, $(\text{Gd}/\text{Yb})_n$ от 1.6 до 2.1 (рис. 3а). По сравнению с другими метагабброидами ГМК они заметно обогащены Sr, Y, Ni и обеднены Cs, Rb и Th, а также имеют более повышенные значения Co/Th, La/Th и пониженные значения Th/U. Мультиэлементные спектры ассоциирующих с ними метагабброидов дайкового комплекса характеризуются отсутствием деплетирования Nb и Ta относительно Th и легких РЗЭ (рис. 3б), что является типичным для внутриплитных базальтов, в частности, базальтов континентальных рифтовых зон (Stewart and Rogers, 1996), связь которых с глубинными мантийными источниками и плюмами является наиболее обоснованной. Принадлежность этих пород к группе внутриплитных базальтоидов подтверждается использованием классификаций, основан-

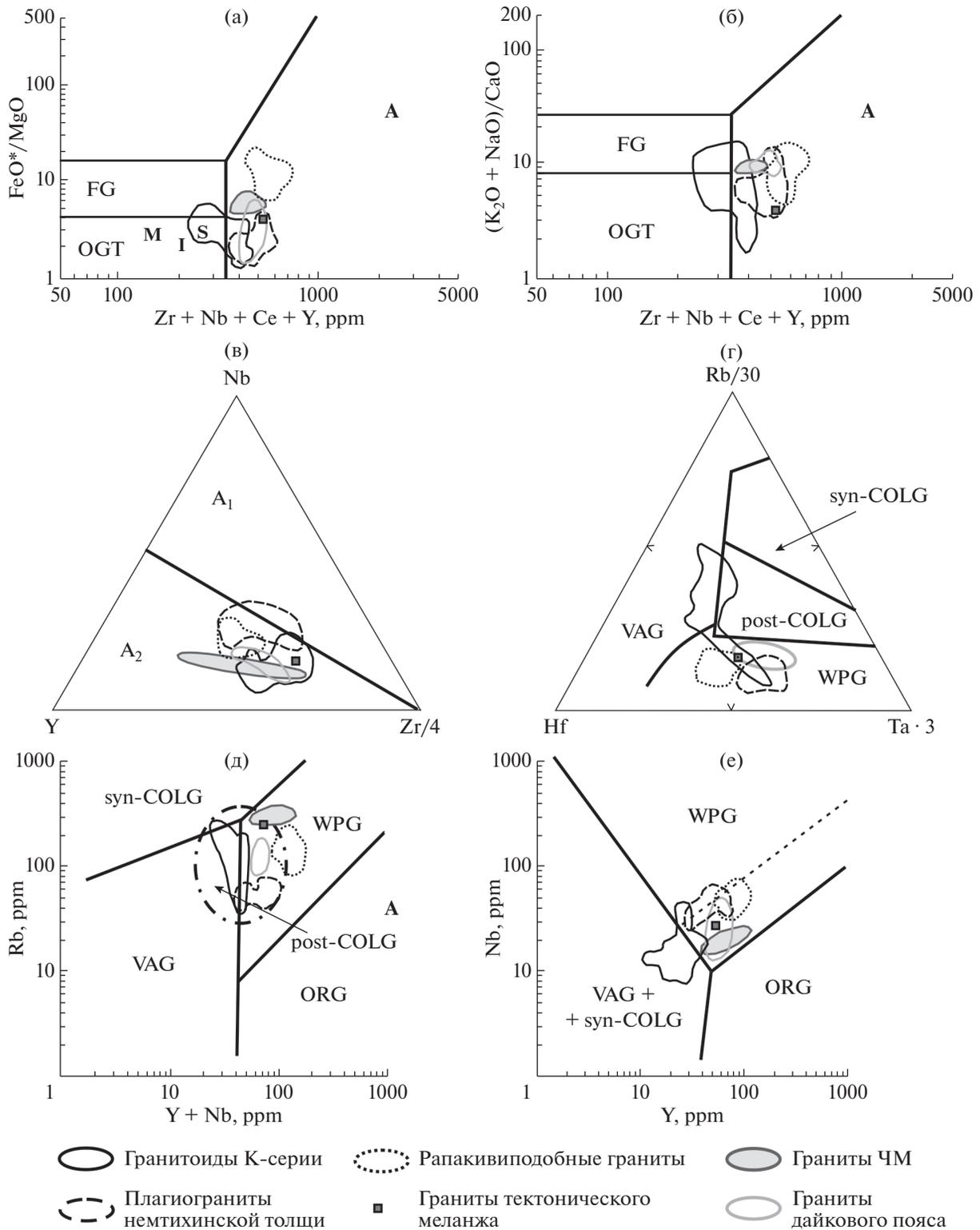


Рис. 4. Дискриминационные диаграммы для главных породных ассоциаций ГМК: (а) $FeO^*/MgO-Zr + Nb + Ce + Y$ и (б) $(K_2O + Na_2O)/CaO-Zr + Nb + Ce + Y$; (в) $Nb-Y-Zr/4$; (г) $Rb-Hf-3Ta$; (д) $Rb-Y + Nb$; (е) $Nb-Y$, обзор которых приведен в тексте. Поля составов гранитоидов: (а, б) А – А-типа, FG – фракционированные, OGT – нефракционированные М-, I- и S-типов; (в) гранитоиды, источниками которых являлись породы по своему составу подобные базальтам океанических островов (А₁) или породы континентальной коры (А₂); (г–е) post-COLG – постколлизийные, syn-COLG – коллизийные, VAG – островодужные, WPG – внутриплитные и ORG – океанических хребтов.

ных на соотношениях концентраций Zr–Nb–Y (Meschide, 1986) и Hf–Th–Ta (Wood, 1980), что отличает их от других габброидов ГМК, относящихся к островодужным толеитам (Likhanov, Santosh, 2017).

Лейкограниты тектонического меланжа по своему петрохимическому составу соответствуют гранитам с умеренными содержаниями SiO₂ (до 70 мас. %) (Middlemost, 1985) и относительно низкими концентрациями Al₂O₃ (обычно <14 мас. %) с высокой железистостью $f = (\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})) = 0.82$, где $\text{FeO}^* = (\text{FeO} + 0.9 \times \text{Fe}_2\text{O}_3)$. В целом эти породы представляют собой перглиноземистые (ASI = 1.03) субщелочные и высококальциевые породы ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 8.2$ мас. % при отношении $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 2$) известково-щелочной серии (рис. 2). Нормативный состав гранитов (%): кварц – 30, ортоклаз – 35 и плагиоклаз – 25 и соотношение нормативных полевых шпатов (альбит – 33%, анортит – 9%, ортоклаз – 58%) позволяет идентифицировать их как субщелочные граниты с нормативными корундом, энстатитом и сфеном (около 2%). Они характеризуются повышенными содержаниями редкоземельных элементов – REE (254 г/т), Y, Zr, Hf, Nb, Ta, отчетливо выраженной европиевой аномалией ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.40$), и слабофракционированным спектром распределений REE ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 8.4$; $(\text{Gd}/\text{Yb})_n = 1.7$).

Граниты Чернореченского массива по своему петрохимическому составу соответствуют гранитам с умеренно-повышенными содержаниями SiO₂ (68–76 мас. %) (Middlemost, 1985) и существенно варьирующими концентрациями Al₂O₃ (12–18 мас. %). Эти породы более обогащены железом ($\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO}) = 0.80–0.95$) по сравнению с гранитами S-типа, формирующихся в синколлизонных условиях. В целом эти железистые лейкограниты представляют собой перглиноземистые (ASI = 1.1–1.4) субщелочные и высококальциевые породы ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ до 10.9 мас. % при отношении $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 2–3$) щелочно-известковой, реже щелочной, серии, происхождение которых обычно связывается с неистощенным магматическим источником или фракционной кристаллизацией коровых расплавов. Нормативный состав лейкогранитов (%): кварц – 25–30, ортоклаз – 30–40 и плагиоклаз – 25–30 и соотношение нормативных полевых шпатов (альбит – 32%, анортит – 10%, ортоклаз – 58%) позволяет идентифицировать их как субщелочные граниты с нормативными корундом (2–4.4%), энстатитом (около 2%) и ферросилитом (1–4.7%). Они отличаются повышенными содержаниями REE (до 390 г/т), Rb, Th, U, Y, Zr, Hf, Nb, Ta, Sc и пониженными концентрациями Sr по сравнению с другими ассоциациями ГМК, более выраженной европиевой аномалией ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.1–0.35$), и слабофракционированным спектром распре-

деления REE с $(\text{La}/\text{Yb})_n = 6.8–10$; $(\text{Gd}/\text{Yb})_n = 1.1–1.8$ (рис. 3).

Установленное для всех изученных пород распределение тяжелых REE наряду с высоким содержанием Ba (до 1200 г/т) является характерной особенностью протерозойских гранитов А-типа (Dall’Agnol et al., 1999). Их принадлежность к группе анорогенных внутриплитных гранитоидов подтверждается использованием классификаций, основанных на соотношениях концентраций $\text{FeO}^*/\text{MgO}–\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y}$, $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})/\text{CaO}–\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y}$ (Whalen et al., 1987), $\text{Rb}–\text{Y} + \text{Nb}$ и $\text{Nb}–\text{Y}–\text{Zr}$ (Pearce, 1996) (рис. 4). Общим свойством для всех разновидностей гранитов ГМК является их происхождение из магм, отделенных от континентальной или андерплейтовой коры, что вытекает из соотношений между концентрациями Nb–Y–Zr (Eby, 1992) (рис. 4в).

Особенностью гранитоидов ЧМ по сравнению с другими породами ГМК является кристаллизация из более высокотемпературных расплавов ($T = 780–820^\circ\text{C}$ vs $T = 750^\circ\text{C}$); это следует из расчетных данных по степени насыщения расплава цирконием. Их характерными чертами также являются высокая железистость силикатов – граната (0.99) и биотита (0.87), наличие ильменита как единственного Fe–Ti окисла и низкие содержания потерь при прокаливании, что указывает на образование из маловодных расплавов в восстановительных условиях ниже FMQ буфера (Likhonov et al., 2001). В качестве потенциального источника для таких наименее окисленных разновидностей пород предполагаются продукты плавления гнейсов инфракрустального комплекса Сибирского кратона.

Независимые оценки глубин и температур становления ряда массивов Посольненского комплекса, включающего ЧМ, полученные проекцией нормативных составов гранитоидов на тройную диаграмму *Ab–Kfs–Qz*, находятся в диапазоне $P = 6–10$ кбар при $T = 600–680^\circ\text{C}$ (Даценко, 1984). Эти оценки согласуются с *P–T* параметрами метаморфизма пород ($P = 6.7–8.5$ кбар/ $T = 510–640^\circ\text{C}$), вычисленными на основе составов породообразующих минералов при совместном использовании взаимосогласованных калибровок геотермобарометров, обзор которых приведен в (Ревердатто и др., 2017). Эти данные подтверждают принадлежность гранитоидов массива к формации гнейсо-гранитов амфиболитовой фации (Кузнецов, 1964). Более высокий уровень содержания большинства несовместимых элементов в гранитах ЧМ (рис. 3б), по-видимому, связан с более глубокой дифференциацией этих магм по сравнению с другими минеральными ассоциациями ГМК.

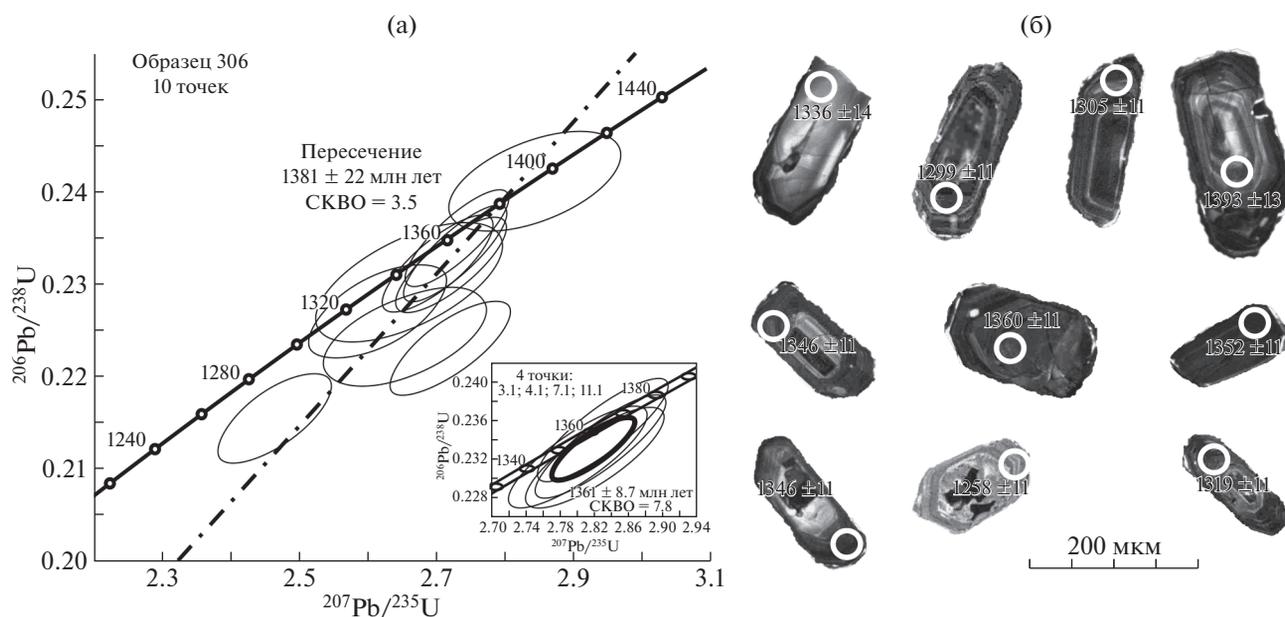


Рис. 5. U–Pb диаграмма с конкордией для цирконов из плагиогнейсогранитов немтихинской толщи (обр. 306) (а) и катодолюминесцентное изображение цирконов с точками датирования и возрастами (б).

ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ, ВОЗРАСТНЫЕ КОРРЕЛЯЦИИ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

Циркон из *плагиогнейсогранитов немтихинской толщи* (обр. 306) представлен бледно-розовыми прозрачными призматическими кристаллами с $K_y = 2-4$ гиацинтового габитуса размером от 100 до 250 мкм. В катодолюминесцентном изображении большинство цирконов характеризуются наличием длинно- и короткопризматических ядер с тонкой секториальной зональностью и внешних оболочек с нечеткой зональностью; реже встречаются цирконы с темными незональными ядрами (рис. 5б). Морфологические признаки и черты внутренней структуры, наряду с нормальным Th/U отношением (0.25–0.54) в ядрах и краях зерен, свидетельствуют о магматической природе циркона. Дискордия, построенная по 10 точкам из ядер и краевых частей цирконов (табл. 1), имеет верхнее пересечение с конкордией 1381 ± 22 млн лет (рис. 5а). Близкое, перекрывающееся в пределах ошибки, значение получено для четырех зональных конкордантных ядер и оболочек — 1361.5 ± 8.7 млн лет (рис. 5а вставка). Эти оценки могут быть использованы для обоснования мезопротерозойского (на рубеже нижнего и среднего рифея) возраста формирования плагиогнейсогранитов немтихинского комплекса.

Этот возраст 1360–1380 млн лет мог быть связан с завершающим этапом мезопротерозойского рифтогенеза вдоль западной окраины Сибирского кратона (Likhonov, Santosh, 2019) и сопряженными синхронными процессами извержения

пикробазальт-базальтовых туфов и лав, формирования рапакивидоподобных гранитов ПРСЗ (Лиханов и др., 2014) и ассоциирующих субвулканических тел габбро-долеритов и пикритоидов Рыбинско-Панимбинского вулканического пояса. Примечательно, что близкий возрастной интервал, установленный U–Pb датированием из гранитов-рапакиви бердяшского массива и риолит-дацитов машакской свиты юрматинской серии, предлагается в качестве границы раннего и среднего рифея в Башкирском мегаантиклинории на Урале (Ронкин и др., 2007), стратиграфические последовательности которого коррелируются с рифейскими отложениями Енисейского кряжа (Иванов, 1981). Магматическая активность и сопутствующий рифтогенез на рубеже нижнего и среднего рифея на западной окраине Сибирского кратона синхронны с возрастными данными мафических силлов и даек западной Лаврентии (Виктория Лэнд, Харт и Салмон Ривер Арч) и северной Гренландии (Мидсомерсо и Зиг-Заг), Анабарского шита (Чиэресс) и востока Сибирского кратона (Сетте-Дабан) (Puchkov et al., 2013; Gladkochub et al., 2012) (рис. 9а). Эти события маркируют заключительные стадии распада суперконтинента Нуны (Колумбия), продолжающиеся вплоть до начала гренвилльских событий. Таким образом, активизация магматической деятельности и сопутствующий рифтогенез на рубеже нижнего и среднего рифея на западной окраине Сибирского кратона и в других континентальных блоках могли быть связаны с распадом предпола-

Таблица 1. Результаты изотопных анализов и возраст цирконов из проб А-гранитов ГМК Заангарья Енисейского кряжа

№ точек	U ppm	Th ppm	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	Изотопные отношения ¹						Возраст, млн лет
				$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	1σ	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	1σ	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	1σ	
306										
1.1	154	81	0.03	0.0869	1.6	2.76	2	0.2302	1.2	1336 ± 14
2.1	1391	344	0.02	0.0863	0.96	2.564	1.3	0.2155	0.93	1258 ± 11
3.1	1309	560	0.02	0.08814	0.73	2.821	1.2	0.2321	0.94	1346 ± 11
4.1	1184	322	0.03	0.0879	0.59	2.828	1.1	0.2333	0.94	1352 ± 11
6.1	983	383	0.03	0.0868	1.2	2.716	1.6	0.227	0.94	1319 ± 11
7.1	1099	372	0.03	0.08736	0.6	2.83	1.1	0.235	0.93	1360 ± 11
8.1	1671	555	0.02	0.09165	0.85	2.82	1.3	0.2232	0.93	1299 ± 11
9.1	783	321	0.02	0.0891	1.5	2.755	1.8	0.2243	0.97	1305 ± 11
10.1	1781	827	0.03	0.0886	1.5	2.945	1.8	0.2411	0.93	1393 ± 12
11.1	1113	265	0.03	0.0875	0.71	2.802	1.2	0.2322	0.95	1346 ± 11
57										
1.1	5324	156	0.03	0.06539	0.60	1.162	1.7	0.1289	1.6	781 ± 12
2.1	2814	64	0.02	0.06464	0.97	1.112	1.8	0.1248	1.6	758 ± 11
3.1	1595	26	0.02	0.06701	2.10	1.184	2.5	0.1282	1.5	778 ± 11
4.1	4212	136	0.03	0.06542	0.72	1.19	1.7	0.1319	1.5	799 ± 12
5.1	2947	77	0.03	0.06487	1.10	1.181	2	0.1321	1.6	800 ± 12
6.1	4029	102	0.03	0.06581	0.73	1.212	1.7	0.1335	1.6	808 ± 12
7.1	2576	58	0.02	0.06545	1.30	1.191	2	0.1319	1.5	799 ± 11
8.1	3683	74	0.02	0.06551	0.89	1.186	1.9	0.1313	1.6	795 ± 12
9.1	4539	125	0.03	0.06599	0.79	1.191	1.8	0.1309	1.6	793 ± 12
10.1	3432	86	0.03	0.06581	0.88	1.208	1.9	0.1331	1.6	806 ± 12
10.2	2764	75	0.03	0.06625	0.95	1.212	1.9	0.1326	1.6	803 ± 12
61										
1.1	1755	64	0.04	0.06588	0.82	1.186	1.5	0.1306	1.2	791 ± 9.0
2.1	1621	53	0.03	0.06596	0.93	1.181	1.5	0.1299	1.2	787 ± 9.1
3.1	1784	76	0.04	0.06558	0.94	1.184	1.5	0.131	1.2	793 ± 9.2
4.1	1595	50	0.03	0.06530	0.88	1.189	1.5	0.1321	1.2	800 ± 9.3
5.1	1948	71	0.04	0.06570	0.92	1.160	1.5	0.1281	1.2	777 ± 9.1
6.1	2661	73	0.03	0.06549	0.76	1.161	1.4	0.1286	1.2	780 ± 9.0
7.1	2364	90	0.04	0.06558	0.74	1.161	1.6	0.1284	1.4	779 ± 10
8.1	2671	90	0.03	0.06565	0.82	1.182	1.6	0.1306	1.4	791 ± 10
9.1	2592	111	0.04	0.06555	0.78	1.104	1.5	0.1222	1.2	743 ± 8.6
9.2	2404	133	0.06	0.06644	0.87	1.224	1.5	0.1336	1.2	809 ± 9.4
4										
1.1	987	403	0.42	0.0657	2.3	0.978	2.6	9.26	1.3	661 ± 8.3
5.1	731	350	0.49	0.0659	2.7	1.053	3	8.63	1.3	706 ± 9.0
7.1	405	452	1.15	0.0630	2.9	1.042	3.2	8.33	1.4	731 ± 9.6
3.1	1194	832	0.72	0.0652	1	1.095	1.6	8.21	1.3	741 ± 8.9
10.1	749	173	0.24	0.0650	1.2	1.093	1.8	8.19	1.3	742 ± 9.2
7.2	629	333	0.55	0.0641	1.2	1.08	1.8	8.18	1.3	743 ± 9.3

Таблица 1. Окончание

№ точек	U ppm	Th ppm	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	Изотопные отношения ¹						Возраст, млн лет
				$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	1σ	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	1σ	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	1σ	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$
6.1	512	245	0.50	0.0634	1.7	1.073	2.2	8.15	1.3	746 ± 9.4
8.1	305	139	0.47	0.0635	1.8	1.08	2.3	8.11	1.4	750 ± 10
9.1	626	333	0.55	0.0626	2	1.079	2.4	8.00	1.3	759 ± 9.5
2.1	557	255	0.47	0.0659	2.6	1.138	2.9	7.97	1.4	761 ± 9.7
11.1	373	146	0.40	0.0631	1.7	1.108	2.2	7.86	1.4	772 ± 10
4.1	410	212	0.53	0.0650	1.8	1.156	2.3	7.76	1.4	781 ± 10
54										
5.2	297	128	0.43	0.0641	0.96	0.114	0.87	1.029	1.27	708 ± 7
4.2	521	139	0.27	0.0632	1.00	0.115	0.82	1.023	1.31	713 ± 6
1.2	519	225	0.43	0.0634	1.68	0.116	0.83	1.029	1.88	715 ± 6
7.1	209	214	1.02	0.0642	2.22	0.119	0.91	1.035	2.40	718 ± 6
2.2	57	41	0.72	0.0584	7.62	0.116	1.50	0.957	7.77	721 ± 10
6.1	131	98	0.75	0.0633	2.51	0.118	0.98	1.038	2.71	725 ± 7
4.1	147	144	0.98	0.0624	2.97	0.121	0.97	1.033	3.14	727 ± 7
3.1	170	173	1.01	0.0627	3.12	0.120	0.96	1.030	3.27	727 ± 7
7.1	178	153	0.86	0.0660	3.43	0.121	0.94	1.092	3.55	727 ± 6
5.1	238	177	0.74	0.0634	1.15	0.120	0.88	1.044	1.44	728 ± 7
2.1	196	152	0.77	0.0629	3.13	0.121	0.93	1.045	3.24	730 ± 6
1.1	157	150	0.96	0.0610	2.78	0.120	0.95	1.020	2.96	733 ± 7

Примечания. Жирным шрифтом выделены номера проб. Ошибки приведены на уровне 1σ. Ошибка калировки стандарта не превышает 0,64%. ¹ – Поправка на обыкновенный свинец проведена по измеренному ²⁰⁴Pb. Последовательность проб расположена в порядке уменьшения возраста.

Таблица 2. Sm–Nd изотопные данные для плагиогранитов немтихинской толщи ГМК

Номер пробы	T*, млн лет	Содержание, ppm		Изотопные отношения		ε _{Nd} (0)	ε _{Nd} (T)	T _{Nd} (DM), млн лет	T _{Nd} (DM-2st), млн лет	T _{CHUR}
		Sm	Nd	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd					
306	1380	6.176	42.950	0.086924	0.511344 ± 33	-25.24	-5.8	2166	2442	1793

Примечания. T*, млн лет – возраст для расчета ε_{Nd}.

гаемого палео-мезопротерозойского суперконтинента Нуны.

Существенная дополнительная информация о возрасте корообразующих событий в пределах этого региона и источнике расплава для плагиогнейсогранитов получена при Sm–Nd изотопных исследованиях (табл. 2). Изученные породы характеризуются величинами ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.086924 и ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.5116344, что близко к средним значениям постаршейских пелитов Енисейского кряжа (Ножкин и др., 2008). Формирование гранитов Na-серии ГМК, принимая во внимание их изотопный состав, происходило в процессе плавления сиалического корового источника, представленного породами кристаллических и оса-

дочных комплексов Сибирского кратона с ранне-протерозойским модельным возрастом согласно T_{Nd}(DM-2st) = 2441 млн лет, ε_{Nd} = -5.9. Это хорошо согласуется с геодинамическими интерпретациями петрогеохимических особенностей пород.

Циркон из гранитов бимодального дайкового пояса (обр. 57 и 61) представлен субидiomорфными и идиоморфными светло-розовыми прозрачными призматическими кристаллами с K_y = 2–5 гиацинтового габитуса размером от 150 до 600 мкм. В катодолуменесцентном изображении большинство цирконов не зональные либо со слабо проявленной или нарушенной зональностью в связи с процессами перекристаллизации (рис. 6б). Реже встречаются цирконы с наличием тонкой осцил-

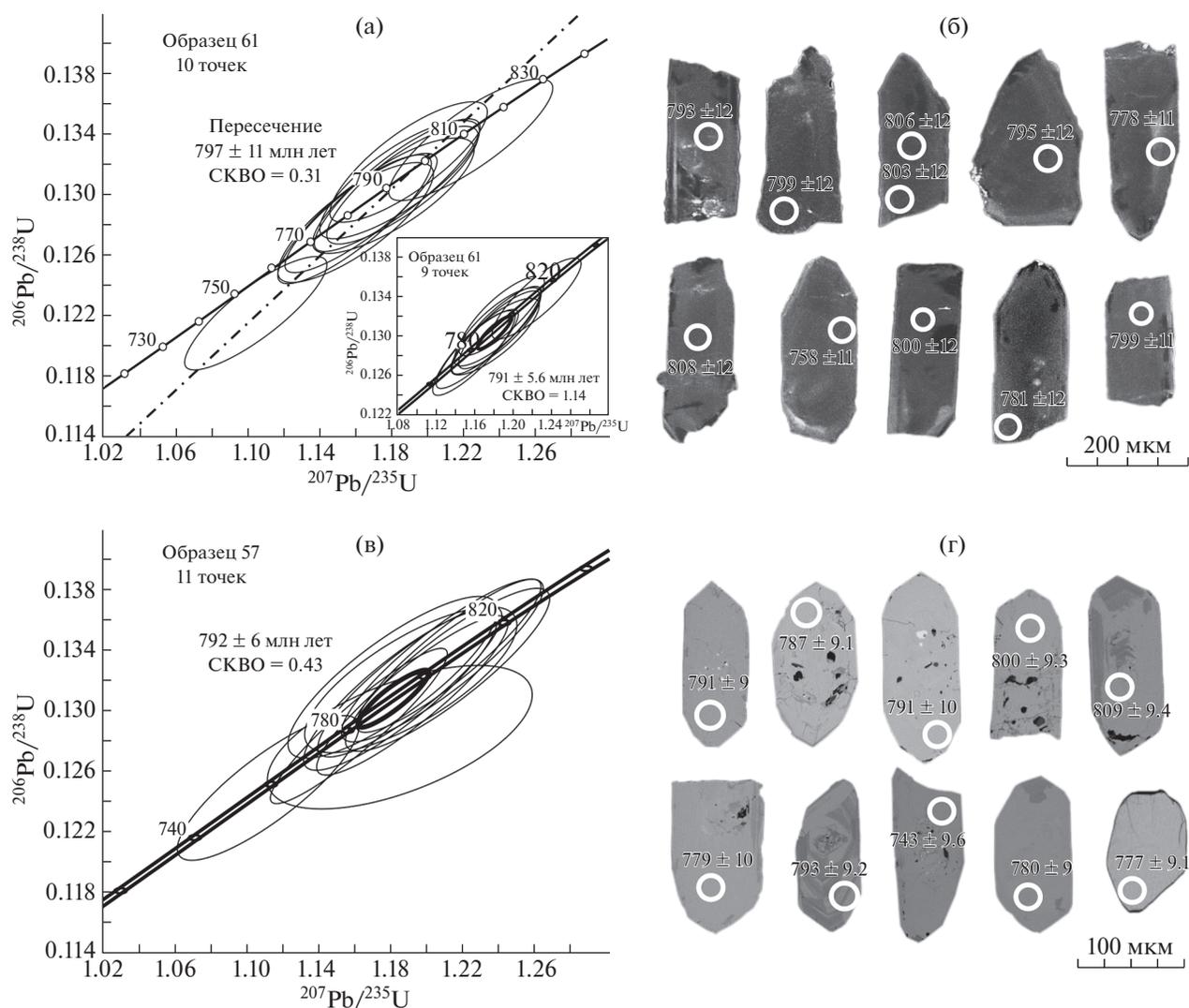


Рис. 6. U–Pb диаграмма с конкордией для цирконов из гранитов дайкового пояса (обр. 57 и 61) (а, б) и катодолуминесцентное изображение цирконов с точками датирования и возрастaми (с, д).

ляторной зональности и расплавленными включениями в ядрах зерен, что свидетельствует в пользу их магматического происхождения. Дискордия, построенная по 10 точкам из ядерных и краевых частей цирконов (обр. 57), имеет верхнее пересечение с конкордией 797 ± 11 млн лет (рис. 6а). Близкое, перекрывающееся в пределах ошибки, значение получено для 9 конкордантных ядер и оболочки – 791 ± 5.6 млн лет (рис. 6а, вставка). Фигуративные точки 11 центральных и краевых частей зерен цирконов из гранитов обр. 61 (рис. 6б) располагаются вдоль конкордии со средним значением возраста 792 ± 6 млн лет, рассчитанным с погрешностью 2σ (рис. 6в). Близкий возраст детритовых ядер и внешних кайм циркона, возможно, свидетельствует о перекристаллизации ядер с потерей радиогенного свинца в результате последующих тектоно-термальных событий. Учитывая морфологические особенности исследованного циркона,

полученные возраста можно интерпретировать как время становления дайкового комплекса в ПРСЗ. Результаты U–Pb геохронологических исследований цирконов из пород кислого состава хорошо согласуются с ^{40}Ar – ^{39}Ar данными, полученными методом ступенчатого прогрева для метагабброидов комплекса (Likhano, Santosh, 2017).

В последовательности тектонических событий в докембрийской эволюции Енисейского кряжа изученные проявления кислого и основного магматизма, отражающего обстановку растяжения вдоль западной окраины Сибирского кратона, по времени могут быть соотнесены с заключительной фазой развития орогена. Об этом свидетельствуют установленные тектонические и возрастные соотношения между гнейсами и кристаллическими сланцами ПРСЗ, сформированными в результате утолщения коры при надвигах, и про-

рывающими их дайками гранитов, внедрение которых происходило несколько позднее кульминационного этапа коллизионного метаморфизма. Это подтверждается U–Th–Pb *in situ* датированием монацитов в зональных гранатах из вмещающих гнейсов (Лиханов и др., 2013) и ^{40}Ar – ^{39}Ar данными по слодам из метапелитов полканского участка (802–798 млн лет) (Лиханов и др., 2011), являющихся продуктами коллизионного метаморфизма. Полученные возрастные оценки могут быть использованы для обоснования времени, фиксирующего верхнюю возрастную границу проявления коллизионного метаморфизма в регионе.

Эти данные являются свидетельствами раннего этапа проявления неопротерозойского континентального рифтогенеза на западной окраине Сибирского кратона. Растяжение коры и ассоциирующийся с ним бимодальный магматизм этой эпохи, связанной с проявлением плюмовой активности и распадом суперконтинента Родиния, установлены в других регионах мира, входящих в состав крупных магматических провинций (Ernst et al., 2008). Процессы литосферной деструкции зафиксированы в строении континентов дайковыми роями и внутриплитными вулканическими провинциями. Так, к этому времени относятся образование базитовых даек и силлов в Австралии и южном Китае (825–800 млн лет) (Zhao et al., 1994; Li et al., 2002; Windley, 1998), дайковых роев в западной Лаврентии (~780 млн лет) (Harlan et al., 2003, 2008). Относительно сопоставимые по возрасту (780–740 млн лет) и геодинамической позиции интрузивные образования известны в пределах Саяно-Байкальского дайкового пояса на юге Сибирского кратона (Гладкочуб и др., 2007). В зангарской части Енисейского кряжа к ним близки по времени проявления рифтогенного и внутриплитного магматизма (~780 млн лет), представленные плагиориодацит-базальтовой ассоциацией (Ножкин и др., 2008). Формирование этих даек связывают с распадом Родинии и раскрытием Палеоазиатского океана, а сами дайковые комплексы рассматривают в качестве лучей, расходящихся в разные стороны от северных областей Лаврентии – центральной точки гипотетического гигантского радиального дайкового роя (Ernst et al., 2008). С учетом этих особенностей и близкого расположения Лаврентии и Сибири предполагается, что Саяно-Байкальский дайковый пояс представлял собой одну из периферийных ветвей этого радиального дайкового роя (Гладкочуб и др., 2012).

Свидетельства континентального рифтогенеза с возрастом около 800 млн лет на западной окраине Сибирского кратона имеют важное значение для неопротерозойских палеоконтинентальных реконструкций. Процессы внутриплитного растяжения в пределах Енисейского кряжа по времени совпали с рифтогенезом, который проявился в структуре ряда кратонов северной Атлантики,

участвовавших в строении суперконтинента Родиния, и зафиксировал начальные стадии его распада. Дайки, силлы и проявления магматизма, подобные по возрасту, геохимической специфике и структурному положению дайковым роям Енисейского кряжа, широко представлены по периферии крупных докембрийских кратонов Родинии – Лаврентии, Балтики и Сибири, что служит весомым аргументом в пользу представления об их территориальной близости в эту эпоху. Это согласуется с выводами о синхронности и схожей последовательности и несколько более ранних однотипных тектоно-термальных событий на окраинах этих палеоконтинентов (Sawood et al., 2004, 2016; Likhanov et al., 2015). По времени эти деформационно-метаморфические события (интенсивная складчатость, тектоническое утолщение коры, связанный с надвигами коллизионный метаморфизм, внутриплитный магматизм) охватывают диапазон постгренвильского цикла, включающий эпохи Нордгьян (с-з. Шотландия) и Порсангер (с. Норвегия), с пиком около 800 млн лет до начала каледонской орогении. Тектонотипом этих событий в известной степени служит Вальгальский ороген, установленный в пределах северных территорий Лаврентии, Балтики, Гренландии и Свальбарда (Sawood et al., 2010). В частности, подобные по возрасту и стилю метаморфизма проявления были обнаружены в гнейсах и кристаллических сланцах Енисейского кряжа и Свальбарда, мойнской серии северо-западной Шотландии и восточной Гренландии (Лаврентия), соройского комплекса в северной Норвегии (Балтика). Такая трактовка взаиморасположения арктических кратонов в строении суперконтинента Родиния полностью согласуется с современными палеомагнитными данными и палеоконтинентальными реконструкциями (Torsvik, 2003; Metelkin et al., 2012; Johansson, 2014). В глобальном аспекте особенностей докембрийской геодинамики по современным представлениям это возрастной рубеж характеризуется повышенной активностью эндогенных процессов в связи с перестройкой конвективных течений в мантии (Добрецов, 2010).

Циркон из *лейкогранитов тектонического мегаланжа* (обр. 4) представлен субидiomорфными и идиоморфными бледно-розовыми прозрачными призматическими кристаллами с $K_z = 2$ –6 гиацитного габитуса размером от 100 до 250 мкм. В катодолюминесцентном изображении большинство цирконов характеризуются наличием длинно- и короткопризматических слабозональных ядер и внешних оболочек с нечеткой зональностью; реже встречаются цирконы с наличием тонкой осциллиаторной зональности (рис. 7б). Морфологические признаки и черты внутренней структуры, наряду с нормальным Th/U отношением (0.23–0.55) в ядрах и краях зерен, свидетельствуют в пользу магматической природы циркона.

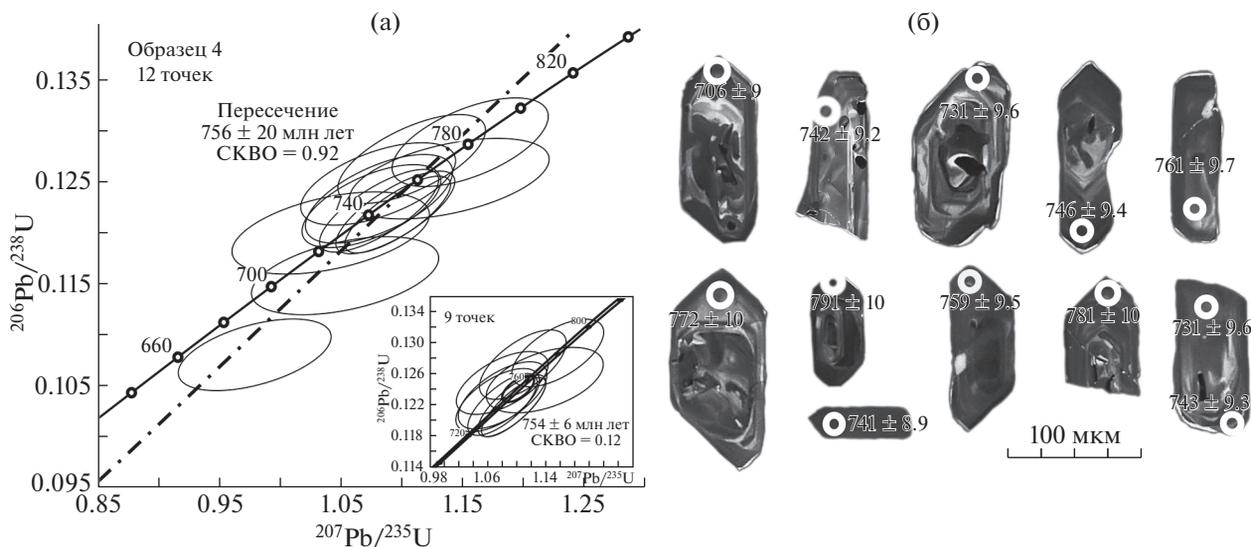


Рис. 7. U–Pb диаграмма с конкордией для цирконов из лейкогранитов тектонического меланжа (обр. 4) (а) и катодолюминесцентное изображение цирконов с точками датирования и возрастными (б).

Дискордия, построенная по 12 точкам из ядерных и преимущественно краевых частей цирконов (табл. 1), имеет верхнее пересечение с конкордией 756 ± 20 млн лет (рис. 7а). Близкое, перекрывающееся в пределах ошибки, значение получено для 9 конкордантных ядер и оболочек — 754 ± 6 млн лет (рис. 7а, вставка). Почти идентичный возраст детритовых ядер и внешних кайм циркона, возможно, свидетельствует о перекристаллизации ядер с потерей радиогенного свинца в результате последующих тектоно-термальных событий. Учитывая морфологические особенности исследованного циркона, полученные позднерифейские возраста можно интерпретировать как время становления субщелочных лейкократовых гранитов в Приенисейской сдвиговой зоне.

В последовательности тектонических событий в докембрийской эволюции Енисейского кряжа изученные проявления кислого магматизма по времени могут быть соотнесены со вторым этапом развития континентального рифтогенеза (750 млн лет) на западной окраине Сибирского кратона. Активизация магматической деятельности и сопутствующий позднерифейский рифтогенез этой эпохи, связанные с проявлением плюмовой активности и распадом суперконтинента Родиния, установлены в других регионах мира, входящих в состав крупных магматических провинций (Ernst et al., 2008). Возрастной интервал между 780 и 745 млн лет стал рубежным в истории развития Родинии. К этому интервалу времени приурочены процессы рифтогенеза, охватившие значительные территории суперконтинента. Они привели к расколу и образованию обособленных кратонов Австралии, Лавразии, Индии, Южной Америки и Южного Китая (Ярмолюк и др., 2008).

Процессы литосферной деструкции зафиксированы в строении континентов дайковыми поясами и внутриплитными магматическими провинциями. В пределах западной части Лаврентии около 780 млн лет назад возникла радиальная система даек гор Маккензи и провинция Вайоминг, которая рассматривается как проекция центра плюма, возникшего в основании Родинии (рис. 9б). В интервале времени 765–741 млн лет вдоль границ Лаврентии и Балтики возникли рифтогенные бимодальные и щелочногранитные ассоциации (Li et al., 2008). Относительно сопоставимые по возрасту (780–740 млн лет) и геодинамической позиции интрузивные образования известны в пределах Саяно-Байкальского дайкового комплекса на юге Сибирского кратона (Gladkochub et al., 2010). В приенисейской (западной) зоне разломов Заангарья Енисейского кряжа к ним близки по времени проявления рифтогенного и внутриплитного магматизма (~750 млн лет), представленные риолит-базальтовой ассоциацией (753 ± 6 млн лет), а также субщелочные лейкограниты Верхнекутукского (753 ± 4 млн лет), Гаревского (752 ± 3 млн лет) и Лендахского (749 ± 5 млн лет) массивов (Ножкин и др., 2008). Относительно одновозрастные известково-щелочные граниты Аятинского массива (750 ± 2 млн лет), приуроченные к Ишимбинской (восточной) сутурной зоне, отвечают геохимическим особенностям гранитов смешанного S–I-типа, что предполагает их формирование в иных (постколлизийных) геодинамических обстановках (Верниковский и др., 2009).

В катодолюминесцентном изображении цирконы из гранитов Чернореченского массива характеризуется длинно- и короткопризматическим габитусом с тонким секториальным строением и

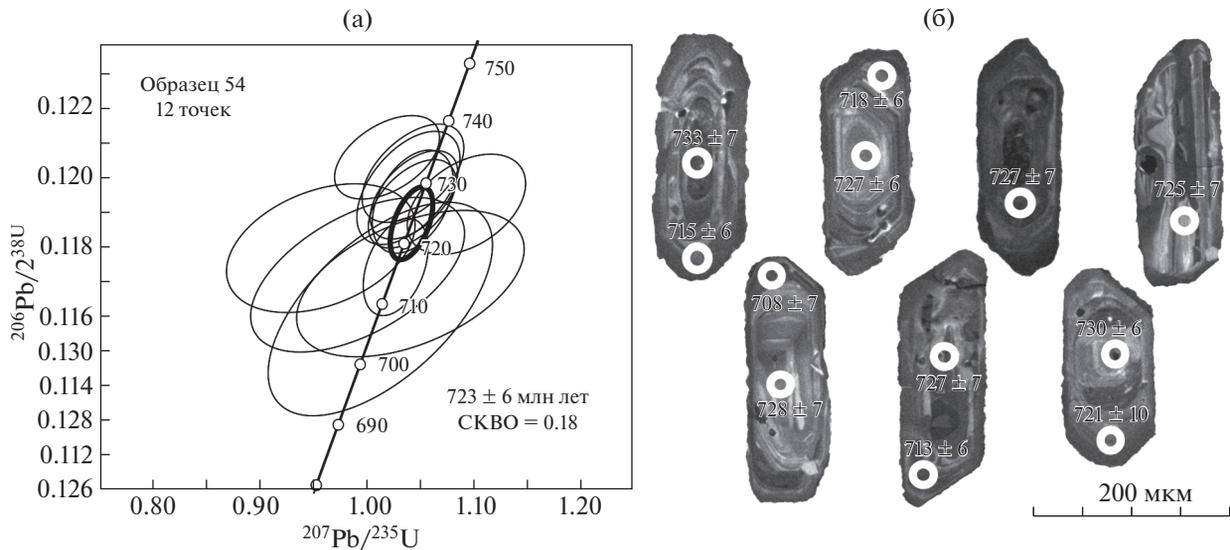


Рис. 8. U–Pb диаграмма с конкордией для цирконов из А-гранитов Чернореченского массива (обр. 54) (а) и катодолюминесцентное изображение цирконов с точками датирования и возрастами (б).

нормальными Th/U отношениями < 1 , что свидетельствует о магматической природе циркона (рис. 8б). Фигуративные точки 12 центральных и краевых частей зерен цирконов из обр. 54 располагаются вдоль конкордии в диапазоне 692–740 млн лет, со средним значением возраста 723 ± 6 млн лет (рис. 8а). Учитывая морфологические особенности исследованного циркона, полученные позднерифейские возраста можно интерпретировать как время становления субшелочных лейкогранитов ЧМ в Приенисейской сдвиговой зоне. Результаты изотопного U–Pb датирования в пределах погрешности метода совпадают с ранними датировками лейкогранитов ЧМ по монациту, полученным изохронным химическим методом (возраст изохроны 728 ± 51 млн лет; средневзвешенное значение – 721 ± 20 млн лет, SKBO = 0.19).

Оценки этого возраста позднего этапа вальгальской складчатости хорошо сопоставляются с датировками монацита из гранат-биотитового плагиогнейса приангарского комплекса в зоне сочленения северного и южного Енисейского кряжа (р. Тасева).

К этому времени в регионе приурочена активизация магматической деятельности с формированием лейкогранитов стрелковского (718 ± 9 млн лет) и глушихинского (731 ± 5 млн лет) (Верниковский, Верниковская, 2006) в пределах Приенисейской сдвиговой зоны, а также – становлением тел карбонатитов (725 ± 6 млн лет) пенченгинского комплекса (Врублевский и др., 2011). Эти датировки являются свидетельствами поздних импульсов аккреционно-коллизивных событий вальгальской орогении на западной окраине Сибирского кратона, связанных с заключительной стадией эволюции орогена. Аналогичные и несколько бо-

лее древние по возрасту рифтогенные процессы зафиксированы внутриплитными базитовыми (дайкавыми) комплексами в пределах южной и юго-западной окраин Сибирского кратона (Байкальский, Шарыжалгайский и Бирюсинский выступы) (Гладкочуб и др., 2012).

Близкий возраст с А-гранитами ЧМ установлен для базитов расслоенного Довыренского массива на Байкальском выступе (724 ± 3 млн лет) и ассоциирующих с ними вулканических пород из иняптукской свиты (729 ± 14 млн лет) (Арискин и др., 2013), Верхнекингашского (726 ± 18 млн лет) и Таргайского (713 ± 6 млн лет) массивов (Поляков и др., 2013; Ernst et al., 2016), становление которых осуществлялось на развитой стадии рифтогенеза (после массового внедрения даек) (Гладкочуб и др., 2012).

Корреляция новых данных по возрасту ЧМ с аналогичными процессами, проявившимися в структуре ряда крупных кратонов северной Атлантики, имеет значение для палеореконовструкций, связанных с распадом Родинии (Reverdatto et al., 2019). Палеомагнитные исследования предполагают существование общего с Сибирским кратоном континентального блока, включающего северную часть Лаврентии – современной Арктической Канады (Ernst, 2016). Известно, что в пределах этого блока 723 ± 4.2 млн лет назад сформировалась крупная магматическая провинция – Франклинское рифтогенное событие (Heaman et al., 1992; Эрнст, Гамильтон, 2009), как результат воздействия того же плюма, который затронул в позднем рифее западную и южную окраину Сибири. Синхронность магматической активности и схожая последовательность однотипных тектоно-термальных событий на арктической периферии

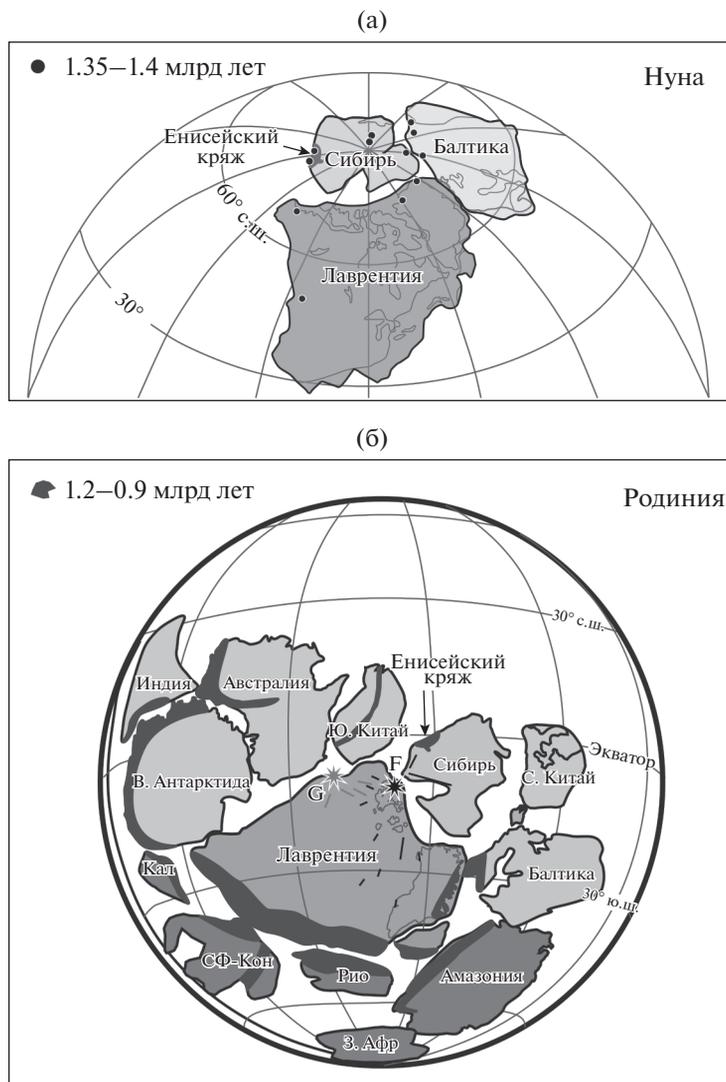


Рис. 9. (а) Реконструкция ядра суперконтинента Нуна в интервале времени 1900–1200 млн лет по Evans, Mitchell (2011). Черные кружки показывают локализацию возрастных эквивалентов (1.40–1.35 млн лет) тектонических событий в пределах Сибири, Лаврентии и Балтики. (б) Конфигурация ядра Родинии и расположение подвижных поясов гренвильской складчатости показаны темным цветом по Rino et al., 2008 с модификацией Ernst et al., 2008) в период ее стабилизации (1100–850 млн лет назад). Положение Сибирского кратона по (Metelkin et al., 2012). Светло-серыми и темно-серыми линиями показаны рои даек Гюнбарель (G) (780 млн лет) и Франклин (F) (723 млн лет) с предполагаемым центрами, обозначенными звездочками тех же оттенков серого по (Ernst et al., 2016). Символы для малых кратонов: С – Свальбард, С. Кит – Сев. Китай, Кал – Калахари, СФ-Кон – Сан-Франциско-Конго, Рио – Рио де ла Плато, З. Афр – Зап. Африка, Р – Рокол.

Родинии подтверждают современные палеомагнитные реконструкции о тесных пространственно-временных связях между Сибирью и Лаврентией на рубеже 730–720 млн лет (Metelkin et al., 2012) и о вхождении этих кратонов в состав древнего суперконтинента Родиния (рис. 9б).

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

(1) Рифтогенная природа изученных гранитидов Заангарья Енисейского кряжа обосновывается их морфологией в виде даек и силлов и/или тектонических пластин и клиньев, приуроченных

к зонам региональных разломов, бимодальным составом продуктов магматизма и свойственными для внутриплитных гранитов А-типа петролого-геохимическими характеристиками пород, обогащенных, главным образом, щелочами, железом и некогерентными элементами.

(2) По изотопным датировкам фиксируется два этапа проявления внутриплитного магматизма на западной окраине Сибирского кратона (1380–1360 и 800–720 млн лет), контролируемых процессами растяжения коры в пределах крупных линейных структур региона. Возрастной

интервал между этими процессами в эволюции Енисейского кряжа (~650 млн лет) коррелирует с длительностью суперконтинентальных циклов, начинающихся со стадии рифтогенеза и распада предшествующего суперконтинента до распада нового суперконтинента. Эти магматические события хорошо сопоставляются с этапами распада докембрийских суперконтинентов Нуна и Родиния.

(3) Синхронность магматической активности и сопутствующего рифтогенеза, а также схожая последовательность однотипных тектоно-термальных событий на арктической окраине Нуны и Родинии, подтверждают территориальную близость Сибири и кратонов северной Атлантики (Лаврентии и Балтики) в широком диапазоне времени (1.38–0.72 млрд лет), что согласуется с современными палеомагнитными реконструкциями положения суперконтинентов и временными диапазонами формирования крупных изверженных провинций.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН и при финансовой поддержке гранта РФФИ (проект № 18-05-00152).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Арискин А.А., Костицын Ю.А., Конников Э.Г., Данюшевский Л.В., Меффре С., Николаев Г.С., Мак-Нил Э., Кислов Е.В., Орсов Д.А. (2013) Геохронология довыренского интрузивного комплекса в неопротерозое (северное Прибайкалье, Россия). *Геохимия* (11), 955–972.
- Ariskin A.A., Kostitsyn Y.A., Nikolaev G.S., Konnikov E.G., Danyushevsky L.V., Meffre S., McNeill A., Kislov E.V., Orsoev D.A. (2013) Geochronology of the Dovyren intrusive complex, northwestern Baikal area, Russia, in the Neoproterozoic. *Geochem. Int.* **51**(11), 859–875.
- Баянова Т.Б. (2004) *Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма*. СПб.: Наука, 174 с.
- Верниковский В.А., Верниковская А.Е. (2006) Тектоника и эволюция гранитоидного магматизма Енисейского кряжа. *Геология и геофизика* **47**(1), 35–52.
- Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Котов А.Б., Ковач В.П., Верниковская И.В., Матушкин Н.Ю., Ясенев А.М. (2008) Позднерифейский щелочной магматизм западного обрамления Сибирского кратона — результат континентального рифтогенеза или аккреционных событий? *ДАН* **419**(1), 90–94.
- Верниковский В.А., Казанский А.Ю., Матушкин Н.Ю., Метелкин Д.В., Советов Ю.К. (2009) Геодинамическая эволюция складчатого обрамления и западная граница Сибирского кратона в неопротерозое: геолого-структурные, седиментологические, геохронологические и палеомагнитные данные. *Геология и геофизика* **50**(4), 502–519.
- Врублевский В.В., Ревердатто В.В., Изох А.Э., Гертнер И.Ф., Юдин Д.С., Тишин П.А. (2011) Неопротерозойский карбонатитовый магматизм Енисейского кряжа, Центральная Сибирь: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -геохронология пенченгинского комплекса. *ДАН* **437**(4), 514–519.
- Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Станевич А.М., Скляров Е.В., Пономарчук В.А. (2007) Комплексы индикаторы процессов растяжения на юге Сибирского кратона в докембрии. *Геология и геофизика* **48**(1), 22–41.
- Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Эрнст Р., Мазукабзов А.М., Скляров Е.В., Писаревский С.А., Вингейт М., Седерлунд У. (2012) Базитовый магматизм Сибирского кратона в протерозое: обзор основных этапов и их геодинамическая интерпретация. *Геотектоника* **20**(4), 28–41.
- Даценко В.М. (1984) *Гранитоидный магматизм юго-западного обрамления Сибирской платформы*. Новосибирск: Наука, 120 с.
- Динер А.Е. (1990) *Дорифейский базитовый вулканизм северной части Енисейского кряжа*. В кн.: *Проблемы стратиграфии и магматизма Красноярского края и Тувинской АССР*. Красноярск: ПГО Красноярскгеология, 81–87.
- Добрецов Н.Л. (2010) Глобальная геодинамическая эволюция Земли и глобальные геодинамические модели. *Геология и геофизика* **51**(6), 761–784.
- Егоров А.С. (2004) *Глубинное строение и геодинамика литосферы северной Евразии (по результатам геолого-геофизического моделирования вдоль геотраверсов России)*. С.-Петербург: ВСЕГЕИ, 199 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. (1992) *Палеогеодинамика*. М.: Наука, 192 с.
- Иванов С.Н. (1981) О байкалидах Урала и Сибири. *Геотектоника* **5**, 47–65.
- Качевский Л.К., Качевская Г.И., Зуев В.К. (1991) *К вопросу о выделении нового (шумихинского) базит-ультрабазитового субвулканического комплекса в Заангарье Енисейского кряжа*. В кн.: *Проблемы стратиграфии и магматизма Красноярского края и Тувинской АССР*. Красноярск: ПГО Красноярскгеология, 78–80.
- Качевский Л.К., Качевская Г.И., Стороженко А.А., Зуев В.К., Динер А.Э., Васильев Н.Ф. (1994) К вопросу о выделении архейских метаморфических комплексов в Заангарской части Енисейского кряжа. *Отечественная геология* **11**, 45–49.
- Кузнецов Ю.А. (1964) *Главные типы магматических формаций*. М.: Недра, 387 с.
- Ларин А.М., Котов А.Б., Великославинский С.Д., Сальникова Е.Б., Ковач В.П. (2012) Раннедокембрийские гранитоиды А-типа Алданского щита и его складчатого обрамления: источники и геодинамические обстановки формирования. *Петрология* **20**(3), 242–265.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Попов Н.В. (2008) Коллизионный метаморфизм докембрийских комплексов в заангарской части Енисейского кряжа. *Петрология* **16**(2), 148–173.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Попов Н.В. (2009) Кианит-силлиманитовый метаморфизм докембрийских комплексов Заангарья Енисейского кряжа. *Геология и геофизика* **50**(12), 1335–1356.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Хиллер В.В., Сухоруков В.П. (2013) Зональность граната в метapelитах как следствие трех метаморфических событий в докембрийской истории Енисейского кряжа. *Петрология* **21**(6), 612–631.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В. (2014) Р-Т-*t* эволюция метаморфизма в Заангарье Енисейского кряжа: петрологические и геодинамические следствия. *Геология и геофизика* **55**(3), 385–416.
- Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Козлов П.С. (2014) Гренвилльские тектонические события и эволюция Енисейского кряжа, западная окраина Сибирского кратона. *Геотектоника* **48**(5), 32–53.

- Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Савко К.А. (2018) Аккреционная тектоника западной окраины Сибирского кратона. *Геотектоника* **52**(1), 28–51.
- Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е. (2004) *Современные проблемы геотектоники и геодинамики*. М.: Научный Мир, 612 с.
- Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю. (2012) Тектоническая эволюция Сибирского палеоконтинента от неопротерозоя до позднего мезозоя: палеомагнитная запись и реконструкции. *Геология и геофизика* **53**(7), 883–899.
- Митрофанов Г.Л., Мордовская Т.В., Никольский Ф.В. (1988) *Структуры скучивания коры некоторых окраинных частей Сибирской платформы. Тектоника платформенных областей*. Новосибирск: Наука, 169–173.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Баянова Т.Б., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Постников А.А., Травин А.В., Эрнст Р.Е. (2008) Неопротерозойский рифтогенный и внутриплитный магматизм Енисейского кряжа как индикатор процессов распада Родинии. *Геология и геофизика* **49**(7), 666–688.
- Поляков Г.В., Толстых Н.Д., Мехоношин А.С., Изов А.Э., Подлипский М.Ю., Орсов Д.А., Колотилина Т.Б. (2013) Ультрамафит-мафитовые магматические комплексы Восточно-Сибирской докембрийской металлогенической провинции (южное обрамление Сибирского кратона): возраст, особенности состава, происхождения и рудоносности. *Геология и геофизика* **54**(11), 1689–1704.
- Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Казак Ф.П., Матуков Д.И., Лепихина О.П. (2007) Граница нижнего и среднего рифея на южном Урале: новые изотопные U–Pb SHRIMP-II ограничения. *ДАН* **415**(3), 370–376.
- Сальников А.С. (2009) Сейсмологическое строение земной коры платформенных и складчатых областей Сибири по данным региональных сейсмических исследований преломленными волнами. Новосибирск: СНИИГиМС. 132 с.
- Эрнст Р.Е., Гамильтон М.А. (2009) Возраст 725 млн лет (U–Pb по бадделейту) Довыренской интрузии Сибири: корреляция с гигантской Франклинской магматической провинцией северной Лаврентии, датированной как 723 млн лет. Материалы совещания “Геология полярных областей Земли”. Москва, 330–332.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Никифоров А.В., Котов А.Б., Владыкин Н.В. (2005) Позднерифейский рифтогенез и распад Лавразии: данные геохронологических исследований щелочно-ультраосновных комплексов южного обрамления Сибирской платформы. *ДАН* **404**(3), 400–406.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Анисимова И.В., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Козаков И.К., Козловский А.М., Кудряшова Е.А., Котов А.Б., Плоткина Ю.В., Терентьева Л.Б., Яковлева С.З. (2008) Позднерифейские щелочные граниты Дзавханского микроконтинента: к оценке времени распада Родинии и формирования микроконтинентов Центрально-Азиатского складчатого пояса. *ДАН* **420**(3), 375–381.
- Barker F. (1979) Trondhjemite: definition, environment and hypotheses of origin. In: Barker F. (ed.), *Trondhjemites, dacites and related rocks*. Elsevier, Amsterdam, 1–12.
- Bonin B. (1990) From orogenic to anorogenic settings: evolution of granite suites after a major orogenesis. *Geol. J.* **25**, 261–270.
- Bouvier A., Vervoort J.D., Patchett P.J. (2008) The Lu–Hf and Sm–Nd isotopic composition of CHUR: Constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets. *Earth Planet. Sci. Lett.* **273**(1–2), 48–57.
- Boynton W.V. (1984) Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In *Rare earth element geochemistry* (Ed. Henderson P.). Amsterdam: Elsevier, 63–114.
- Cawood P.A., Nemchin A.A., Strachan R.A., Kinny P.D., Loewy S. (2004) Laurentian provenance and an intracratonic tectonic setting for the upper Moine Supergroup, Scotland, constrained by detrital zircons from the Loch Eil and Glen Urquhart successions. *J. Geol. Soc. London* **161**, 861–874.
- Cawood P.A., Strachan R., Cutts K., Kinny P.D., Hand M., Pisarevsky S. (2010) Neoproterozoic orogeny along the margin of Rodinia: Valhalla orogen, North Atlantic. *Geology* **38**(2), 99–102.
- Cawood P.A., Strachan R.A., Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., Murphy J.B. (2016) Linking collisional and accretionary orogens during Rodinia assembly and breakup: Implications for models of supercontinent cycles. *Earth Planet. Sci. Lett.* **449**, 118–126.
- Dall’Agnol R., Rämö O.T., Magalhaes M.S., Macambira M.J.B. (1999) Petrology of the anorogenic, oxidised Jamon and Musa granites, Amazonian Craton: implications for the genesis of Proterozoic A-type granites. *Lithos* **46**, 431–462.
- Eby G.N. (1992) Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. *Geology* **20**, 641–644.
- Ernst R.E., Wingate M.T.D., Buchan K.L., Li Z.H. (2008) Global record of 1600–700 Ma Large Igneous Provinces (LIPs): implications for the reconstruction of the proposed Nuna (Columbia) and Rodinia supercontinents. *Precambrian Res.* **160**, 159–178.
- Ernst R.E., Hamilton M.A., Soderlund U., Hanes J.A., Gladkochub D.P., Okrugin A.V., Kolotilina T., Makhonshin A.S., Bleeker W., LeCheminant A.N., Buchan K.L., Chamberlain K.R., Didenko A.M. (2016) Long-lived connection between southern Siberia and northern Laurentia in the Proterozoic. *Nature Geoscience* **9**, 464–469.
- Evans D.A.D., Mitchell R.N. (2011) Assembly and breakup of the core of Paleoproterozoic–Mesoproterozoic supercontinent Nuna. *Geology* **39**, 443–446.
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. (2001) A geochemical classification for granitic rocks. *J. Petrol.* **42**, 2033–2048.
- 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. and Hanes J.A. (2010) Proterozoic mafic magmatism in Siberian craton: An overview and implications for paleocontinental reconstruction. *Precambrian Res.* **183**, 660–668.
- Goldstein S.J., Jacobsen S.B. (1988) Nd and Sr isotopic systematic of river water suspended material implications for crystal evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.* **87**, 249–265.
- Harlan S.S., Geissman J.W., Snee L.W. (2008) Paleomagnetism of Proterozoic mafic dikes from the Tobacco Root Mountains, southwest Montana. *Precambrian Res.* **163**, 239–264.
- Harlan S.S., Wingate M.T.D., LeCheminant A.N., Premo W.R. (2003) Gunbarrel mafic magmatic event: a key 780 Ma time marker for Rodinia plate reconstructions. *Geology* **31**, 1053–1056.
- Heaman L.M., LeCheminant A.N., Rainbird R.H. (1992) Nature and timing of Franklin igneous event, Canada: im-

- plications for a Late Proterozoic mantle plume and the break-up of Laurentia. *Earth Planet. Sci. Lett.* **109**, 117-131.
- Johansson Å. (2014) From Rodinia to Gondwana with the 'SAMBA' model—A distant view from Baltica towards Amazonia and beyond. *Precambrian Research* **244**, 226-235.
- Larionov A.N., Andreichev V.A., Gee D.G. (2004) The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenite / Eds. Gee D.G., Pease V.L. The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica. *Geol. Soc. London Mem.* **30**, 69-74.
- Li X.H., Li Z.H., Zhou H., Liu Y., Kinny P.D. (2002) U-Pb zircon geochronology, geochemistry and Nd isotopic study of Neoproterozoic bimodal volcanic rocks in the Kandigan Rift of South China: implications for the initial rifting of Rodinia. *Precambrian Res.* **113**, 135-154.
- Li Z.-H., 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., Vernikovsky V. (2008) Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis. *Precambrian Res.* **160**, 179-210.
- Likhanov I.I. (2018) Mass-transfer and differential element mobility in metapelites during multistage metamorphism of Yenisei Ridge, Siberia. In: Ferrero S., Lanari P., Gonsalves P. and Grosch E.G. (eds) *Metamorphic Geology: Microscale to Mountain Belts*. Geological Society, London, Special Publications **478**, 89-115.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V. (2008) Precambrian Fe- and Al-rich pelites from the Yenisey Ridge, Siberia: geochemical signatures for protolith origin and evolution during metamorphism. *Int. Geol. Rev.* **50**(7), 597-623.
- Likhanov I.I., Santosh M. (2017) Neoproterozoic intraplate magmatism along the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Rodinia supercontinent. *Precambrian Res.* **300**, 315-331.
- Likhanov I.I., Santosh M. (2019) A-type granites in the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Precambrian supercontinents Columbia/Nuna and Rodinia. *Precambrian Res.* **328**, 128-145.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Sheplev V.S., Vershinin A.E., Kozlov P.S. (2001) Contact metamorphism of Fe- and Al-rich graphitic metapelites in the Transangarian Region of the Yenisey Ridge, eastern Siberia, Russia. *Lithos* **58**(1-2), 55-80.
- Likhanov I.I., Polyansky O.P., Reverdatto V.V., Memmi I. (2004) Evidence from Fe- and Al-rich metapelites for thrust loading in the Transangarian Region of the Yenisey Ridge, eastern Siberia. *J. Metamorphic Geol.* **22**(8), 743-762.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S., Khiller V.V., Sukhorukov V.P. (2015) P-T-t constraints on polymetamorphic complexes of the Yenisey Ridge, East Siberia: implications for Neoproterozoic paleocontinental reconstructions. *J. Asian Earth Sci.* **113**(1), 391-410.
- Likhanov I.I., Régnier J.-L., Santosh M. (2018) Blueschist facies fault tectonites from the western margin of the Siberian Craton: Implications for subduction and exhumation associated with early stages of the Paleo-Asian Ocean. *Lithos* **304-307**, 468-488.
- Ludwig K.R. (1999) User's manual for Isoplot/Ex, Version 2.10. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Isochronology Special Publication*. **1**, 46 p.
- Ludwig K.R. (2000) SQUID 1.00. User's manual. *Berkeley Isochronology Special Publication*. **2**, 2455 p.
- Martin H. (1986) Effect of stepper Archean geothermal gradients on geochemistry of subduction-related magmas. *Geology* **14**, 753-756.
- Meschide M.A. (1986) A method of discriminating between different types of mid ocean ridge basalts and continental tholeiites with Nb—Zr—Y diagram. *Chem. Geol.* **56**, 207-218.
- Middlemost E.A.K. (1985) *Magmas and Magmatic Rocks*. Longman Group Ltd., Essex, 266 p.
- Pearce J.A. (1996) Sources and settings of granitic rocks. *Episodes* **19**(4), 120-125.
- Pisarevsky S.A., Natapov L.M., Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Vernikovsky V.A. (2008) Proterozoic Siberia: a promontory of Rodinia. *Precambrian Res.* **160**, 66-76.
- Puchkov V.N., Bogdanova S.V., Ernst R.E., Kozlov V.I., Krasnobaev A.A., Soderlund U., Wingate M.T.D., Postnikov A.V., Sergeeva N.D. (2013) The ca. 1380 Ma Mashak igneous event of the Southern Urals. *Lithos* **174**, 109-124.
- Raczek I., Jochum K.P., Hofmann A.W. (2003) Neodymium and strontium isotope data for USGS reference materials BCR-1, BCR-2, BHVO-1, BHVO-2, AGV-1, AGV-2, GSP-1, GSP-2 and eight MPI-DING reference glasses. *Geostandards and Geoanalytical Research*. **27**, 173-179.
- Rino S., Kon Y., Sato W., Maruyama S., Santosh M., Zhao D. (2008). The Grenvillian and Pan-African orogens: world's largest orogenies through geological time, and their implications on the origin of superplume. *Gondwana Res.* **14**, 51-72.
- Reverdatto V.V., Likhanov I.I., Polyansky O.P., Sheplev V.S., Kolobov V.Yu. (2019) The nature and models of metamorphism. Springer, Chum, 330 p.
- Stewart K., Rogers N. (1996) Mantle plume and lithosphere contributions to basalts from southern Ethiopia. *Earth Planet. Sci. Lett.* **139**, 195-211.
- Sun S.S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geol. Soc. Spec. Publ.* **42**, 313-345.
- Tanaka T., Togashi S., Kamioka H., Amakawa H., Kagami H., Hamamoto T., Yuhara M., Orihashi Y., Yoneda S., Shimizu H., Kunimaru T., Takahashi K., Yanagi T., Nakanoto T., Fujimaki H., Shinjo R., Asahara Y., Tanimizu M., Dragusanu C. (2000) JNdi-1: a neodymium isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium. *Chem. Geol.* **168**, 279-281.
- Torsvik T.H. (2003) The Rodinia Jigsaw Puzzle. *Science* **300**, 1379-1381.
- Watson E.B., Harrison T.M. (1983) Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth Planet. Sci. Lett.* **64**, 295-304.
- Whalen J.B., Currie K.L., Chappel B.W. (1987) A-type granites: geochemical characteristics and petrogenesis. *Contr. Miner. Petrol* **95**, 407-419.
- Williams I.S. (1998) U—Th—Pb geochronology by ion-microprobe. In *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. Reviews in Economic Geology* (Eds. McKibben M.A., Shanks W.C. III, and Ridley W.I.). **7**, 1-35.
- Windley B.F. (1998) *The evolving continents*. New York: Wiley & Sons Inc, 526 p.
- Wood D.A. (1980) The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth Planet. Sci. Lett.* **50**, 11-30.
- Zhao J.-X., McCulloch M.T., Korsch R.J. (1994) Characterization of a plume-related ~800 Ma magmatic event and its implications for basin formation in central-southern Australia. *Earth Planet. Sci. Lett.* **121**, 349-367.