



## EARLY NEOPROTEROZOIC GRANITOIDS IN THE RYAZANOVSKY MASSIF OF THE YENISEI RIDGE AS INDICATORS OF THE GRENVILLE OROGENY AT THE WESTERN MARGIN OF THE SIBERIAN CRATON

A.D. Nozhkin<sup>1</sup>, O.M. Turkina<sup>1</sup>, I.I. Likhanov<sup>1</sup>, Yu.L. Ronkin<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 3 Academician Koptyug Ave, Novosibirsk 630090, Russia

<sup>2</sup> Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, 15 Academician Vonsovsky St, Ekaterinburg 620016, Russia

**ABSTRACT.** Studies of the geological history of the Yenisei Ridge are important not only for understanding the tectonic evolution of mobile belts at the boundaries of ancient cratons but also for problem solving whether the Siberian craton was a part of the Rodinia supercontinent. The mineralogical-petrological, geochemical and isotope-geochronological studies yielded new data on the petrogeochemical composition, petrogenesis features, U-Pb age of zircon, and Sr and <sup>147</sup>Sm-<sup>143</sup>Nd isotopic parameters for the rocks of the Ryazanovsky granitoid massif located near the Yenisei fault zone of the Yenisei Ridge. These rocks are represented by high-ferruginous peraluminous varieties and are comparable to A-granites or highly differentiated I-granites. Their composition evolves from normal to subalkaline granites and leucogranites, characterized by increased concentrations of highly charged and radioactive elements. Isotopic (Sr, Nd) characteristics of the rocks indicate generation from an ancient crustal substrate, the average age of which corresponds to the Paleoproterozoic. The formation of these granites at the Meso-Neoproterozoic boundary (1013±9.9 Ma) corresponds to the early stage of the Grenville orogeny and the formation time of the structure of the Rodinia supercontinent. This episode of regional crustal evolution is correlated with the synchronous successions and similar style of tectonothermal events on the periphery of large Precambrian cratons (Laurentia and Baltica), thus confirming the reliability of the proposed paleocontinental reconstructions of incorporation of the Siberian craton into the Rodinia.

**KEYWORDS:** granitoids; petrogeochemistry; U-Pb dating; Sr and Nd isotopic composition; Grenville orogeny; Yenisei Ridge

**FUNDING:** This study was funded by the Russian Science Foundation (RSF), grant № 21-77-20018, with the field-work done as part of the state assignment for the Institute of Geology and Mineralogy SB RAS (122041400176-0; 122041400057-2).



### RESEARCH ARTICLE

**Correspondence:** Igor I. Likhanov, [likh@igm.nsc.ru](mailto:likh@igm.nsc.ru)

Received: October 14, 2023

Revised: January 9, 2023

Accepted: January 11, 2023

**FOR CITATION:** Nozhkin A.D., Turkina O.M., Likhanov I.I., Ronkin Yu.L., 2024. Early Neoproterozoic Granitoids in the Ryazanovsky Massif of the Yenisei Ridge as Indicators of the Grenville Orogeny at the Western Margin of the Siberian Craton. *Geodynamics & Tectonophysics* 15 (2), 0745. doi:10.5800/GT-2024-15-2-0745

## РАННЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ГРАНИТОИДЫ РЯЗАНОВСКОГО МАССИВА ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА – ИНДИКАТОРЫ ПРОЯВЛЕНИЯ ГРЕНВИЛЬСКОГО ОРОГЕНЕЗА НА ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА

А.Д. Ножкин<sup>1</sup>, О.М. Туркина<sup>1</sup>, И.И. Лиханов<sup>1</sup>, Ю.Л. Ронкин<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, пр-т Академика Коптюга, 3, Россия

<sup>2</sup> Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, 620016, Екатеринбург, ул. Академика Вонсовского, 15, Россия

**АННОТАЦИЯ.** 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 древнего суперконтинента Родиния. По результатам минералого-петрологических, геохимических и изотопно-геохронологических исследований получены новые данные по петрогеохимическому составу, особенностям петрогенезиса, U-Pb возрасту циркона, Sr и Nd изотопным параметрам пород Рязановского гранитоидного массива, расположенного вблизи Приенисейской зоны разломов Енисейского кряжа. Эти породы представлены высокожелезистыми разностями и сопоставимы с А-гранитами или высокодифференцированными I-гранитами. Их состав эволюционирует от нормальных до субщелочных гранитов и лейкогранитов, отличающихся повышенными концентрациями высокозарядных и радиоактивных элементов. Изотопные (Sr, Nd) характеристики пород свидетельствуют в пользу генерации из древнего корового субстрата, усредненный возраст которого соответствует палеопротерозою. Формирование этих гранитов на рубеже мезо- и неопротерозоя (1013±9.9 млн лет) отвечает времени раннего этапа орогенеза гренвильского возраста и формирования структуры суперконтинента Родиния. Геодинамическая история региона сопоставляется с синхронной последовательностью и схожим стилем тектонотермальных событий по периферии крупных докембрийских кратонов Лаврентии и Балтики, что подтверждает палеоконтинентальные реконструкции вхождения Сибирского кратона в состав Родинии.

**КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА:** гранитоиды; петрогеохимия; U-Pb датирование; Sr и Nd изотопный состав; гренвильский орогенез; Енисейский кряж

**ФИНАНСИРОВАНИЕ:** Работа выполнена за счет средств гранта Российского научного фонда (проект № 21-77-20018) с дополнительной поддержкой полевых работ в рамках госзаданий ИГМ СО РАН (122041400176-0; 122041400057-2).

### 1. ВВЕДЕНИЕ

Реликт докембрийского коллизионно-аккреционного орогена, расположенный на западной окраине Сибирского кратона в пределах Енисейского кряжа, является одним из наиболее интересных в геодинамическом аспекте регионов Сибири. Реконструкция его геологической истории важна не только для понимания тектонической эволюции подвижных поясов в обрамлении древних кратонов, но и для решения вопроса о вхождении Сибирского кратона в состав суперконтинента Родиния [Pisarevsky et al., 2008]. Этот суперконтинент возник на рубеже мезо- и неопротерозоя в результате гренвильской орогении [Yarmolyuk et al., 2005; Bogdanova et al., 2009] – первой крупной эпохи складчатости в неогее [Glebovitsky et al., 2008]. Гренвильский пояс в Лаврентии, являющийся ядром Родинии, служит опорным для любых палеореконокструкций периода формирования этого суперконтинента. Гренвильская складчатость фиксировала закрытие позднемезопротерозойского океана и глобальное исчезновение континентальных шельфов, на которых отлагались карбонатные осадки, что привело к длительному

(100–150 млн лет) перерыву в осадочной летописи неопротерозоя 1.00–0.85 млрд лет назад [Semikhatov et al., 2002; Kuznetsov et al., 2019]. Так, в северо-западных районах заангарской части Енисейского кряжа – Заангарья – из разреза выпадают позднемезопротерозойские образования верхних горизонтов сухопитской и раннеопротерозойские карбонатные толщи тунгусикской серии, широко развитые в восточной приплатформенной области этого региона. Заключительные деформационно-метаморфические события (интенсивная складчатость, тектоническое утолщение коры, связанный с надвигами коллизионный метаморфизм, внутриплитный магматизм) произошли в интервале 1.20–0.85 млрд лет назад [Bogdanova et al., 2009; Ernst et al., 2008]. Этот интервал именуют гренвильской эпохой орогенеза, которая приобрела глобальное значение [Khain, Goncharov, 2006; Rivers, 2008]. Образованный в ходе этих событий гренвильский пояс протягивался по периферии большинства палеоконтинентов на расстояние более 100 тыс. км [Dalziel, 1997; Torsvik, 2003]. Его формирование происходило в результате тектонических событий, связанных с утолщением земной

коры в результате наложенных эффектов коллизионно-аккреционных процессов по периферии Родинии на структуры пограничных кратонов.

Однако проблемы расположения подвижных поясов гренвилльской эпохи, оценки геохронологических рубежей в истории эволюции гренвиллид и суперконтинента Родиния во многом остаются дискуссионными и далеки от окончательного решения, что связано с дефицитом геохимических данных и возрастных датировок, включающих периоды его становления и распада, что существенно ограничивает возможности временных корреляций глобальных геологических процессов в истории Земли. Это относится к выделяемым гренвиллидам в пределах юго-западной окраины Сибирского кратона, представленной коллизионно-аккреционным орогеном Енисейского кряжа [Nozhkin et al., 1999, 2008; Likhanov et al., 2014]. Так, некоторые геодинамические модели развития Енисейского кряжа основаны на предположениях о минимуме магматической активности в регионе в возрастном диапазоне более 1 млрд лет со времени внедрения таракских гранитоидов (1900–1750 млн лет), прорывающих палеопротерозойские гранулиты и амфиболиты Ангаро-Канского террейна, до среднего неопротерозоя (~750 млн лет) (например [Vernikovskiy, Vernikovskaya, 2006]). На основании этого в ряде работ был сделан вывод об отсутствии мезопротерозойских, в том числе орогенных, событий гренвилльского возраста на Енисейском кряже, что приводит к противоречивой трактовке целого ряда ключевых вопросов геологии региона.

Попытка восполнения этого пробела предпринята в настоящей статье, в которой обсуждаются особенности происхождения пород Рязановского гранитоидного массива и геохронологические свидетельства раннепротерозойских событий в эволюции докембрийских комплексов Енисейского кряжа. Такие исследования важны не только для понимания процессов, сформировавших тектонический облик региона, но и для выяснения геологической эволюции подвижных поясов в обрамлении древних кратонов и решения широко дискутируемого вопроса о вхождении Сибирского кратона в состав древнего суперконтинента Родиния (например [Li et al., 2008]).

## 2. КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

В пределах Енисейского кряжа в Ангаро-Канском блоке обнажен раннекембрийский фундамент, а мезо- и неопротерозойские окраинно-континентальные складчатые комплексы развиты преимущественно в заангарской части этого региона. Кристаллическое основание образовано гранулитогнейсовыми и амфиболито-гнейсовыми комплексами [Nozhkin, Turkina, 1993; Nozhkin et al., 2019], инъецированными коллизионными и внутриплитными гранитоидами с возрастом 1.84 и 1.75 млрд лет соответственно (Таракский и Телькунский массивы). В Заангарье эти комплексы в основном перекрыты нижнепротерозойскими субплатформенными метаосадочными толщами тейской серии,

сформированными в предрифейскую эпоху после перерыва и образования кор выветривания. Позднекембрийские террейны Енисейского кряжа (Исаковский и Предивинский), образованные преимущественно фрагментами неопротерозойских офиолитов и островодужных комплексов, аккретированы к окраине Сибирского кратона в венде [Likhanov et al., 2018]. Это вендское аккреционно-коллизионное событие привело к формированию Енисей-Саяно-Байкальского складчатого пояса и латеральному наращиванию континентальной коры.

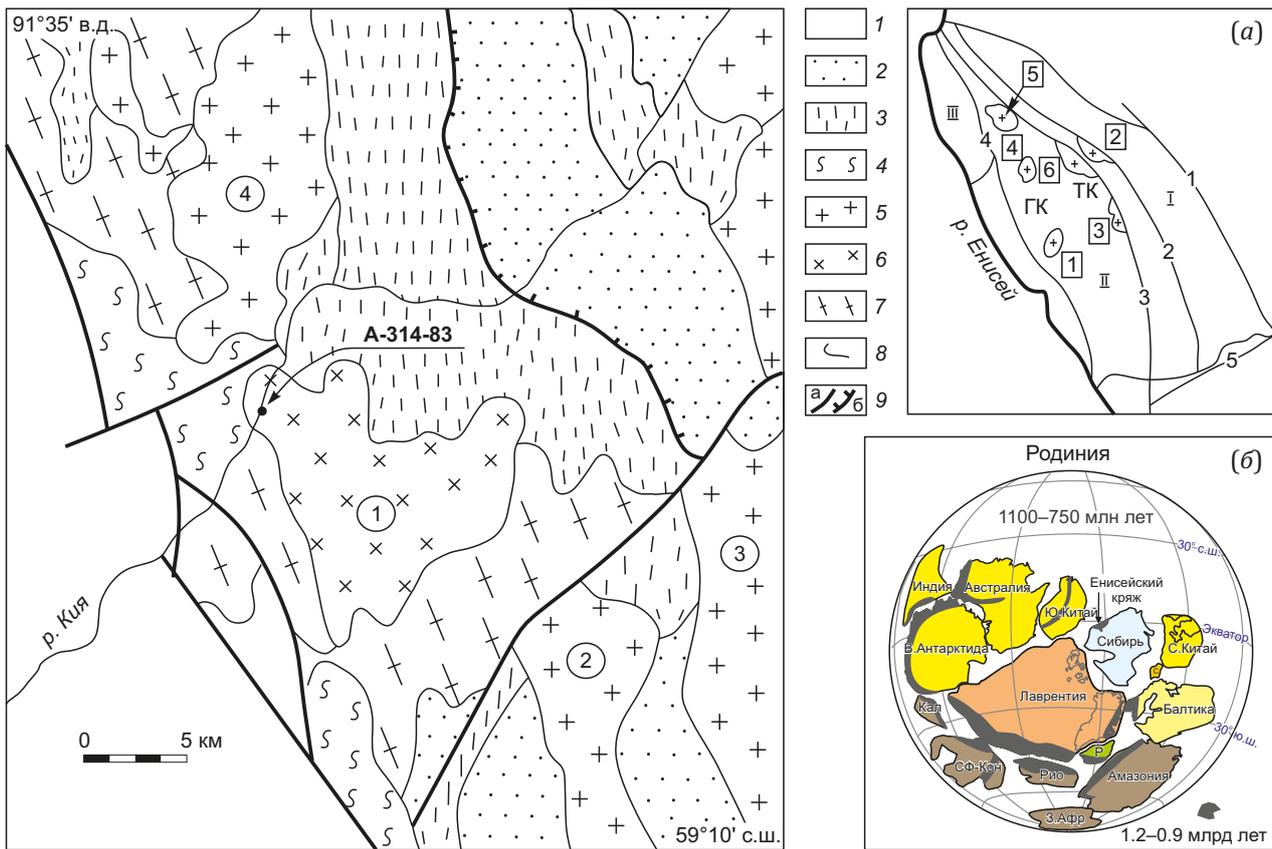
В раннем рифее (мезопротерозое) на западе Сибирского кратона имело место заложение Предъенисейского перикратонного прогиба и последующее формирование осадочных толщ общей мощностью от 10 до 13–14 км. На Енисейском кряже в раннемезопротерозойское время произошло накопление мощных толщ терригенных осадков сухопитской серии и развитие рифтогенных базитовых комплексов, а также пикробазальт-базальтовых ассоциаций Рыбинско-Панибинского вулканического пояса, которые отражают интенсивное растяжение коры, обусловившее масштабную деструкцию шельфовых зон кратона [Nozhkin et al., 2011; Likhanov, 2022b]. Одновременно с процессами вулканизма происходило становление гранитоидных интрузий [Popov et al., 2010; Likhanov, Santosh, 2019]. Терригенные толщи тейской и сухопитской серии были подвержены деформации, метаморфизму и внедрению гранитов в начале неопротерозоя. В эту эпоху произошло формирование синколлизионных гранитогнейсовых куполов тейского типа и сопряженных ареалов регионально метаморфизованных пород низких давлений от зеленосланцевой до амфиболитовой фации [Nozhkin et al., 1999; Likhanov et al., 2009], возраст которых подтвержден результатами U-Pb и  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирования [Nozhkin et al., 2011; Likhanov et al., 2014]. Гранитогнейсовые купола сложены серыми порфиробластическими микроклиновыми гнейсами и гранитогнейсами и подчиненными гнейсогранитами и пегматитами. Выявлено два пояса развития гранитогнейсовых куполов, приуроченных к линейным зонам смятия вдоль Татарско-Ишимбинской и Приенисейской зоны разломов. Они протягиваются на расстояние более 500 км через Заангарье и Южно-Енисейский кряж. Результаты геохронологического изучения наиболее крупного Тейского гранитогнейсового купола приведены в работе [Nozhkin et al., 1999], в которой предполагается его длительное трехэтапное развитие, отвечающее рубежам 1100–950, 866 и 700–670 млн лет.

В позднеколлизионный этап были сформированы гранитоидные плутоны каламинского типа с четкими интрузивными контактами, сложенные плагиогранитами, низкощелочными калий-натриевыми гранитами, а также кварцевыми диоритами, принадлежащими к известково-щелочной и известковистой серии. К ним относятся Каламинский, Ерудинский, Среднетырадинский массивы в Татарско-Ишимбинской зоне разломов

с U-Pb возрастом циркона 875, 878 и 857 млн лет [Vernikovskiy et al., 2007; Vernikovskaya et al., 2002; Vernikovskiy, Vernikovskaya, 2006], а также Гусянковский интрузив с U-Pb возрастом циркона 865 млн лет [Nozhkin et al., 2023] в Приенисейской зоне разлома (рис. 1). В этой же зоне происходит реоморфизм и дальнейший рост гранитогнейсовых куполов, представленных ассоциацией розово-красных порфиробластических гнейсов, гранитогнейсов и существенно калиевых гнейсогранитов и лейкогранитов. U-Pb возраст циркона из гранитоидных плутонов каламинского типа и гнейсогранитных куполов (Уволжский, Тейский) второго этапа один и тот же и составляет 860–880 млн лет [Vernikovskiy, Vernikovskaya, 2006; Nozhkin et al., 1999, 2023].

В развитии метаморфических комплексов было выделено несколько этапов, различающихся термодинамическими режимами, величинами метаморфических градиентов и возрастом [Likhanov, 2020]. На первом этапе были сформированы высокоградиентные зональные комплексы низких давлений андалузит-силлиманитового типа с возрастом ~1050–950 млн лет при

обычном для орогенеза метаморфическом градиенте  $dT/dH=25-35\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{км}$  [Likhanov et al., 2004]. На втором этапе эти породы подверглись неопротерозойскому (с двумя доминантными пиками – 854–862 и 798–802 млн лет) [Likhanov, 2019; Likhanov et al., 2009] коллизионному метаморфизму умеренных давлений кианит-силлиманитового типа с локальным повышением давления вблизи надвигов. Заключительный этап сопровождался синэкзгумационным динамометаморфизмом (785–776 млн лет) с  $dT/dH < 15\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{км}$ , отражающим тектонические обстановки быстрого подъема блоков пород в сдвиговых зонах и зонах растяжения коры. По времени эти события – деформации, гранитообразование и ранние этапы метаморфизма – могут соответствовать завершающей эпохе гренвилльской орогении. Следовательно, ороген, развитый вдоль юго-западной окраины Сибирского кратона, эволюционировал в интервале около 1100–850 млн лет, поэтому он может быть сопоставлен с известными гренвилльскими орогенами. Мощные тектонотермальные события на рубежах 1100–1000 и 850 млн лет были зафиксированы



**Рис. 1.** Схематическая геологическая карта района Рязановского гранитного массива (составлена с использованием данных [Kachevsky et al., 1998; Kachevsky, Zuev, 2005].

(а) – кратонные блоки (I, II) Заангарья Енисейского края: I – Восточный (приплатформенный), II – Центральный, III – Исаковский островодужный террейн. Разломы: 1 – Анкиновский, 2 – Ишимбинский, 3 – Татарский, 4 – Приенисейский, 5 – Нижнеангарский. Цифры в квадратах 1–5 – интрузивные массивы: 1 – Рязановский гранитный массив раннего коллизионного этапа, 2–5 – гранитоидные массивы позднего коллизионного этапа: 2 – Каламинский, 3 – Ерудинский, 4 – Гусянковский, 5 – Среднетырадинский; 6 – Тейский гранитогнейсовый купол. ГК и ТК – Гаревский и Тейский комплексы. (б) – конфигурация ядра Родинии и расположение подвижных поясов гренвилльской складчатости, показанные голубым цветом по [Rino et al., 2008] с модификацией [Ernst et al., 2008] в период ее стабилизации. Положение Сибирского кратона по [Metelkin et al., 2012].

Символы для малых кратонов: С – Свальбард, Кал – Калахари, СФ-Кон – Сан-Франциско-Конго, Рио – Рио де ла Плато, З. Афр – Западная Африка, Р – Рокол.

1 – венд-кембрийские толщи, нерасчлененные; 2 – метатерригенно-карбонатные и метавулканогенные образования (тунгусикская, широкинская серии) (NP); 3 – филлиты сухопитской серии (MP); 4 – гнейсы, высокоглиноземистые гранат-силлиманитовые сланцы, пласты кварцитов, мраморов, амфиболитов (тейская серия, немтихинский метакомплекс) (PP); 5 – гранитоиды глушихинского комплекса (NP<sub>2</sub>); 6 – граниты Рязановского массива (MP<sub>3</sub>); 7 – гранитоиды и гранитоиды тейского комплекса (MP<sub>3</sub>-NP<sub>1</sub>); 8 – геологические границы; 9 – разломы (а) и надвиги (б), А – 314-83 – местоположение и номер пробы на определение возраста. Гранитные массивы (цифры в кружках): 1 – Рязановский, 2 – Верхнекиликеевский, 3 – Гремихинский, 4 – Савинский.

**Fig. 1.** Schematic geological map of the Ryzanovsky granite massif area (compiled using the data from [Kachevsky et al., 1998; Kachevsky, Zuev, 2005]).

(a) – cratonic blocks in the Transgarrarian part of the Yenisei Ridge: I – Eastern (near-platform), II – Central, III – Isakov island-arc terrane. Faults: 1 – Ankinovsky, 2 – Ishimba, 3 – Tatarka, 4 – Yenisei, 5 – Lower Angara. Figures in squares – intrusive massifs: 1 – Ryzanovsky of the early collision stage; 2–5 – granitoid massifs of the late collision stage: 2 – Kalama, 3 – Eruda, 4 – Gusyanka, 5 – Srednetyrada; 6 – Teya granite-gneiss dome. GK and TK – Garevka and Teya complexes. (б) – configuration of the core of Rodinia and Grenville orogenic foldbelts during its stabilization (blue, modified after [Rino et al., 2008] by [Ernst et al., 2008]). Setting of the Siberian craton after [Metelkin et al., 2012]. Symbols for smaller cratons: С – Svalbard, Кал – Kalahari, СФ-Кон – San Francisco-Kongo, Рио – Rio de la Plata, З. Афр – West Africa, Р – Rockall.

1 – Vendian-Cambrian units, undissected; 2 – metaterrigenous-carbonate and metavolcanogenic complexes (Tungusik, Shirokino groups) (NP); 3 – phyllites of the Sukhoi Pit group (MP); 4 – gneisses, high-alumina garnet-sillimanite schists, layers of quartzites, marbles, amphibolites (Teya group, Nemtikha metacomplex) (PP); 5 – granitoids of the Glushikha complex (NP<sub>2</sub>); 6 – granites of the Ryzanovsky massif (MP<sub>3</sub>); 7 – granite-gneisses and granitoids of the Teya complex (MP<sub>3</sub>-NP<sub>1</sub>); 8 – geological boundaries; 9 – faults (a) and thrusts (б), А-314-83 – sampling site and number of sample for isotope dating and age determination. Granite massifs (numbers in circles): 1 – Ryzanovsky, 2 – Verkhnekilikeysky, 3 – Gremikhinsky, 4 – Savinsky.

<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar методом и в минералах (биотите, плагиоклазе) раннепротерозойских таракских гранитов на юге Енисейского кряжа.

Приведенные данные показывают, что в эволюции гренвиллид, выделяемых в пределах южной части западной окраины Сибирского кратона, отчетливо определяются два этапа: раннеколлизийный и позднеколлизийный с возрастом около 1100–950 и 870–850 млн лет соответственно. Индикаторами для них являются разновозрастные комплексы гранитоидных куполов. Во второй, позднеколлизийный, этап наряду с гранитоидными куполами формируются гранитоидные плутоны, имеющие одинаковый с ними возраст. В настоящей работе приведены новые данные по петрогеохимическому составу, U-Pb возрасту циркона, Sr и Nd изотопии и условиям формирования Рязановского интрузива, образование которого отвечает раннему этапу гренвилльской орогении на юго-западе Сибирского кратона, что укрепляет уверенность в выделении этого этапа.

### 3. АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Содержание главных и редких элементов в породах определено в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск) рентгенофлуоресцентным методом на спектрометре ARL-9900XL и методом JCP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения ELEMENT (Finigan Mat) с ультразвуковым распылителем U-5000 AT + по методике [Nikolaeva et al., 2008]. Пределы обнаружения редкоземельных и высокозарядных элементов составляют от 0.005 до 0.100 г/т. Точность анализа составляла в среднем 2–7 отн %.

Выделение циркона для U-Pb изотопных исследований проведено по стандартной методике, основан-

ной на применении магнитной сепарации, разделении в тяжелых жидкостях и ручном отборе зерен под бинокулярным микроскопом. Изучение морфологии и внутреннего строения кристаллов цирконов проведено в проходящем и отраженном свете, а также по катодoluminesцентным изображениям.

U-Pb датирование циркона выполнено на масс-спектрометре высокого разрешения с индуктивно связанной плазмой Element XR (Thermo Finnigan) с использованием лазерной абляции UP-213 (New Wave Research) на основе ультрафиолетового Nd:YAG лазера с длиной волны 213 нм (LA-ICP-MS) (ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН, г. Новосибирск). Параметры измерения масс-спектрометра оптимизированы для получения максимальной интенсивности сигнала <sup>208</sup>Pb при минимальном значении <sup>208</sup>ThO+/<sup>232</sup>Th+ (менее 2 %) с использованием стандарта NIST SRM612. Все измерения выполнены по изотопам <sup>206</sup>Pb, <sup>207</sup>Pb, <sup>208</sup>Pb, <sup>232</sup>Th, <sup>235</sup>U, <sup>238</sup>U. Съемка проведена в режиме E-scan. Детектирование сигналов проведено в режиме счета для всех изотопов, кроме <sup>238</sup>U (аналоговый режим). Диаметр лазерного луча составлял 25 мкм, частота повторения импульсов 6 Гц и плотность энергии лазерного излучения примерно 3.5 Дж/см<sup>2</sup>. Результаты масс-спектрометрических измерений обработаны с помощью программы «Glitter» [Griffin et al., 2008]. U-Pb изотопные отношения нормализованы на соответствующие значения изотопных отношений стандартного циркона TEMORA-2 и Plesovice [Sláma et al., 2008]. Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приведены на уровне 1σ, погрешности вычисленных возрастов и пересечений с конкордией – на уровне ±2σ. Графики с конкордией построены с использованием программы ISOPLOT/EX ver. 3 [Ludwig, 1999].

Определение параметров Sr и  $^{147}\text{Sm}$ - $^{143}\text{Nd}$  изотопных систем выполнено в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН (г. Москва). Химическая пробоподготовка исходных образцов выполнена по методике, описанной в части Rb-Sr метода в работе [Shatagin, Volkov, 1998], а для  $^{147}\text{Sm}$ - $^{143}\text{Nd}$  метода – в работе [Larionova et al., 2007]. Концентрации элементов, а также величина отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  определены методом изотопного разбавления (ID-TIMS) с использованием трассеров  $^{85}\text{Rb}$ - $^{84}\text{Sr}$  и  $^{149}\text{Sm}$ - $^{150}\text{Nd}$ . Измерения изотопных отношений проведены с помощью масс-спектрометра Sector 54 (Micromass, Англия) в мультиколлекторном динамическом режиме с использованием одноленточного (в случае Sr) и трехленточного (Sm и Nd) источника ионов [Thirlwall, 1991]. Измеренные значения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  приведены к величине 0.710248 в стандарте изотопного состава стронция NIST SRM-987, а  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  – к 0.511858 в стандарте изотопного состава неодима LaJolla. Контроль за правильностью и точностью определения изотопного состава Sr, Sm и Nd выполнен путем многократных измерений соответствующих отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  в стандартах: SRM-987 (n=43), 0.710238 ± 0.000020; BHVO-2 (n=16), 0.703469 ± 0.000019; BIR-1 (n=7), 0.703107 ± 0.000021; Nd-IGEM (n=42), 0.512390 ± 0.000014; LaJolla (n=42), 0.511840 ± 0.000016; BHVO-2 (n=12), 0.512960 ± 0.000018; BIR-1 (n=3), 0.512070 ± 0.000018; BCR-1 (n=7)  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ =0.13817, MSWD=1.13.

Количественный анализ минералов в полированных шлифах и идентификация минералов в концентратах протолок породы проведены в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск) на сканирующем электронном микроскопе MIRA 3 LMU (Tescan Orsay Holding), оборудованном системой микроанализа AZtec Energy XMax-50 (Oxford Instruments Nanoanalysis Ltd) (исполнитель Н.С. Карманов).

#### 4. ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЯ

Рязановский массив расположен в нижнем течении р. Кия (правый приток р. Енисей) и представляет собой сравнительно небольшой интрузив общей площадью около 190 км<sup>2</sup>. Вмещающими для массива являются метаморфические породы тейской серии и немтихинской толщи, представленные гранат-биотитовыми гнейсами, высокоглиноземистыми гранат-силлиманитовыми сланцами, включающими горизонты кварцитов, мраморов и амфиболитов, а также гранитогнейсы и гранитоиды тейского комплекса и биотит-хлорит-серицитовые филлиты сухопитской серии.

Возраст пород немтихинской толщи и тейской серии принято считать раннедокембрийским (палеопротерозойским), а вышележащей – сухопитской – мезопротерозойским (раннесреднерифейским) [Shenfil, 1991; Kachevsky et al., 1998; Khomentovsky, 2007; State Geological Map..., 2009; Khabarov, Varaksina, 2011]. В последнее время получены Pb-Pb датировки для карбонатных пород дадыктинской свиты тунгусской се-

рии – 1020 ± 20 и горевской свиты широкинской серии – 1020 ± 70 млн лет – осадочных последовательностей, залегающих стратиграфически выше сухопитских отложений (рис. 1). Возраст границы среднего и верхнего рифея по данным [Kuznetsov et al., 2019] определяют как 1030 млн лет, что дает основание считать сухопитскую серию доверхнерифейской. Эти образования прорваны гранитами Рязановского массива. Что касается гранитогнейсов и гранитоидов тейского комплекса, то их взаимоотношения с гранитами Рязановского массива не выяснены, так как их контакт нигде не вскрыт. Предполагается, что формирование наиболее крупного Тейского массива, расположенного в пределах Татарской зоны разломов, происходило в два этапа – 1100–950 и 866 млн лет, последний из которых геохронологически обоснован [Nozhkin et al., 1999].

Рязановский массив сложен гранитами и лейкогранитами. Среди гранитов выделяются биотитовые граниты нормальной щелочности и граниты субщелочной серии. Лейкограниты также характеризуются повышенной щелочностью. Биотитовые, субщелочные граниты и лейкограниты связаны между собой постепенными переходами. Наиболее распространенные биотитовые граниты розовато-серые, неравномерно среднезернистые, имеют массивную текстуру и порфировидную структуру. Основная масса (в об. %) представлена серицитизированным плагиоклазом (20–25 %), пелитизированным калиевым полевым шпатом (25–30 %), кварцем (до 30 %), биотитом (8–10 %), плеохроирующим от светло-желтого до темно-коричневого. В биотите сосредоточены включения циркона, окруженные плеохроичными «двориками». Крупные (до 1×2 см) порфировидные выделения калиевого полевого шпата представлены таблитчатыми кристаллами, обычно с простыми двойниками, с ясно выраженными структурами распада: линзовидными и струйчатыми выделениями кислого плагиоклаза, представленного альбитом. Калиевый полевой шпат содержит включения зерен плагиоклаза, биотита, кварца, свидетельствующие о его позднемагматическом формировании. Плагиоклаз, в отличие от калишпата, не содержит включений других минералов. В качестве аксессуарных минералов в биотитовых гранитах присутствуют циркон, апатит, титанит, ильменит.

Субщелочные граниты и лейкограниты светло-розовые или желтовато-серые, равномерно-средне- или мелкозернистые, с незначительным (1–3, реже до 5 об. %) содержанием биотита и резким преобладанием калиевого полевого шпата (35–45 %) над плагиоклазом (15–20 %); в лейкогранитах повышено (до 30–35 %) количество кварца, отличающегося волнистым погасанием. Для таблитчатых выделений калишпат-пертита весьма характерны простые двойники, иногда в них видна микроклиноватая решетка. Серицитизированный плагиоклаз нередко полисинтетически сдвойникован. По пертитовым включениям в калишпате местами развит шахматный альбит. Аксессуарные минералы представлены цирконом, апатитом,

титанитом, ильменитом, флюоритом, единичными зернами и зональными кристаллами ортита, образующего включения в биотите или вблизи его пластинчатых агрегатов.

**5. ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ГРАНИТОИДОВ**

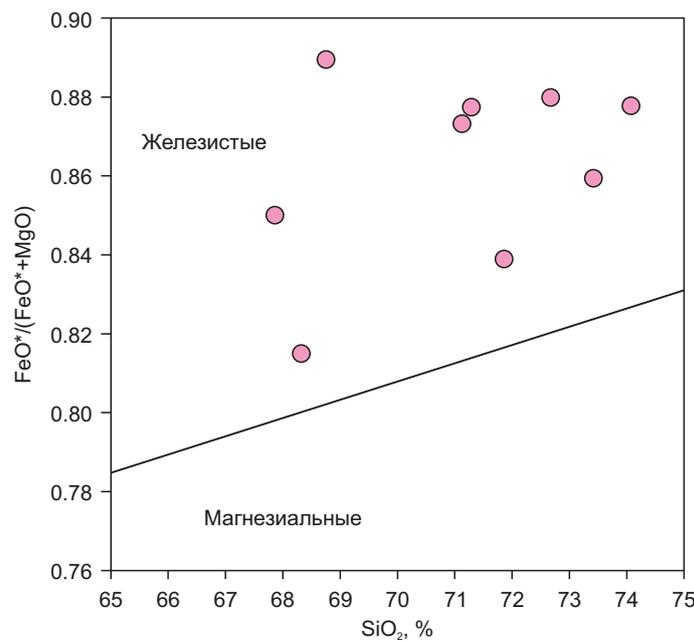
Гранитоиды Рязановского массива по содержанию главных элементов соответствуют гранитам, субщелочным гранитам и лейкогранитам. В выборке из девяти проанализированных проб две пробы наиболее распространенных биотитовых гранитов отвечают составу гранитов нормальной щелочности, три пробы – составу субщелочных лейкогранитов и четыре – субщелочным гранитам. Из четырех проб субщелочных гранитов две отличаются повышенным содержанием редких элементов (Zr, Hf, Nb, Ta, PЗЭ и Y), U и Th (Прил. 1, табл. 1.1). Содержание SiO<sub>2</sub> варьируется от 68 до 74 мас. %, K<sub>2</sub>O от 3.9 до 5.7 мас. % (рис. 2). Величина K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O изменяется в диапазоне 1.3–2.2. Согласно систематике [Frost et al., 2001; Sylvester, 1998], гранитоиды являются железистыми (FeO/FeO\*+MgO=0.83–0.88) (рис. 2) и слабопералюминиевыми (ASI=1.0–1.2).

Спектры PЗЭ для гранитов, умеренно фракционированные с обогащением легкими лантаноидами (La/Yb)<sub>n</sub>=12.0–22.5) и отчетливым обеднением Eu (Eu/Eu\* = 0.15–0.45), с уменьшением Eu/Eu\* от гранитов к их субщелочным разновидностям и лейкогранитам, коррелируют с уменьшением содержания плагиоклаза (рис. 3, а; Прил. 1, табл. 1.1). Мультиэлементные спектры большинства гранитоидов характеризуются обогащением наиболее несовместимыми элементами, резкими минимумами по Nb и Ti и слабым обеднением по Ba и

Sr (рис. 3, б). Высокая кремнекислотность затрудняет геохимическую систематику гранитов Рязановского массива [Taylor, McLennan, 1985]. Исходя из высокой железистости и повышенных содержаний Th, высокозарядных элементов (Zr, Nb, Y), легких PЗЭ эти породы сопоставимы с А-гранитами или высокодифференцированными I-гранитами [Whalen et al., 1987; Sklyarov, 2001].

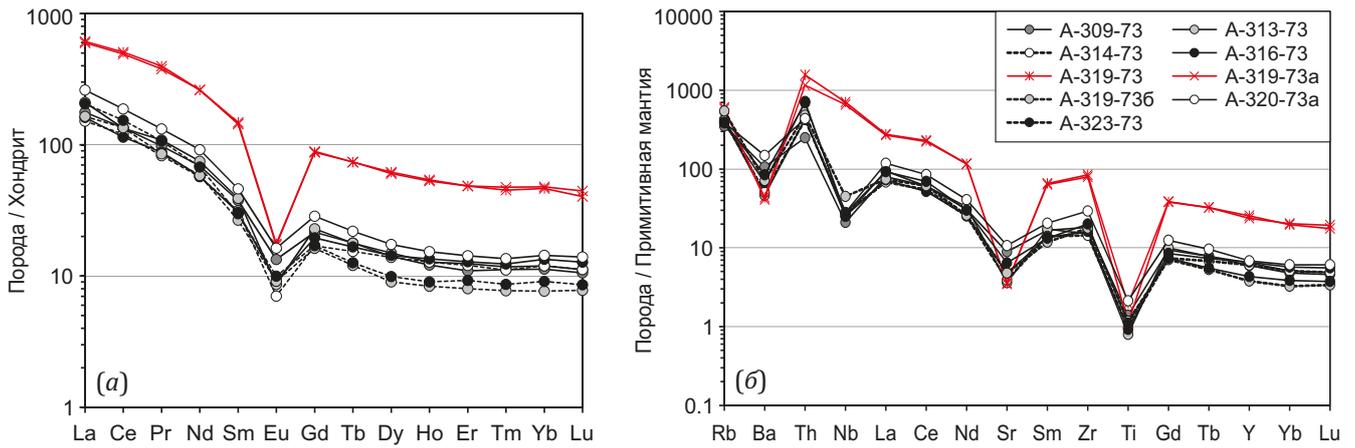
Наряду с описанными гранитоидами в правом борту р. Кия, в 800 м выше устья р. Подпорожица, развиты субщелочные редкометалльные граниты с высокой радиоактивностью. В двух отобранных пробах (А-319-73 и А-319-73а) содержание Th составляет 133 и 98 г/т соответственно, содержание U – 22 г/т и K<sub>2</sub>O 5.3 и 4.8 мас. % (Прил. 1, табл. 1.1). В этих же пробах существенно (в 4.0–5.5 раза) повышены концентрации PЗЭ, Y, Zr и Hf и в 15–20 раз – содержание Ta и Nb. Петрохимический состав этих гранитов сходен с субщелочными гранитами массива за исключением слегка повышенного содержания Na<sub>2</sub>O и P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в редкометалльных разновидностях (Прил. 1, табл. 1.1), что проявляется в их альбитизации и в повышенной примеси акцессорного апатита. Вместе с тем эти редкометалльные граниты контрастно отличаются отсутствием Nb минимума на мультиэлементных спектрах (рис. 3, б).

Петрографическое изучение редкометалльных гранитов, количественный анализ минералов в полированных шлифах и идентификация их в концентратах протолок породы показали повышенное содержание циркона, апатита, флюорита, титанита, наличие торита, ильменита, минерала группы эпидота, типа ортита, единичных зерен касситерита. В цирконе повышена



**Рис. 2.** Диаграмма SiO<sub>2</sub> – FeO\*/(FeO\*+MgO) для гранитов Рязановского массива. Поля железистых и магнезиальных гранитоидов по [Frost et al., 2001]. FeO\* – общее железо.

**Fig. 2.** Diagram SiO<sub>2</sub> – FeO\*/(FeO\*+MgO) for granites of the of Ryzanovsky massif. Fields of ferroan and magnesian granitoides after [Frost et al., 2001]. FeO\* – total iron.



**Рис. 3.** Редкоземельные (а) и мультиэлементные (б) спектры для гранитов Рязановского массива. Номера проб соответствуют Прил. 1, табл. 1.1. Нормировано по хондриту [Boynnton, 1984] и составу примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989].

**Fig. 3.** Rare-earth (a) and multielement (b) spectra for granites of the Ryazanovsky massif. Sample numbers correspond to those in App. 1, Table 1.1. Normalized to chondrite [Boynnton, 1984] and primitive-mantle composition [Sun, McDonough, 1989].

примесь U, PЗЭ, Y, Hf. В апатите установлено присутствие редких земель и F. Титанит содержит заметную величину (0.4–0.6 мас. %) Nb, кроме того, в нем установлена изоморфная примесь Ta и Y. Повышенное содержание U, редких земель и Y установлено в торите. Редкие земли цериевой группы, наряду с Th и U, отмечены в зональных кристаллах ортита. Кроме того, в полированных шлифах и концентратах протолок установлен бастнезит, который, очевидно, является вторичным минералом, развитым по ортиту.

### 6. РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для геохронологических исследований отобрана проба (А-314-73) светло-серого равномерно среднезернистого субщелочного лейкогранита с незначительным (1–3 об. %) содержанием биотита. Проба отобрана в правом борту долины р. Кия, на кийском пороге, в 3 км ниже руч. Калинкин. Выделенный из этой пробы циркон представлен желтовато-коричневыми призматически-дипирамидальными кристаллами размером от 150 до 250 мкм с коэффициентом удлинения (Ку) 1.5–2.5. В катодоллюминесцентном изображении (КЛ) большинство кристаллов показывает отчетливую осцилляторную зональность, в более крупных зернах зональность четко проявлена во внешних зонах и нарушена во внутренних (рис. 4). Исследованные кристаллы циркона имеют повышенное содержание U (308–3149 г/т) с преобладанием зерен с U>1000 г/т и типичную для магматического циркона величину Th/U – 0.14–0.69 (Прил. 1, табл. 1.2). Для U-Pb датирования использованы только зональные части кристаллов. Для 9 из 27 проанализированных кристаллов по-

лучен дискордантный U-Pb возраст (Прил. 1, табл. 1.2), в связи с чем эти анализы были исключены из дальнейших расчетов.

Графическая интерпретация U-Pb LA-ICP-MS конкордантных данных для 12 кристаллов циркона (1011.4 ±7.9, СКВО=1.3) представлена на графике с конкордией (рис. 5, а).

Результаты вычисления средневзвешенных значений конкордантных U-Pb возрастов с помощью четырех алгоритмов (по более статистически представленному количеству кристаллов n=18), в том числе робастных, приведены на рис. 5, б. Поскольку цирконы имеют отчетливую ростовую зональность U-Pb возраст 1013.0±9.9 млн лет [0.97 %] 95 % дов. инт., СКВО=0.00017 может быть принят в качестве наилучшей оценки времени формирования гранитов Рязановского массива.

Rb-Sr и <sup>147</sup>Sm-<sup>143</sup>Nd ID-TIMS систематика двух образцов гранитов (А-309-73, А-314-73) в целом представлена в Прил. 1, табл. 1.3 и рис. 6 и 7. Рассмотрение Rb-Sr изотопной сигнатуры образцов А-309-73 и А-314-73 на графике Николайсена в координатах <sup>87</sup>Rb/<sup>86</sup>Sr<sup>1</sup> – <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr выявляет эволюционную зависимость с наклоном = exp((λ<sub>87</sub>·t)–1)=0.01562, где λ<sub>87</sub>=1.42·10<sup>-11</sup> лет<sup>-1</sup> постоянная распада <sup>87</sup>Rb, соответствующим возрасту 1091±55 млн лет. На этом же графике представлена линия согласования с U-Pb LA-ICP-MS возрастом t=1013 млн лет и наклоном = exp((λ<sub>87</sub>·t)–1)=0.01449. Учитывая неопределенности построения двухточечной регрессионной зависимости и погрешности для величины <sup>87</sup>Rb/<sup>86</sup>Sr, а также вариации конкордантных значений U-Pb возраста исследованных кристаллов циркона (см. Прил. 1, табл. 1.2), можно говорить, с известным приближением,

<sup>1</sup> Вычислено исходя из концентраций Rb и Sr, определенных методом ICP-MS (см. Прил. 1, табл. 1.1), Погрешности ±2σ=3 % назначены расчетом коэффициентов вариации отношений <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd, вычисленных, в свою очередь, на основе величин <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd, определенных методами ICP-MS и ID-TIMS.

о совпадении U-Pb и Rb-Sr возрастов. Относительно высокое значение первичного изотопного отношения  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7124 \pm 0.0036$  свидетельствует о существенной роли корового компонента в формировании расплава, что находит свое подтверждение и в величинах  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ , равных - 5.0, - 4.8 для гранитов А-309-73 и А-314-73 соответственно.

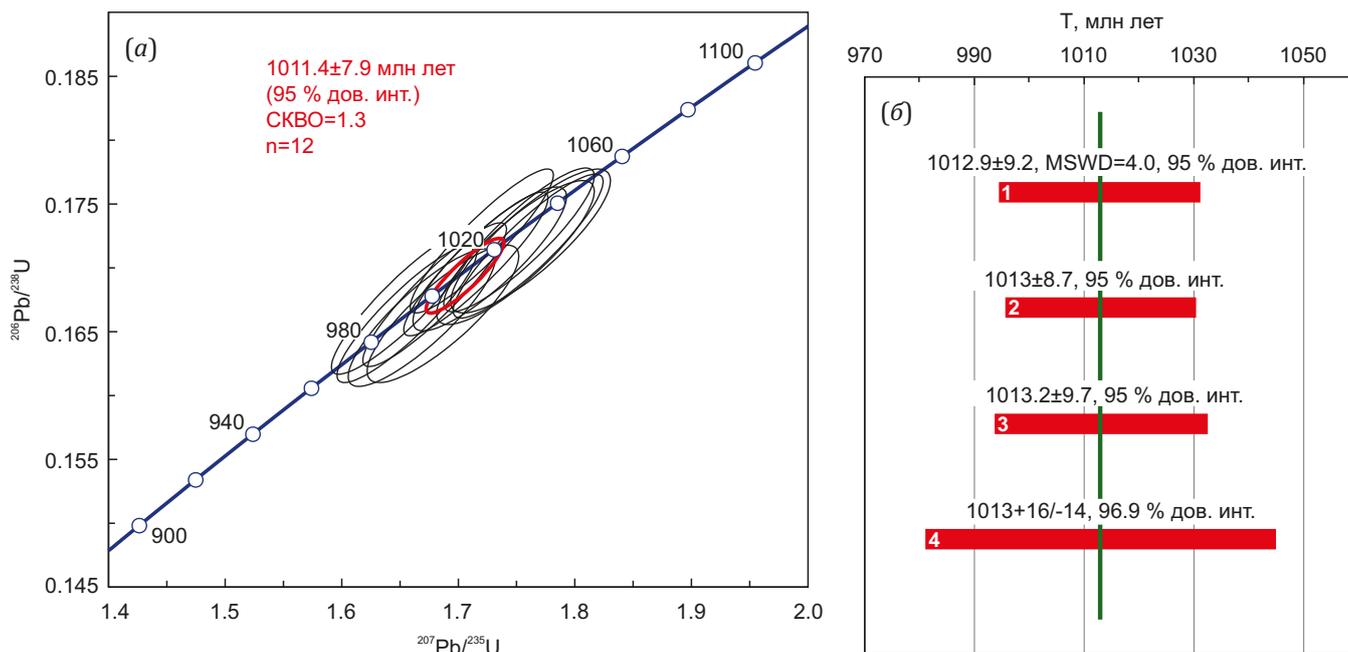
Концентрации Sm и Nd в исследованных образцах гранитов ограничены интервалом 5.3–6.8 г/т, 31–40 г/т, при этом вариации величин  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  и  $^{147}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$

составляют лишь 1.6 и 0.003 %, что в конечном итоге определяет близость  $T_{\text{DM}}$  1902, 1910 млн лет соответственно. Вычисленные с учетом  $t_{\text{U-Pb}}$  (1013 млн лет) двухстадийные оценки модельного возраста также практически совпадают (2069, 2057 млн лет). Поскольку U-Pb возраст гранитов Рязановского массива значительно меньше Nd модельных датировок, последние следует интерпретировать «усредненным» смешанным источником, имеющим как минимум раннепротерозойский возраст.



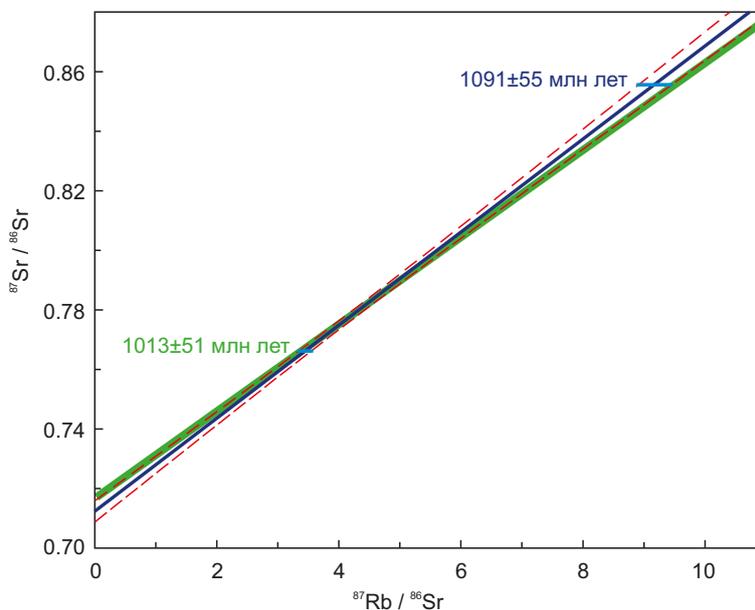
**Рис. 4.** Катодолуминесцентное изображение датированных кристаллов цирконов из гранитоидов Рязановского массива с расположением точек определения возраста. Номера точек соответствуют таковым в Прил. 1, табл. 1.2.

**Fig. 4.** Cathodoluminescence images for analyzed zircons from granitoids of the Ryazanovsky massif with the location of age determination points. The point numbers correspond to those in App. 1, Table 1.2.



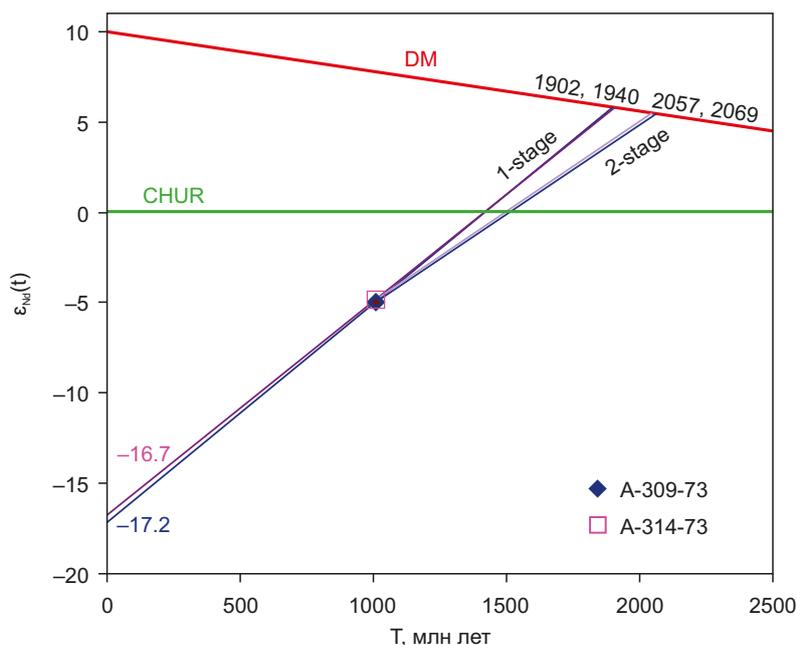
**Рис. 5.** Графическая интерпретация U-Pb LA ICP MS данных для циркона из гранитов Рязановского массива (обр. А-314-83). (а) – U-Pb график с конкордией без учета неопределенностей константы распада (n=12); (б) – U-Pb конкордантный возраст 1013.0±9.9 [0.97 %] 95 % дов. инт., СКВО=0.00017. 1 – средневзвешенное значение с учетом только внутренних неопределенностей (n=18), 2 – средневзвешенное значение с учетом неопределенностей константы распада (n=18), 3 – робастная оценка, алгоритм Tukey’s Biweight (n=18) [Hoaglin et al., 1983], 4 – медианное значение (n=18).

**Fig. 5.** Graphic interpretation of the U-Pb LA ICP MS data for zircon from granites of the Ryazanovsky massif (sample A-314-83). (a) – U-Pb plot with concordia, without decay constant uncertainties (n=12); (б) – U-Pb concordant age of 1013.0±9.9 [0.97 %] 95 % conf. lim., MSWD=0.00017. 1 – weighted average with only internal uncertainties (n=18), 2 – weighted average with decay constant uncertainties (n=18), 3 – robust Tukey’s biweight estimate (n=18) [Hoaglin et al., 1983], 4 – median value (n=18).



**Рис. 6.** Rb-Sr эволюционная диаграмма (синий цвет) и линия согласования (зеленый цвет) для гранитов А-309-73 и А-314-73 Рязановского массива. Красные пунктирные линии отображают погрешности для линии регрессии. Результаты геохронологических и изотопно-геохимических исследований.

**Fig. 6.** Rb-Sr evolution diagram (blue) and matched line (green) for granites A-309-73 and A-314-73 of the Ryazanovsky massif. The red dotted lines represent the errors of the regression line. Results of geochronological and isotope-geochemical studies.



**Рис. 7.** Эволюция  $^{147}\text{Sm}$ - $^{143}\text{Nd}$  изотопной системы гранитов А-309-73 и А-314-73 Рязановского массива.

DM и CHUR – модельные резервуары, параметры которых указаны в примечании к Прил. 1, табл. 1.3. 1-stage, 2-stage, 1902, 1940, 2057, 2069 – линии эволюции по одностадийной и двухстадийной Nd модели и соответствующий возраст (млн лет).

**Fig. 7.** Evolution of the  $^{147}\text{Sm}$ - $^{143}\text{Nd}$  isotope system for granites A-309-73 and A-314-73 of the Ryazanovsky massif.

DM and CHUR are model tanks, the parameters of which are indicated in the note to App. 1, Table 1.3. 1-stage, 2-stage, 1902, 1940, 2057, 2069 – evolutionary lines according to one- and two-stage Nd model and the corresponding ages (Ma).

## 7. ОБСУЖДЕНИЕ И ГЕОТЕКТНИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

Рязановский массив имеет все признаки натрий-калиевых геохимически дифференцированных гранитных массивов, состав которых эволюционирует от гранитов до субщелочных гранитов и лейкогранитов. Обогащение гранитов высокорядными элементами и Th сближает их с гранитами А-типа, что могло произойти в результате плавления корового кварц-полевошпатового источника при высокой температуре с полным растворением аксессуарных элементов в магнообразующем субстрате [Frost C.D., Frost B.R., 2011]. При последующей дифференциации расплава, вероятно, также происходило накопление некогерентных редких элементов.

Наряду с Рязановским гранитным массивом, в этой же зоне, пространственно тяготеющей к системе Приенисейских разломов, расположен ряд массивов лейкократовых гранитов глушихинского комплекса. Некоторые из них (Верхнекиликеевский, Гремихинекский, Савинский) показаны на рис. 1. В отличие от Рязановского массива с раннепротерозойским U-Pb возрастом циркона  $1013.0 \pm 9.9$  млн лет, граниты глушихинского комплекса были сформированы в позднем протерозое (750–720 млн лет назад). Все они имеют пониженное содержание Th (16–18 г/т) и низкие величины (2.0–4.5) Th/U за счет обогащения пород U (Прил. 1, табл. 1.4) [Nozhkin, Turkina, 1989]. Наряду с U, эти граниты в сравнении с гранитами Рязановского массива содержат повышенные концентрации Li, Rb,

тяжелых РЗЭ, Y, Sn, и F, обусловленные геохимической дифференциацией исходного расплава в промежуточных очагах [Nozhkin, Turkina, 1989]. Формирование исходного расплава для гранитов глушихинского комплекса происходило за счет корового субстрата, обедненного (в сравнении с субстратом для рязановских гранитов) Th, Zr и другими высокорядными элементами, содержание которых приведено в работах [Nozhkin, Turkina, 1989; Vernikovskaya et al., 2003]. Таким образом, сравнение гранитов Рязановского массива и лейкогранитов глушихинского комплекса показало отличие их редкоэлементного состава, вероятно связанное с различием в коровых источниках, условиях плавления и дифференциации на двух этапах неопротерозойского гранитообразования.

Формирование гранитоидов Рязановского массива на рубеже мезо- и неопротерозоя ( $1013 \pm 9.9$  млн лет) отвечает раннему этапу гренвилльской орогении на юго-западе Сибирского кратона. В пределах палеоконтинентального сектора Северо-Енисейского кряжа в качестве возрастных аналогов гренвиллид рассматриваются гранитоидные купола (1100–950 млн лет) [Nozhkin et al., 1999], метapelиты низких/умеренных давлений Приенисейской и Татарско-Ишимбинской систем разломов ( $1056 \pm 28$  млн лет) [Likhanov et al., 2015]. Их возрастные оценки также совпадают со временем начального регионального метаморфизма основных магматических пород Рыбинско-Панимбинского вулканического пояса в правобережье р. Ангары ( $1087.1 \pm 11.3$ ;  $1183 \pm 9.8$  млн лет [Likhanov, 2022b],

(1051±22 млн лет) [Chernykh, 2000]). Это позволяет коррелировать деформации раннеопротерозойской тектонической активизации в регионе на юго-западной окраине Сибирского кратона с формированием Родинии. Выявленный этап согласуется с фазами орогенеза в гренвильском (Лаврентия) [Rivers, 2008] и в свеко норвежском (Балтика) складчатых поясах [Bogdanova et al., 2008].

Последующие события в неопротерозое характеризуются постепенным завершением гренвильского строения и началом вальгальской орогении, вызванной утолщением земной коры в результате наложенных эффектов коллизионно-аккреционных процессов по периферии Родинии [Cawood et al., 2010; Vance et al., 1998]. На Енисейском кряже U-Pb датировки контрастных по составу пород Гаревского метаморфического комплекса – адакитоподобных гранитов (913±11 и 915±36 млн лет), порфиробластических ортоклазовых лейкогранитогайсов (932±26 млн лет) и микроклин-цоизитовых ортоамфиболитов (902±12.8 млн лет) – рассматриваются в качестве возрастных аналогов ранней эпохи Ренланд (980–910 млн лет) вальгальской складчатости [Likhanov, 2022a]. Датировки порфиробластических гранитогайсов (881±8 млн лет), бластомилонитизированных порфиробластических плагиогранитогайсов (855.6±5 млн лет), рапакивиоподобных гранитов (871±10 млн лет), мигматитов (845±15 млн лет) могут быть соотнесены с возрастными этапами постгренвильского этапа, включающего позднюю эпоху Нордатьян (880–720 млн лет) вальгальской складчатости [Likhanov, Reverdatto, 2015; Likhanov, 2022b]. Близкий возраст формирования установлен для пород тейского комплекса, подвергшихся позднерифейскому (864–849 млн лет) коллизионному метаморфизму умеренных давлений кианит-силлиманитового типа в пределах Татарско-Ишимбинской системы разломов [Likhanov et al., 2007, 2008]. С этим же этапом связано становление гранитоидных плутонов каламинского типа [Vernikovskiy, Vernikovskaya, 2006], вблизи которых локально проявлен термальный метаморфизм позднерифейского (862 млн лет) возраста [Likhanov et al., 2001].

Выявленные деформационно-метаморфические эпизоды тектонической активности в регионе коррелируют по времени с событиями, установленными в структурах ряда кратонов Северной Атлантики, участвовавших в строении суперконтинента Родиния [Li et al., 2008]. В частности, подобные по возрасту и стилю метаморфизма проявления были обнаружены в гнейсах и кристаллических сланцах Свальбарда [Pettersson et al., 2009], мойнской серии Северо-Западной Шотландии и Восточной Гренландии (Лаврентия) [Strachan et al., 1995], соройского комплекса в Северной Норвегии (Балтика) [Kirkland et al., 2006]. Такие проявления магматизма и метаморфизма, широко представленные по периферии крупных докембрийских кратонов Родинии – Лаврентии, Балтики и Сибири, могут служить весомым аргументом в пользу представления об их структурной сопряженности в эту эпоху [Cawood et al., 2004,

2016; Likhanov, 2022a, 2022b; Likhanov et al., 2015]. Такая трактовка взаиморасположения арктических кратонов в строении суперконтинента Родиния согласуется с палеоконтинентальными реконструкциями, основанными на палеомагнитных данных [Torsvik, 2003; Metelkin et al., 2012; Johansson, 2014; Dalziel, 1997], подтверждающими, что в неопротерозое Лаврентия, Сибирь и Балтика являлись древним ядром суперконтинента Родиния (см. рис. 1, б). Об этом же свидетельствуют более современные реконструкции [Kirscher et al., 2020; Evans, 2021; Elming et al., 2021; Salminen et al., 2021; Li et al., 2023], подтверждающие, что эти кратоны существовали рядом друг с другом на протяжении около 800 млн лет [Pisarevsky et al., 2008]. В настоящее время ключевым вопросом для современных реконструкций является то, какой из кратонных блоков мог быть присоединен к западной части Сибирского кратона на стадии формирования Родинии. На этих реконструкциях в район западной окраины Сибири помещают или Северо-Китайский кратон [Ding et al., 2021; Evans, 2021; Zhang et al., 2021], или кратон Янцзы [Kirscher et al., 2020; Lu et al., 2022], или вообще здесь отсутствуют какие-либо крупные кратоны [Li et al., 2023].

В целом же, Сибирский кратон обычно считают частью мезопротерозойского [Evans, Mitchell, 2011] и неопротерозойского суперконтинентов [Torsvik, 2003], но его докембрийское положение в реконструкциях Нуна-Колумбии и Родинии весьма противоречиво [Pisarevsky et al., 2021; Evans, 2021]. Можно полагать, что появление новых изотопно-геохронологических датировок для геологических комплексов древних кратонов, относящихся к периодам становления и распада докембрийских суперконтинентов, не только существенно повышает возможности временных корреляций глобальных геологических процессов в истории Родинии, но и представляет собой важный тест для палеоконтинентальных реконструкций.

## 8. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Породы Рязановского массива, локализованные в зоне влияния Приенисейского разлома, представлены высокожелезистыми разностями и сопоставимы с А-гранитами и высокодифференцированными I-гранитами. Их состав изменяется от нормальных до субщелочных гранитов и лейкогранитов. Изотопные (Sr, Nd) характеристики пород свидетельствуют в пользу их образования из древнего корового субстрата, усредненный возраст которого отвечает палеопротерозою. Обогащение высокозарядными и радиоактивными элементами предполагает их образование из корового кварц-полевошпатового источника с полным плавлением аксессуарных минералов и последующую дифференциацию расплава.

Граниты Рязановского массива (1013±9.9 млн лет) одновозрастны с гранитогайсовыми куполами, метапелитами низких/умеренных давлений Приенисейской и Татарско-Ишимбинской систем разломов и метабазами Рыбинско-Панибинского вулканического

пояса в правобережье р. Ангары. Их формирование на рубеже мезо- и неопротерозоя происходило в результате коллизии блоков континентальной коры и последующего постколлизийного растяжения, связанных с ранним этапом орогенических событий гренвилевского возраста, что совпадает со временем формирования структуры суперконтинента Родиния.

Геодинамическая история региона сопоставляется с синхронной последовательностью и схожим стилем тектонотермальных событий по периферии крупных докембрийских кратонов Лаврентии и Балтики, что подтверждает палеоконтинентальные реконструкции о вхождении Сибирского кратона в состав Родинии. Представленные свидетельства позволяют разрешить ряд противоречий в трактовке ключевых вопросов геологии региона, например ранние предположения об отсутствии на Енисейском крыже орогенных событий гренвилевского возраста.

### 9. БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы данной статьи глубоко признательны рецензентам – Н.Б. Кузнецову и Т.В. Донской – за конструктивные замечания, плодотворную дискуссию и ценные рекомендации, способствующие значительному улучшению рукописи.

### 10. ЗАЯВЛЕННЫЙ ВКЛАД

#### АВТОРОВ / CONTRIBUTION OF THE AUTHORS

Все авторы внесли эквивалентный вклад в подготовку рукописи, прочли и одобрили финальную версию перед публикацией.

All authors made an equivalent contribution to this article, read and approved the final manuscript.

### 11. РАСКРЫТИЕ ИНФОРМАЦИИ / DISCLOSURE

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов, связанного с этой рукописью.

The authors declare that they have no conflicts of interest relevant to this manuscript.

### 12. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

Bogdanova S.V., Bingen B., Gorbatshev R., Kheraskova T.N., Kozlov V.I., Puchkov V.N., Volozh Y.A., 2008. The East European Craton (Baltica) before and during the Assembly of Rodinia. *Precambrian Research* 160 (1–2), 23–45. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.04.024>.

Bogdanova S.V., Pisarevsky S.A., Li Z.H., 2009. Assembly and Breakup of Rodinia (Some Results of IGCP Project 440). *Stratigraphy and Geological Correlation* 17, 259–274. <https://doi.org/10.1134/S0869593809030022>.

Boynnton W.V., 1984. Cosmochemistry of the Rare Earth Elements: Meteorite Studies. *Rare Earth Element Geochemistry. Developments in Geochemistry* 2, 63–114. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3>.

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. *Journal of Geological Society of London* 161, 861–874. <https://doi.org/10.1144/16-764903-117>.

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. <https://doi.org/10.1130/G30450.1>.

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 and Planetary Science Letters* 449, 118–126. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.05.049>.

Chernykh A.I., 2000. Geological Structure and Petrological-Geochemical Features of the Precambrian Ophiolite and Paleo-Island-Arc Complexes of the Yenisei Ridge. Brief PhD Thesis (Candidate of Geology and Mineralogy). Novosibirsk, 20 p. (in Russian) [Черных А.И. Геологическое строение и петролого-геохимические особенности докембрийских офиолитовых и палеоостроводужных комплексов Енисейского крыжа: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2000. 20 с.].

Dalziel I.W.D., 1997. Neoproterozoic-Paleozoic Geography and Tectonics: Review, Hypothesis and Environmental Speculation. *GSA Bulletin* 109 (1), 16–42. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1997\)109<0016:ONPGAT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1997)109<0016:ONPGAT>2.3.CO;2).

Ding J., Zhang S., Evans D.A.D., Yang T., Li H., Wu H., Chen J., 2021. North China Craton: The Conjugate Margin for Northwestern Laurentia in Rodinia. *Geology* 49 (7), 773–778. <https://doi.org/10.1130/G48483.1>.

Elming S.-Å., Salminen J., Pesonen L.J., 2021. Paleo-Mesoproterozoic Nuna Supercycle. In: L.J. Pesonen, J. Salminen, S.-Å. Elming, D.A.D. Evans, T. Veikkolainen (Eds), *Ancient Supercontinents and the Paleogeography of the Earth*. Vol. 16. Elsevier, p. 499–548. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-818533-9.00001-1>.

Ernst R.E., Wingate M.T.D., Buchan K.L., Li Z.X., 2008. Global Record of 1600–700 Ma Large Igneous Provinces (LIPs): Implications for the Reconstruction of the Proposed Nuna (Columbia) and Rodinia Supercontinents. *Precambrian Research* 160 (1–2), 159–178. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.04.019>.

Evans D.A.D., 2021. Meso-Neoproterozoic Rodinia Supercycle. In: L.J. Pesonen, J. Salminen, S.-Å. Elming, D.A.D. Evans, T. Veikkolainen (Eds), *Ancient Supercontinents and the Paleogeography of the Earth*. Vol. 17. Elsevier, p. 549–576. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-818533-9.00006-0>.

Evans D.A.D., Mitchell R.N., 2011. Assembly and Breakup of the Core of Paleoproterozoic–Mesoproterozoic Supercontinent Nuna. *Geology* 39 (5), 443–446. <https://doi.org/10.1130/G31654.1>.

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. *Journal of Petrology* 42 (11), 2033–2048. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033>.

Frost C.D., Frost B.R., 2011. On Ferroan (A-Type) Granitoids: Their Compositional Variability and Modes of Origin. *Journal of Petrology* 52 (1), 39–53. <https://doi.org/10.1093/petrology/egq070>.

- Glebovitsky V.A., Khil'tova V.Ya., Kozakov I.K., 2008. Tectonics of the Siberian Craton: Interpretation of Geological, Geophysical, Geochronological, and Isotopic Geochemical Data. *Geotectonics* 42, 8–20. <https://doi.org/10.1134/S016852108010020>.
- Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y., 2008. GLITTER: Data Reduction Software for Laser Ablation ICP-MS. In: P.J. Sylvester (Ed.), *Laser Ablation ICP-MS in the Earth Sciences: Current Practices and Outstanding Issues*. Mineralogical Association of Canada Short Course Series. Vol. 40. Vancouver, p. 308–311.
- Hoaglin D.C., Mosteller F., Tukey J.W., 1983. *Understanding Robust and Exploratory Data Analysis*. John Wiley & Sons, New York, 447 p.
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2013.10.012>.
- Kachevsky L.K., Kachevskaya G.I., Grabovskaya J.M., 1998. Geological Map of the Yenisei Ridge. Scale 1:500000. Krasnoyarsk Geological Survey, Krasnoyarsk (in Russian) [Качевский Л.К., Качевская Г.И., Грабовская Ж.М. Геологическая карта Енисейского кряжа. Масштаб 1:500000. Красноярск: Красноярскгеолсъёмка, 1998].
- Kachevsky L.K., Zuev V.K., 2005. State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1:1000000. Sheet O-46 (Krasnoyarsk). Map of Prequaternary Formations. Krasnoyarsk Geological Survey, Krasnoyarsk, 1 sh. (in Russian) [Качевский Л.К., Зув В.К. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000. Лист O-46 (Красноярск): Карта дочетвертичных образований. Красноярск: Красноярскгеолсъёмка, 2005. 1 л.].
- Khavarov E. M., Varaksina I.V., 2011. The Structure and Depositional Environments of Mesoproterozoic Petroliferous Carbonate Complexes in the Western Siberian Craton. *Russian Geology and Geophysics* 52 (8), 923–944. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2011.07.014>.
- Khain V.E., Goncharov M.A., 2006. Geodynamic Cycles and Geodynamic Systems of Various Ranks: Their Relationships and Evolution in the Earth's History. *Geotectonics* 40, 327–344. <https://doi.org/10.1134/S0016852106050013>.
- Khomentovsky V.V., 2007. The Upper Riphean of the Yenisei Range. *Russian Geology and Geophysics* 48 (9), 711–720. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2007.08.002>.
- Kirkland C.L., Daly J.S., Whitehouse M.J., 2006. Granitic Magmatism of Grenvillian and Late Neoproterozoic Age in Finnmark, Arctic Norway—Constraining Pre-Scandian Deformation in the Kalak Nappe Complex. *Precambrian Research* 145, 24–52. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2005.11.012>.
- Kirscher U., Mitchell R.N., Liu Y., Nordvan A.R., Cox G.M., Pisarevsky S.A., Wang C., Wu L., Murphy J.B., Li Z.-X., 2020. Paleomagnetic Constraints on the Duration of the Australia-Laurentia Connection in the Core of the Nuna Supercontinent. *Geology* 49 (2), 174–179. <https://doi.org/10.1130/G47823.1>.
- Kuznetsov A.B., Kochnev B.B., Vasilyeva I.M., Ovchinnikova G.V., 2019. The Upper Riphean of the Yenisei Range: Sr Chemostratigraphy and Pb-Pb Age of Limestones of the Tungusik and Shirokaya Groups. *Stratigraphy and Geological Correlation* 27, 538–554. <https://doi.org/10.1134/S0869593819050058>.
- Larionova Yu.O., Samsonov A.V., Shatagin K.N., 2007. Sources of Archean Sanukitoids (High-Mg Subalkaline Granitoids) in the Karelian Craton: Sm-Nd and Rb-Sr Isotopic-Geochemical Evidence. *Petrology* 15, 530–550. <https://doi.org/10.1134/S0869591107060021>.
- Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S., Davidson A., De Waele B., Ernst R.E., Fitzsimons I.C.W., Fuck R.A. et al., 2008. Assembly, Configuration, and Break-Up History of Rodinia: A Synthesis. *Precambrian Research* 160 (12), 179–210. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.04.021>.
- Li Z.-X., Liu Y., Ernst R., 2023. A Dynamic 2000–540 Ma Earth History: From Cratonic Amalgamation to the Age of Supercontinent Cycle. *Earth-Science Reviews* 238, 104336. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2023.104336>.
- Likhanov I.I., 2019. Mass-Transfer and Differential Element Mobility in Metapelites during Multistage Metamorphism of Yenisei Ridge, Siberia. In: S. Ferrero, P. Lanari, P. Goncalves, E.G. Grosch (Eds), *Metamorphic Geology: Microscale to Mountain Belts*. Vol. 478. Geological Society of London Special Publications, p. 89–115. <https://doi.org/10.1144/SP478.11>.
- Likhanov I.I., 2020. Metamorphic Indicators for Collision, Extension and Shear Zones Geodynamic Settings of the Earth's Crust. *Petrology* 28, 1–16. <https://doi.org/10.1134/S086959112001004X>.
- Likhanov I.I., 2022a. Grenville and Valhalla Tectonic Events at the Western Margin of the Siberian Craton: Evidence from Rocks of the Garevka Complex, Northern Yenisei Range, Russia. *Petrology* 30, S72–S100. <https://doi.org/10.1134/S0869591123010058>.
- Likhanov I.I., 2022b. Provenance, Age and Tectonic Settings of Rock Complexes (Transangarian Yenisey Ridge, East Siberia): Geochemical and Geochronological Evidence. *Geosciences* 12 (11), 402. <https://doi.org/10.3390/geosciences12110402>.
- Likhanov I.I., Kozlov P.S., Polyansky O.P., Popov N.V., Reverdatto V.V., Travin A.V., Vershinin A.E., 2007. Neoproterozoic Age of Collisional Metamorphism in the Transangarian Yenisey Ridge (Based on <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar Data). *Doklady Earth Sciences* 413, 234–237. <https://doi.org/10.1134/S1028334X07020225>.
- Likhanov I.I., Nozhkin A.D., Reverdatto V.V., Kozlov P.S., 2014. Grenville Tectonic Events and Evolution of the Yenisei Ridge at the Western Margin of the Siberian Craton. *Geotectonics* 48, 371–389. <https://doi.org/10.1134/S0016852114050045>.
- 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. *Journal of Metamorphic Geology* 22 (8), 743–762. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2004.00546.x>.
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.02.021>.

Likhanov I.I., Reverdatto V.V., 2015. Evidence of Middle Neoproterozoic Extensional Tectonic Settings along the Western Margin of Siberian Craton: Implications for the Breakup of Rodinia. *Geochemistry International* 53, 671–689. <https://doi.org/10.1134/S0016702915080030>.

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. *Journal of Asian Earth Sciences* 113 (1), 391–410. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2014.10.026>.

Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S., Popov N.V., 2009. Kyanite-Sillimanite Metamorphism of the Precambrian Complexes, Transangarian Region of the Yenisei Ridge. *Russian Geology and Geophysics* 50 (12), 1034–1051. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2009.11.003>.

Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Sheplev V.S., Verschinin 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. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(01\)00048-2](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(01)00048-2).

Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Verschinin A.E., 2008. Fe- and Al-Rich Metapelites of the Teya Sequence, Yenisei Range: Geochemistry, Protoliths and the Behavior of Their Matter during Metamorphism. *Geochemistry International* 46, 17–36. <https://doi.org/10.1134/S0016702908010023>.

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 Research* 328, 128–145. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2019.04.018>.

Lu K., Mitchell R.N., Yang C.H., Zhou J-L., Wu L-G., Wang X-C., Li X.-H., 2022. Widespread Magmatic Provinces at the Onset of the Sturtian Snowball Earth. *Earth and Planetary Science Letters* 594, 117736. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2022.117736>.

Ludwig K.R., 1999. User's Manual for ISOPLOT/EX, Version 2.10. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication 1, 46 p.

Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A., Kazansky A.Y., 2012. Tectonic Evolution of the Siberian Palecontinent from the Neoproterozoic to the Late Mesozoic: Paleomagnetic Record and Reconstructions. *Russian Geology and Geophysics* 53 (7), 675–688. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2012.05.006>.

Nikolaeva I.V., Palesskii S.V., Koz'menko O.A., Anoshin G.N., 2008. Analysis of Geologic Reference Materials for REE and HFSE by Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry (ICP-MS). *Geochemistry International* 46, 1016–1022. <https://doi.org/10.1134/S0016702908100066>.

Nozhkin A.D., Borisenko A.S., Nevol'ko P.A., 2011. Stages of Late Proterozoic Magmatism and Periods of Au Mineralization in the Yenisei Ridge. *Russian Geology and Geophysics* 52 (1), 124–143. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2010.12.010>.

Nozhkin A.D., Turkina O.M., 1989. Geochemistry and Tin Content of the Leucogranite Formation (Yenisei Ridge). In: Yu.G. Shcherbамov, V.P. Kovalev (Eds), *Geochemistry of Rare, Rare Earth and Radioactive Elements in Rocks and Ore-Forming Processes*. Nauka, Novosibirsk, p. 37–67 (in Russian) [Ножкин А.Д., Туркина О.М. Геохимия и оловоносность лейкогранитовой формации (Енисейский кряж) // Геохимия редких, редкоземельных и радиоактивных элементов в породах и рудообразующих процессах / Ред. Ю.Г. Щербамов, В.П. Ковалев. Новосибирск: Наука, 1989. С. 37–67].

Nozhkin A.D., Turkina O.M., 1993. Geochemistry of Granulites from Kansk and Sharyzhalgay Complexes. United Institute of Geology, Geophysics and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, 221 p. (in Russian) [Ножкин А.Д., Туркина О.М. Геохимия гранулитов канского и шарыжалгайского комплексов. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1993. 223 с.].

Nozhkin A.D., Turkina O.M., Bayanova T.B., Berezhnaya N.G., Larionov A.N., Postnikov A.A., Travin A.V., Ernst R.E., 2008. Neoproterozoic Rift and Within-Plate Magmatism in the Yenisei Ridge: Implications for the Breakup of Rodinia. *Russian Geology and Geophysics* 49 (7), 503–519. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2008.06.007>.

Nozhkin A.D., Turkina O.M., Bibikova E.B., Terleev A.A., Khomentovskii V.V., 1999. Riphean Granite-Gneiss Domes of the Yenisei Range: Geologic Structure and U-Pb Isotopic Age. *Russian Geology and Geophysics* 40 (9), 1284–1292.

Nozhkin A.D., Turkina O.M., Likhanov I.I., 2023. Neoproterozoic Collision Granitoids in the Southwestern Margin of the Siberian Craton: Chemical Composition, U-Pb Age, and Formation Conditions of the Gusyanka Massif. *Geochemistry International* 61, 484–498. <https://doi.org/10.1134/S0016702923050063>.

Nozhkin A.D., Turkina O.M., Likhanov I.I., Savko K.A., 2019. Paleoproterozoic Metavolcanosedimentary Sequences of the Yenisey Metamorphic Complex, Southwestern Siberian Craton (Angara-Kan Block): Subdivision, Composition, and U-Pb Zircon Age. *Russian Geology and Geophysics* 60 (10), 1101–1118. <https://doi.org/10.15372/RGG2019112>.

Pettersson C.H., Tebenkov A.M., Larionov A.N., Andresen A., Pease V., 2009. Timing of Migmatization and Granite Genesis in the Northwestern Terrane of Svalbard, Norway: Implications for Regional Correlations in the Arctic Caledonides. *Journal of the Geological Society* 166, 147–158. <https://doi.org/10.1144/0016-76492008-023>.

Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., 2021. Precambrian Paleogeography of Siberia. In: L.J. Pesonen, J. Salminen, S.-Å. Elming, D.A.D. Evans, T. Veikkolainen (Eds), *Ancient Supercontinents and the Paleogeography of the Earth* 8, 263–275. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-818533-9.00012-6>.

Pisarevsky S.A., Natapov L.M., Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Vernikovskiy V.A., 2008. Proterozoic Siberia: A Promontory of Rodinia. *Precambrian Research* 160 (1–2), 66–76. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.04.016>.

Popov N.V., Likhanov I.I., Nozhkin A.D., 2010. Mesoproterozoic Granitoid Magmatism in the Trans-Angara Segment of the Yenisei Range: U-Pb Evidence. *Doklady Earth*

Sciences 431, 418–423. <https://doi.org/10.1134/S1028334X10040021>.

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 Research* 14 (1–2), 51–72. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2008.01.001>.

Rivers T., 2008. Assembly and Preservation of Lower, Mid, and Upper Orogenic Crust in the Grenville Province – Implications for the Evolution of Large Hot Long-Duration Orogens. *Precambrian Research* 167 (3–4), 237–259. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2008.08.005>.

Salminen J., Lehtonen E., Mertanen S., Pesonen L.J., Elming S.-Å., Luoto T., 2021. The Precambrian Drift History and Paleogeography of Baltica. In: L.J. Pesonen, J. Salminen, S.-Å. Elming, D.A.D. Evans, T. Veikkolainen (Eds), *Ancient Supercontinents and the Paleogeography of the Earth*. Vol. 5. Elsevier, p. 155–206. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-818533-9.00015-1>.

Semikhatov M.A., Kuznetsov A.B., Gorokhov I.M., Konstantinova G.V., Melnikov N.N., Podkovyrov V.N., Kutuyavin E.P., 2002. Low  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  Ratios in Seawater of the Grenville and Post-Grenville Time: Determining Factors. *Stratigraphy and Geological Correlation* 10 (1), 1–41.

Shatagin K.N., Volkov V.N., 1998. Rb-Sr System in Hydrothermally Altered Acid Volcanics: A Case Study. *Geochemistry International* 36 (2), 128–133.

Shenfil V.Yu., 1991. Late Precambrian of the Siberian Platform. Nauka, Novosibirsk, 183 p. (in Russian) [Шенфиль В.Ю. Поздний докембрий Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1991. 183 с.].

Sklyarov E.V. (Ed.), 2001. *Metamorphism and Tectonics*. Textbook. Intermet Engineering, Moscow, 216 p. (in Russian) [Метаморфизм и тектоника: Учебное пособие / Ред. Е.В. Скляров. М.: Интермет Инжиниринг, 2001. 216 с.].

Sláma J., Košler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hancher J.M., Horstwood M.S.A., Morris G.A. et al., 2008. Plešovice Zircon – A New Natural Reference Material for U-Pb and Hf Isotopic Microanalysis. *Chemical Geology* 249 (1–2), 1–35. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.11.005>.

State Geological Map of the Russian Federation, 2009. Angara-Yenisei Series. Scale 1:1000000. Sheet O-46 (Krasnoyarsk). Explanatory Note. VSEGEI, Saint Petersburg, 500 p. (in Russian) [Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000. Серия Ангаро-Енисейская. Лист O-46 (Красноярск): Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 500 с.].

Strachan R.A., Nutman A.P., Friderichsen J.D., 1995. SHRIMP U-Pb Geochronology and Metamorphic History of the Smallefjord Sequence, NE Greenland Caledonides. *Journal of the Geological Society* 152, 779–784. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.152.5.0779>.

Sun S.-S., McDonough W.F., 1989. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes. Geological Society of London

Special Publications 42 (1), 313–345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>.

Sylvester P.J., 1998. Post-Collisional Strongly Peraluminous Granites. *Lithos* 45 (1–4), 29–44. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00024-3](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00024-3).

Taylor S.R., McLennan S.M., 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford, 312 p.

Thirlwall M.F., 1991. Long-Term Reproducibility of Multicollector Sr and Nd Isotope Ratio Analysis. *Chemical Geology: Isotope Geoscience Section* 94 (2), 85–104. [https://doi.org/10.1016/0168-9622\(91\)90002-E](https://doi.org/10.1016/0168-9622(91)90002-E).

Torsvik T.H., 2003. The Rodinia Jigsaw Puzzle. *Science* 300 (5624), 1379–1381. <https://doi.org/10.1126/science.1083469>.

Vance D., Strachan R.A., Jones K.A., 1998. Extensional versus Compressional Settings for Metamorphism: Garnet Chronometry and Pressure-Temperature-Time Histories in the Moine Supergroup, Northwest Scotland. *Geology* 26 (10), 927–930. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1998\)026%3C0927:EVCSFM%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1998)026%3C0927:EVCSFM%3E2.3.CO;2).

Vernikovskaya A.E., Vernikovskiy V.A., Sal'nikova E.B., Datsenko V.M., Kotov A.B., Kovach V.P., Travin A.V., Yakovleva S.Z., 2002. Yeruda and Cherimba Granitoids (Yenisey Ridge) as Indicators of Neoproterozoic Collisions. *Russian Geology and Geophysics* 43 (3), 245–259.

Vernikovskaya A.E., Vernikovskiy V.A., Sal'nikova E.B., Kotov A.B., Kovach V.P., Travin A.V., Palessky S.V., Yakovleva S.Z., Yasenev A.M., Fedoseenko A.M., 2003. Neoproterozoic Postcollisional Granitoids of the Glushikha Complex, Yenisey Ridge. *Petrology* 11 (1), 54–68.

Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E., 2006. Tectonics and Evolution of Granitoid Magmatism in the Yenisei Ridge. *Russian Geology and Geophysics* 47 (1), 32–50.

Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E., Wingate M.T.D., Popov N.V., Kovach V.P., 2007. The 880–864 Ma Granite of the Yenisey Ridge, Western Siberian Margin: Geochemistry, Shrimp Geochronology, and Tectonic Implications. *Precambrian Research* 154 (3–4), 175–191. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2006.12.006>.

Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W., 1987. A-Type Granite: Geochemical Characteristics, Discrimination and Petrogenesis. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 95, 407–419. <https://doi.org/10.1007/BF00402202>.

Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., Salnikova E.B., Nikiforov A.V., Kotov A.B., Vladykin N.V., 2005. Late Riphean Rifting and Breakup of Laurasia: Data on Geochronological Studies of Ultramafic Alkaline Complexes in the Southern Framing of the Siberian Craton. *Doklady Earth Sciences* 404 (7), 1031–1036.

Zhang S., Chang L., Zhao H., Ding J., Xian H., Li H., Wu H., Yang T., 2021. The Precambrian Drift History and Paleogeography of the Chinese Cratons. In: L.J. Pesonen, J. Salminen, S.-Å. Elming, D.A.D. Evans, T. Veikkolainen (Eds), *Ancient Supercontinents and the Paleogeography of the Earth*. Vol. 11. Elsevier, p. 333–376. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-818533-9.00005-9>.

## ПРИЛОЖЕНИЕ 1 / APPENDIX 1

**Таблица 1.1.** Содержание петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в представительных пробах гранитоидов Рязановского массива**Table 1.1.** Concentrations of petrogenic (wt. %) and rare elements (ppm) in representative samples of granitoids from the Ryazanovsky massif

Оксиды и элементы	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	A-309-73	A-313-73	A-314-73	A-316-73	A-319-73	A-319-73a	A-319-73б	A-320-73a	A-323-73
SiO <sub>2</sub>	68.75	74.07	73.42	72.67	71.10	71.29	71.13	68.32	71.86
TiO <sub>2</sub>	0.30	0.17	0.21	0.20	0.25	0.24	0.25	0.46	0.24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.29	12.86	13.35	13.13	14.40	14.18	14.14	14.98	13.42
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.47	2.80	2.513	3.06	3.15	3.26	3.26	4.60	3.02
MnO	0.09	0.04	0.05	0.06	0.07	0.08	0.08	0.07	0.06
MgO	0.50	0.35	0.37	0.38	0.50	0.41	0.43	0.94	0.52
CaO	2.39	0.61	1.07	1.04	1.10	0.98	1.00	1.86	1.49
Na <sub>2</sub> O	2.93	3.06	3.03	2.90	3.20	3.29	3.26	2.56	2.55
K <sub>2</sub> O	3.86	5.04	5.42	5.02	5.30	4.76	4.74	4.84	5.68
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.08	0.04	0.06	0.05	0.23	0.25	0.25	0.12	0.08
п.п.п.	1.72	0.68	1.00	0.80	0.52	0.46	0.68	1.15	0.66
сумма	100.16	99.79	100.31	99.39	99.82	99.30	99.30	100.05	99.68
Th	21	37	36	61	133	98	41	37	58
U	4.2	5.3	4.9	5.4	22	22	5	4.3	5.9
Rb	<b>223</b>	268	<b>260</b>	245	364	383	346	245	249
Ba	742	323	354	469	305	286	499	1 040	588
Sr	<b>187</b>	76	<b>82</b>	102	75	73	101	225	135
La	55	65	47	50	190	185	51	81	64
Ce	108	108	97	92	410	397	109	151	124
Pr	11.9	13.2	10.1	10.7	48	46	10	16.1	13.1
Nd	<b>41</b>	45	<b>34</b>	34	157	157	35	55	40
Sm	<b>7.3</b>	7.6	<b>6.1</b>	6.0	29	28	5	9.0	5.8
Eu	0.98	0.63	0.52	0.67	1.29	1.26	0.67	1.20	0.73
Gd	5.6	5.9	4.4	5.1	23	23	4	7.4	4.4
Tb	0.85	0.84	0.73	0.79	3.5	3.5	0.6	1.04	0.60
Dy	4.5	4.8	4.5	4.6	19.9	19.4	2.9	5.6	3.2
Ho	0.87	0.92	0.92	0.97	3.9	3.8	0.6	1.10	0.65
Er	2.3	2.6	2.5	2.7	10.2	10.2	1.7	3.0	1.94
Tm	0.36	0.38	0.36	0.40	1.46	1.54	0.25	0.44	0.28
Yb	2.4	2.5	2.5	2.8	9.7	10.0	1.6	3.0	1.90
Lu	0.34	0.36	0.36	0.41	1.30	1.43	0.25	0.45	0.28
Zr	204	167	161	180	945	889	199	327	224
Hf	5.3	5.7	5.1	5.3	32	31	6	8.9	5.9
Ta	1.16	1.80	2.0	2.1	38	36	7	1.60	1.67
Nb	15.0	17.8	19.6	18.1	502	468	32	20.0	19.6
Y	27	29	27	30	116	108	17	31	19.6
(La/Yb) <sub>n</sub>	15.7	17.6	12.7	12.0	13.2	12.5	21.5	18.2	22.5
Eu/Eu*	0.45	0.28	0.29	0.37	0.15	0.15	0.43	0.44	0.43
(La/Sm) <sub>n</sub>	4.7	5.4	4.8	5.3	4.1	4.2	6.2	5.7	6.9
(Gd/Yb) <sub>n</sub>	1.9	1.9	1.4	1.5	1.9	1.9	2.1	2.0	1.9

Примечание. Образцы: 1, 8 – биотитовые граниты, 2–4 – субщелочные лейкограниты, 5–7, 9 – субщелочные граниты.

Note. Samples: 1, 8 – biotite granites, 2–4 – subalkaline leucogranites, 5–7, 9 – subalkaline granites.

**Таблица 1.2.** U-Pb изотопные данные для гранитов Рязановского массива (обр. А-314-83)  
**Table 1.2.** Data on zircon U-Pb isotope age for granites from the Ryazanovsky massif (sample A-314-83)

№	U, г/г	<sup>232</sup> Th/ <sup>238</sup> U	<sup>206</sup> Pb, г/г	<sup>206</sup> Pb*/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>206</sup> Pb*	D, %	Возраст, млн лет				СКВО
							<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	t <sub>concord.</sub>	±1σ	
1	1838	0.42	272	0.1709	0.0756	6.6	1017±13	1084±39	d/c	-	-
2	1903	0.3	281	0.1708	0.0756	6.7	1017±13	1084±39	d/c	-	-
3	2408	0.3	356	0.171	0.0718	-3.7	1018±13	980±40	992	7.7	6.2
4	3149	0.36	480	0.1761	0.0776	8.7	1046±13	1136±39	d/c	-	-
5	1487	0.26	220	0.1708	0.071	-5.8	1017±13	957±40	d/c	-	-
6	455	0.39	66	0.1673	0.0718	-1.8	997±13	979±41	998	9.4	1.16
7	1837	0.4	271	0.1703	0.0732	0.5	1014±13	1018±40	1014	8.8	0.006
9	813	0.63	117	0.1664	0.0723	0.1	992±12	994±40	992	8.9	0.008
11	1390	0.29	207	0.1721	0.0726	-2.0	1024±13	1003±40	1011	8.6	1.9
12	308	0.22	44	0.1666	0.0708	-4.1	993±13	952±43	978	10	3.9
14	714	0.21	106	0.1717	0.0745	3.2	1021±13	1054±41	1036	9.2	2.6
15	1736	0.22	282	0.1878	0.077	1.1	1109±14	1122±39	1115	8.8	0.3
16	2018	0.69	301	0.1722	0.0721	-3.6	1024±13	988±40	1003	8.5	5.1
17	835	0.27	126	0.1742	0.0713	-6.7	1035±13	966±42	d/c	-	-
19	2171	0.21	323	0.1719	0.0762	7.6	1023±13	1100±40	d/c	-	-
20	1057	0.32	154	0.1679	0.0726	0.3	1001±12	1004±41	1001	9.1	0.003
21	478	0.4	69	0.1676	0.0746	5.8	999±13	1057±42	1020	10	7.3
22	1205	0.14	179	0.1721	0.0752	5.0	1024±13	1075±41	1046	9.5	6.9
23	1043	0.34	156	0.1722	0.0739	1.3	1024±13	1038±41	1029	9.4	0.38
24	429	0.35	64	0.1721	0.0744	2.7	1024±13	1052±42	1032	10	1.4
29	783	0.34	116	0.1707	0.0735	1.2	1016±13	1028±42	1019	9.9	0.16
31	1313	0.39	189	0.1661	0.073	2.3	990±12	1014±41	998	9.8	0.95
34	1409	0.51	209	0.1712	0.075	4.8	1019±13	1067±42	1036	10	5.2
35	953	0.43	141	0.1712	0.0742	2.9	1019±13	1048±42	1028	10	1.5
37	2509	0.29	364	0.1674	0.075	7.2	998±12	1069±42	d/c	-	-
38	2002	0.37	288	0.1664	0.0736	3.9	993±12	1031±42	1004	10	3.1
30	1371	0.23	212	0.1789	0.0752	1.2	1061±13	1074±41	1065	9.8	0.25

Примечание. Погрешности ±1σ. D – дискордантность (%) рассчитана по уравнению  $D=100 \times [(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}} \text{ возраст} / \frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}} \text{ возраст}) - 1]$ .  
 t<sub>concord.</sub> – конкордантный возраст; d/c – дискордантность.  
 Note. ±1σ errors. D is the discordance (%), calculated as  $D=100 \times [(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}} \text{ age} / \frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}} \text{ age}) - 1]$ . t<sub>concord.</sub> – concordant age; d/c – discordance.

**Таблица 1.3.** Rb-Sr- и <sup>147</sup>Sm-<sup>143</sup>Nd-систематика для гранитов Рязановского массива  
**Table 1.3.** Rb-Sr- and <sup>147</sup>Sm-<sup>143</sup>Nd-systematics for granites from the Ryazanovsky massif

	Параметр	A-309-73 гранит	A-314-73 гранит
ICP-MS	Rb, г/т	223	260
	Sr, г/т	187	82
	<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr*	3.45	9.17
	±2σ**	0.10	0.28
ID-TIMS	ε <sub>Sr</sub> (0)	877	2146
	ε <sub>Sr</sub> (t)***	184	277
	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	0.766259	0.855652
	±2σ	0.000007	0.000006
	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr <sub>i</sub>	0.766260	0.855650
	Sm, г/т	6.8	5.3
	Nd, г/т	40	31
	<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	0.1024	0.1047
	±2σ	0.0005	0.0005
	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	0.511758	0.511781
	±2σ	0.000005	0.000012
	ε <sub>Nd</sub> (0)	-17.2	-16.7
	ε <sub>Nd</sub> (t)***	-5.0	-4.8
	T <sub>DM</sub> , млн лет	1902	1910
T <sub>DM 2 st.</sub> , млн лет	2069	2057	

Примечание. \* – вычислено исходя из концентраций Rb и Sr, определенных методом ICP-MS (см. табл. 1, выделено). \*\* – погрешности ±2σ=3 %, назначены расчетом коэффициентов вариации отношений <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd, вычисленных, в свою очередь, на основании величин <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd, определенных методами ICP-MS (см. Прил. 1, табл. 1.1, выделено) и ID-TIMS. \*\*\* – t=1013 млн лет. Параметры модельных резервуаров: UR: <sup>87</sup>Rb/<sup>86</sup>Sr=0.0827, <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr=0.7045. CHUR: <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd=0.1967, <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd=0.512638. DM: <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd= 0.2136, <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd= 0.51315.

Note. \* – calculated based on the Rb and Sr concentrations determined by ICP-MS (see Table 1, highlighted). \*\* – ±2σ=3 % errors assigned by calculating the coefficients of the <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd ratio variation, calculated in turn on the basis of the <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd values determined by the ICP-MS (see App. 1, Table 1.1, highlighted) and ID-TIMS methods. \*\*\* – t=1013 Ma. Parameters of model reservoirs: UR: <sup>87</sup>Rb/<sup>86</sup>Sr=0.0827, <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr=0.7045. CHUR: <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd=0.1967, <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd=0.512638. DM: <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd=0.2136, <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd=0.51315.

**Таблица 1.4.** Содержание радиоактивных элементов в гранитах  
**Table 1.4.** Content of radioactive elements in granites

Массив / порода	n	U, г/т x±Δx	Th, г/т x±Δx	K, % x±Δx	Th/U
Рязановский, граниты, лейкограниты	7	5±0.5	42±11.2	4.1±0.5	9.1
Верхнекиликский, граниты лейкократовые порфиroidные	13	9.2±1.3	16.8±1.3	4.5±0.2	2.0
Гремихинский, граниты крупно- и среднезернистые	40	7.1±0.8	16.0±1.0	4.1±0.1	2.6
Савинский, граниты лейкократовые порфиroidные	38	4.4±0.7	18.4±1.3	4.2±0.2	4.5