УДК 550.93+551.24+552.11+552.31

А-ГРАНИТЫ КРИОГЕНИЯ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА — ИНДИКАТОРЫ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ПЕРЕСТРОЙКИ В ЮГО-ЗАПАДНОМ ОБРАМЛЕНИИ СИБИРСКОГО КРАТОНА

А.Е. Верниковская^{1,2}, В.А. Верниковский^{1,2}, Н.Ю. Матушкин^{1,2}, П.И. Кадильников^{1,2}, М.Т.Д. Вингейт³, Е.А. Богданов^{1,2}, А.В. Травин⁴

¹Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 1, Россия

²Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

³School of Earth Sciences, The University of Western Australia, WA 6009, Perth, Stirling Highway, 35, Australia

⁴Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

Рассматривается эволюция гранитоидного магматизма *А*-типа в криогении во время тектонической перестройки Енисейского кряжа от постколлизионного этапа к ранней стадии развития активной континентальной окраины. Эволюция гранитоидного магматизма *А*-типа рассматривается в рамках модели становления и остывания интрузий Стрелковского массива, отражающей магматизм финальной стадии формирования постколлизионного глушихинского комплекса (719—702 млн лет). Эти процессы происходили синхронно с формированием мантийных, мантийно-коровых и коровых пород татарского комплекса (711—683 млн лет), включая граниты *А*-типа Ягодкинского массива (711—705 млн лет), на ранней стадии развития активной континентальной окраины. Период тектонической перестройки двух исследуемых конвергентных событий характеризуется непрерывным формированием кислых интрузий, соответствующих окисленному *А*-типу гранитов.

Граниты А-типа, коллизия, активная континентальная окраина, U-Pb и ⁴⁰Ar/³⁹Ar геохронология, Енисейский кряж, Сибирский кратон

CRYOGENIAN A-TYPE GRANITES OF THE YENISEI RIDGE – INDICATORS OF TECTONIC TRANSFORMATION IN THE SOUTHWESTERN MARGIN OF THE SIBERIAN CRATON

A.E. Vernikovskaya, V.A. Vernikovsky, N.Yu. Matushkin, P.I. Kadilnikov, M.T.D. Wingate, E.A. Bogdanov, A.V. Travin

We document the evolution of A-type granitoid magmatism during the Cryogenian tectonic transformation of the Yenisei Ridge from a postcollisional mode to the early stage of development of an active continental margin. We illustrate the A-type granitoid magmatism evolution in a model for the emplacement and cooling of the intrusions of the Strelka pluton, reflecting the final stage of magmatism during the formation of the postcollisional Glushikha complex (719–702 Ma). These processes took place at the same time as the formation of mantle, mantle-crustal and crustal rocks of the Tatarka complex (711–683 Ma), including the Yagodka pluton A-type granites (711–705 Ma) during the early stage of active continental margin development. During this period of tectonic transition, both convergent events involved the continuous formation of felsic intrusions corresponding to oxidized A-type granites.

A-type granites, collision, active continental margin, U–Pb *and* ⁴⁰Ar/³⁹Ar *geochronology, Yenisei Ridge, Siberian Craton*

введение

Для понимания истории формирования аккреционно-коллизионных орогенов ведущую роль играет изучение в этих структурах гранитоидов, которые являются одними из наиболее информативных среди магматических пород, что, прежде всего, связано с возможностью установления их возраста и природы с использованием прецизионных методов. В этом отношении особый интерес представляют гранитоиды *A*-типа, контрастно отличающиеся от гранитоидов *S*- и *I*-типа по геохимическим характери-

© Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Матушкин Н.Ю.⊠, Кадильников П.И., Вингейт М.Т.Д., Богданов Е.А., Травин А.В., 2023

[™]e-mail: MatushkinNY@ipgg.sbras.ru



Рис. 1. Тектоническая схема Енисейского кряжа с положением неопротерозойских гранитоидных комплексов с использованием [Качевский и др., 1998; Vernikovsky et al., 2003; Верниковский и др., 2008, 2016; Vernikovskaya et al., 2020 и ссылки в этих работах].

стикам, которые отражают различные геодинамические обстановки их формирования. Изучение гранитоидов *A*-типа сопряжено с рядом трудностей, связанных с разнообразием их магматических источников, особенно для тех, которые формируются в конвергентных обстановках [Eby, 1990, 1992; Pearce, 1996]. Как показано в настоящей статье, исследование этих пород позволяет реконструировать процессы эволюции древних орогенов, происходивших как с переработкой древнего, так и с участием нового корового материала, и, в конечном итоге, разработать комплексную геодинамическую модель формирования континентальной коры орогена в период его тектонической перестройки.

Енисейский кряж является орогеном аккреционно-коллизионного типа, входящим в структуру югозападного обрамления Сибирского кратона и характеризующимся длительной неопротерозойской историей его формирования [Vernikovsky et al., 2003; Верниковский и др., 2016; Vernikovskaya et al., 2020] (рис. 1). В этом орогене гранитоиды *A*-типа представлены в составе двух комплексов, образование которых происходило преимущественно в криогении: глушихинского постколлизионного (752—718 млн лет), на финальной стадии коллизии Центрально-Ангарского террейна с Сибирским кратоном, и татарского, проявленного на ранней стадии развития активной континентальной окраины в ассоциации с щелочными и субщелочными основными и средними породами, а также карбонатитами (711—629 млн лет) [Верниковская и др., 2003, 2006, 2007, 2013; Vernikovsky et al., 2003; Верниковский и др., 2008; Романова и др., 2012]. К продуктам магматических расплавов *A*-типа глушихинского комплекса, вероятно, могут быть отнесены также риолиты ковригинского комплекса и граниты Чернореченского массива с U-Pb возрастом цирконов соответственно ~753 млн лет [Ножкин и др., 2008] и ~723 млн лет [Лиханов, Ревердатто, 2019].

При этом массивы гранитов глушихинского комплекса полностью локализованы в пределах Центрально-Ангарского террейна, а татарского — в пределах Татарско-Ишимбинской сутурной зоны, образованной между Центрально-Ангарским и Восточно-Ангарским террейнами (см. рис. 1). Предыдущие геохронологические исследования гранитов *А*-типа показали, что формирование некоторых массивов рассматриваемых комплексов происходило сближенно во времени. Так, согласно U-Pb изотопным исследованиям цирконов, возраст формирования пород Стрелковского массива глушихинского комплекса составляет ~718 млн лет [Верниковский и др., 2002], а Ягодкинского массива татарского комплекса — ~711 млн лет [Романова и др., 2012]. Таким образом, формирование в регионе *А*-гранитов в криогении происходило почти непрерывно при смене тектонической обстановки — от коллизионной к активной окраине.

Представленные в статье новые геологические, U-Pb и Ar/Ar геохронологические и геохимические исследования гранитоидов Стрелковского и Ягодкинского массивов свидетельствуют о временном перекрытии рассматриваемых магматических и геодинамических событий в период трансформации двух конвергентных обстановок в регионе в криогении. Отметим, что геолого-тектоническая позиция и характеристика гранитов *A*-типа и ассоциирующих с ними щелочных и субщелочных интрузивных и вулканических пород Ягодкинского массива опирается на ранее опубликованные данные из [Верниковский и др., 2008; Романова и др., 2012]. Обсуждаемая в работе модель формирования Стрелковского массива отражает связь его становления с происходящими в этот период наложенными тектонотермальными процессами.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

Изучение минерального состава проводилось с использованием электронного сканирующего микроскопа Tescan MIRA 3 LMU (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск). Определение содержаний главных и трэйс-элементов выполнено с помощью масс-спектрометров — квадрупольного Agilent7500се (Япония) и высокого разрешения Element 2 (Германия) в лабораториях ИГХ СО РАН (г. Иркутск).

Изотопные анализы U, Th и Pb в цирконах из лейкократовых гранитов (пробы A-08-10 и A-08-9-6) Стрелковского массива получены в течение двух сеансов на ионном микрозонде SHRIMP-IIA в Центре Джона де Летера в Университете Кертина (г. Перт, Австралия), следуя аналитическим методикам, опи-

I — гнейсы, амфиболиты, мраморы, гранитоиды таракского комплекса (1840 млн лет); 2 — терригенно-карбонатные отложения (NP₂₋₃); 3 — офиолитовые, островодужные комплексы (NP₂₋₃), плагиограниты (697—628 млн лет); 4 — флишевые и терригенно-карбонатные породы, гнейсы (MP—NP₂), гранитоиды коллизионные тейского комплекса (883—861 млн лет); 5 — гранитоиды синколлизионного аяхтинского комплекса (761—750 млн лет) (*a*), граниты *A*-типа постколлизионного глушихинского комплекса (752—702 млн лет) (*b*); 6 — щелочные и нефелиновые сиениты, ийолиты, уртиты, трахидолериты, трахибазальты, карбонатиты, граниты *A*-типа татарского комплекса активной континентальной окраины (711—629 млн лет); 7 — офиолиты рыбинского комплекса (MP); 8 — Татарско-Ишимбинская сутурная (шовная) зона; 9 — тектонические швы достоверные и предполагаемые; 10—14 — кинематика дизъюнктивной тектоники: 10 — взбросы и надвиги; 11 — сбросы; 12 — установленные левосторонние сдвиги; 13 — разломы неясной кинематики; 14 — крупнейшие разломы. Числа в выносках — возраст, млн лет: черный цвет — U-Pb данные, белый курсив — Аг/Аг данные. Цифры в скобках — ссылки на литературные источники: (1) — [Верниковская и др., 2002]; (2) — [Верниковская и др., 2007]; (3) — [Верниковская и др., 2009]; (4) — [Постников и др., 2005]; (5) — [Верниковская и др., 2013]; (6) — [Врублевский и др., 2011]; в красных рамках — эта работа.

санным в [Wingate, Kirkland, 2009]. Цирконы были вмонтированы в эпоксидную шашку вместе со стандартными цирконами, приполированы до половины толщины зерен и сфотографированы в проходящем и отраженном свете. После нанесения слоя высокопробного золота толщиной 40 мм для цирконов были сделаны катодолюминесцентные (CL) снимки и изображения в рассеянных электронах (BSE) с помощью сканирующего электронного микроскопа. Отношения U-Th-Pb определили относительно циркона стандарта TEMORA (²⁰⁶Pb/²³⁸U = 0.0668 (416.8 млн лет) [Black et al., 2003]). Концентрации урана и тория в обоих случаях были определены относительно стандарта 91500 (80 г/т ²³⁸U) и измерены как ThO⁺/UO⁺.

Изотопные анализы U и Pb в цирконах из пр. 624 гранита Ягодкинского массива выполняли на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261 (ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург). Выделение акцессорных цирконов и мономинеральных фракций породообразующих минералов осуществлялось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Аэроабразивная обработка циркона проводилась по методике согласно [Krogh, 1982]. Химическое разложение цирконов и выделение U и Pb выполнялось по модифицированной методике, описанной в [Krogh, 1973]. Точность определения U/Pb отношений составила 0.5 %. Холостое загрязнение не превышало 0.1 нг Pb и 0.005 нг U.

Обработка полученных изотопных данных проводилась в ПО SQUID (для SHRIMP-II) [Ludwig, 2005а], PbDAT (для Finnigan MAT-261) [Ludwig, 1991] и приложении Isoplot для MS Excel [Ludwig, 2005b] с использованием значений констант распада, рекомендованных в [Steiger, Jäger, 1977]. Корректировка на исходный или нерадиогенный свинец была выполнена с помощью измеренных отношений ²⁰⁴Pb/²⁰⁶Pb и современных изотопных составов нерадиогенного Pb, определенных в соответствии с моделью, согласно [Stacey, Kramers, 1975].

Изотопный состав аргона для биотита измерялся на масс-спектрометре Noble gas 5400 фирмы Micromass (Англия). Методика датирования описана в [Травин и др., 2009].

ГЕОЛОГИЯ

Стрелковский гранитоидный массив, подобно другим массивам глушихинского комплекса, имеет субмеридионально вытянутую форму, пространственную и структурную приуроченность к разломам субмеридионального и/или север-северо-западного направления, отличаясь положением в крайне югозападной части Центрально-Ангарского террейна (рис. 2). Площадь выходов на поверхность Стрелковского массива, включая находящийся ниже по течению Ангары Согренский массив, около 63 км². Эти два массива рассматривались геологами в составе единого массива и комплекса [Саванович, Сергеева, 1965; Качевский и др., 1998; Целыковский и др., 2007, 2015]; на большое сходство слагающих их гранитоидов указывалось и в более ранних работах [Мейстер, 1910; Кузнецов, 1988]. Учитывая геологические и геофизические данные и результаты численного моделирования для гранитоидов Стрелковского массива, выявлены субвертикальное падение и пластинообразная форма, а также умеренные глубины становления (не менее 12 км) [Верниковская и др., 2009; Верниковский и др., 2011]. Эти гранитоиды прорывают доломитистые известняки с прослоями глинисто-кварц-хлорит-серицитовых сланцев, метаморфизованные в условиях зеленосланцевой фации регионального метаморфизма, относящиеся к токминской (горевской) свите (NP₁₋₂) [Качевский и др., 1998]. Вмещающие породы подверглись стрессу и деформированы в результате продольного сжатия в субширотном (в современных координатах) направлении с образованием наклонных асимметричных взбрососкладок субмеридионального простирания с крутопадающими (60—70° на восток) восточными крыльями и пологими (в среднем 35° на запад) западными крыльями. Складки разбиты субмеридионально ориентированными левосторонними сдвигами и сонаправленным с ними вертикальным кливажем. Восточная контактовая зона имеет интрузивный характер со слабым брекчированием вмещающих известняков и одновременно характеризуется повышенной трещиноватостью гранитоидов. Контактовый метаморфизм известняков незначителен по мощности и проявился преимущественно в их мраморизации. Дальше на запад от контакта в гранитоидах продолжается присутствие отдельных протяженных вертикальных трещин, разбивающих массив на вытянутые субмеридиональные блоки.

В структуре Стрелковского массива наблюдаются неоднородности в виде автолитов (рис. 3, *a*—*d*), рассматриваемых в качестве ранних продуктов затвердевания той же магмы. Размеры и формы автолитов меняются от небольших, имеющих изометричную форму диаметром 5—30 см, до более крупных с эллипсоидной и цилиндрической формой, достигающих 0.5—2.0 м в поперечном сечении, длинные оси в горизонтальных и вертикальных сечениях которых ориентированы субмеридионально и субвертикально. Как автолиты, так и вмещающие их гранитоиды, составляющие основную массу массива, осложнены субмеридиональными трещинами. К западному контакту происходит постепенное усиление наложенных деформаций, выраженное в усложнении складчатости вмещающих пород и трещиноватости как в известняках, так и в интрузивных породах. Здесь слоистые известняки смяты в мелкие (<0.5 м) дисгармоничные складки.



Рис. 2. Геологическая схема района Стрелковского массива, составленная с использованием [Целыковский и др., 2007, 2015] и схематический разрез его южной части вдоль левого берега р. Ангара.

1 — аллювиальные пески, супеси, суглинки, галька (Q); 2 — пески с галькой, железистые песчаники, глины, суглинки (P—N₁); 3 — известняки, известковые сланцы, песчаники, тунгусикская серия (NP₁₋₂); 4 — биотит-кварц-хлорит-серицитовые сланцы, сухопитская серия (NP₁₋₂); 5 — лейкократовые граниты (719—702 млн лет); 6 — автолиты и вмещающие их лейкократовые граниты; 7 — дайки лейкократовых гранитов и аплитов (NP₂); 8 — дайки долеритов (NP₃); 9 — слоистые и монолитные доломитовые известняки; 10 — субвертикальные трещины и зоны катаклаза субмеридионального простирания в лейкократовых гранитах; 11 — субвертикальный кливаж с простиранием 240° во вмещающих породах; 12 — разломы достоверные и предполагаемые (a), взбросонадвиги (*б*); 13 — залегание слоистости; 14 — точки геохронологического опробования. СТ — Стрелковский массив, СО — Согренский массив. Вертикальный касштаб разреза условный.

ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

Данные минералогического состава гранитоидов Стрелковского массива показаны в таблицах 1—3. Породы этого массива, как и других массивов глушихинского комплекса, представлены лейкократовыми гранитами. В Стрелковском массиве доминируют крупнозернистые разности, менее распространены среднезернистые породы, контактовых взаимоотношений между которыми не наблюдается (см. рис. 3, e). Минералогический состав этих разностей пород демонстрируется на рис. 4, 5. Они имеют порфировидную структуру с вкрапленниками калиевого полевого шпата до 2 см. Основными минералами являются калиевый полевой шпат и кварц, в подчиненном количестве присутствуют плагиоклаз (до 10 об. %) и биотит (5-10 об. %). Калиевый полевой шпат, содержащий Na₂O до 0.95 мас.% и небольшую примесь Fe₂O₃, представлен ортоклазом и микроклином. В среднезернистой разности, кроме того, в подчиненном количестве установлен анортоклаз (CaO до 3.12 мас. %, Na₂O до 7.73 мас. %). В ортоклазе проявлена пертитовая структура и характерны двойники по карлсбадскому закону. Плагиоклаз содержит небольшую примесь К₂O, представлен андезином и олигоклазом. Зерна плагиоклаза имеют короткотаблитчатую форму, слабо деформированы и в незначительной степени серицитизированы и альбитизированы. Кварц с ксеноморфной формой зерен (до 5 мм), часто с облачным погасанием и также в виде агрегатов мелких (1-2 мм) рекристаллизованных зерен гексагональной формы. Темно-коричневый биотит образует как отдельные удлиненные зерна (до 3 мм), так и скопления зерен неправильной формы, иногда слабо деформированных. Этот минерал соответствует сидерофиллиту с характерной



Рис. 3. Разности лейкократовых гранитов Стрелковского массива и их взаимоотношения:

a—*d* — мелкозернистые из автолитов, демонстрирующие разнообразие форм с резкими границами во вмещающей их крупнозернистой породе, в виде пластины (*a*, *б*), цилиндра/вытянутой капли (*b*), изометричной капли (*c*, *d*); *e* — среднезернистые, образующие участки без контактовых взаимоотношений с крупнозернистыми разностями. Масштабная линейка — 10 см. Все фото — вид на юг. Фото (*a*—*c*) и (*e*) — из коллекции Н.Ю. Матушкина, (*d*) — П.И. Кадильникова.



Рис. 4. Состав минералов из крупнозернистых (1), среднезернистых (2), мелкозернистых из автолитов (3) лейкократовых гранитов Стрелковского массива:

полевых шпатов на диаграмме Ab—Or—An, по классификации [Deer et al., 1992] (*a*); биотитов на диаграмме Al^{VI} + Fe³⁺ + Ti— Mg—Fe²⁺ + Mn, по классификации [Foster, 1960] (δ); хлоритов на диаграмме Si^{IV}—Fe/(Fe + Mn + Mg), по классификации [Hey, 1954] (*b*). Данные из табл. 1—3.

обогащенностью железом (FeO до 30.9 мас.%, Fe# до 0.80—0.87), умеренным содержанием оксида магния (2.62—3.6 мас.%), с примесью TiO₂, MnO и Cl. Сидерофиллит замещается обогащенным железом рипидолитом (FeO до 41.7 мас.%, Fe# до 0.88), брунсвигитом и мусковитом. Последний содержит примесь FeO, Fe₂O₃, TiO₂ и MgO. Биотит содержит включения ксенотима и монацита, а также карбонатные и фторкарбонатные продукты их замещения, такие как синхизит-(Ce) и синхизит-(Y), бастензит-(Ce) и паризит-(Y). С включениями этих минералов в биотите ассоциируют метамиктные зерна циркона, а также уранинит и торианит в виде агрегатов зерен игольчатой формы. Кроме того, в биотите присутствуют включения рутила, образующих сагенитовую решетку. Среди акцессорных минералов в этих породах преобладают турмалин, флюорит, циркон, сфен, замещаемый анатазом и лейкоксеном, и ильменит. В небольшом количестве в гранитоидах присутствуют топаз и ортит. В породе встречаются отдельные крупные зерна фторапатита, являющегося концентратором большого многообразия акцессор-

	Лейкократовые граниты крупно- и среднезернистые											
Компонент	Kfs	Kfs	Kfs	Kfs	Ano	Ano	Ad	Ad	Og	Og	Ab	Ab
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂ , мас. %	65.1	63.8	67.3	64.6	59.4	59.7	56.7	55.1	62.4	62.8	67.5	65.1
Al_2O_3	18.6	17.6	19.2	18.6	25.5	26.1	26.4	26.9	22.7	22.4	20.1	20.3
Fe_2O_3	0.26	н.п.о.										
MnO	н.п.о.	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»
MgO	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»
CaO	»	»	»	»	3.12	1.12	8.25	9.77	5.07	3.54	0.60	1.82
Na ₂ O	0.43	0.03	0.32	0.95	6.79	7.73	6.23	5.61	8.28	9.15	11.4	10.5
K ₂ O	15.9	16.2	16.2	15.3	2.14	3.16	0.41	1.32	н.п.о.	0.41	0.29	0.17
Сумма	100.3	98.0	103.1	99.4	96.9	97.8	98.0	98.7	98.5	98.5	99.8	97.9
Si ⁴⁺ , ф. ед.	2.99	3.02	3.00	2.99	2.71	2.7	2.59	2.51	2.80	2.82	2.96	2.92
Al ³⁺	1.01	0.98	1.01	1.02	1.38	1.39	1.42	1.44	1.20	1.18	1.04	1.07
Fe ³⁺	0.01	—			—			—	—			—
Mn^{2+}	—	_	_		_	_		_	—		_	_
Mg^{2+}		—			—			—	—			—
Ca ²⁺		—	_		0.15	0.05	0.40	0.48	0.24	0.17	0.02	0.09
Na ⁺	0.04	>0.01	0.03	0.09	0.60	0.68	0.55	0.50	0.72	0.80	0.96	0.91
K^+	0.93	0.98	0.93	0.90	0.13	0.18	0.02	0.08		0.02	0.01	0.01
Сумма катионов	4.98	4.98	4.97	5.00	4.97	5.00	5.00	5.01	4.96	4.99	4.99	5.00
X _{An}	0.00	0.00	0.00	0.00	17.38	5.94	41.23	45.46	25.28	17.20	2.79	8.67
X_{Ab}	3.95	0.28	2.91	8.62	68.43	74.13	56.34	47.23	74.72	80.43	95.60	90.37
$X_{\rm Or}$	96.05	99.72	97.09	91.38	14.19	19.94	2.44	7.31	0.00	2.37	1.61	0.96

Результаты исследований представительных зерен полевых шпатов
из гранитоидов Стрелковского массива

	Лейкократовые граниты мелкозернистые из автолитов											
Компонент	Kfs	Kfs	Kfs	Kfs	Kfs	Kfs	Kfs	Ad	Ad	Og	Og	Ab
	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO ₂ , мас. %	62.5	65.0	62.6	60.0	64.2	64.3	64.0	55.6	60.2	65.1	61.2	65.6
Al_2O_3	17.8	20.7	17.9	17.9	18.2	18.2	18.1	26.9	25.2	22.1	23.6	22.1
Fe ₂ O ₃	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.53	н.п.о.							
MnO	»	»	»	0.21	»	»	»	»	»	»	»	»
MgO	»	»	»	0.58	»	»	»	»	»	»	»	»
CaO	»	»	»	н.п.о.	»	»	»	9.14	6.83	3.08	4.90	0.78
Na ₂ O	3.75	1.05	3.22	5.34	0.22	0.43	0.53	6.05	7.91	10.2	8.94	11.2
K ₂ O	14.2	15.1	14.4	13.8	16.3	15.9	15.9	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.16	н.п.о.
Сумма	98.3	99.6	98.1	98.4	98.9	98.8	98.5	97.7	100.1	100.5	99.6	99.7
Si ⁴⁺ , ф. ед.	2.87	2.93	2.89	2.71	3.00	3.00	3.00	2.55	2.67	2.85	2.75	2.85
Al ³⁺	0.96	1.10	0.97	0.95	1.00	1.00	1.00	1.45	1.32	1.14	1.24	1.17
Fe ³⁺				0.02		_	_		_			_
Mn ²⁺	—	—		0.01		_	—	—		_	—	—
Mg^{2+}	—	—		0.04		—	—	—	—	—	—	—
Ca ²⁺	—	—		—		—	—	0.45	0.33	0.14	0.23	0.04
Na ⁺	0.33	0.09	0.29	0.47	0.02	0.04	0.06	0.54	0.68	0.87	0.77	0.94
K+	0.83	0.87	0.85	0.80	0.97	0.96	0.94	—	—	—	0.01	
Сумма катионов	4.99	4.99	5.00	5.00	4.99	5.00	5.00	4.99	5.00	5.01	5.00	5.00
X _{An}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	45.50	32.30	14.30	23.04	3.71
X_{Ab}	28.64	9.56	25.37	37.03	2.01	3.94	5.90	54.50	67.70	85.70	76.07	96.29
X _{Or}	71.36	90.44	74.63	62.97	97.99	96.06	94.10	0.00	0.00	0.00	0.89	0.00

Примечание. Кристаллохимические формулы полевых шпатов рассчитаны на 8 атомов кислорода. X_{An} — доля минала анортита, X_{Ab} — альбита, X_{Or} — ортоклаза. Расчет Fe³⁺ и Fe²⁺ проведен на основе стехиометрии. Анализы 1, 7, 11 — пр. А-08-9-2; анализы 2, 3, 5, 6 — пр. А08-9-6; анализы 4, 8, 9, 10, 12 — пр. 619-3; анализы 13, 14, 20, 21, 22 — пр. A08-10; анализы 15, 16, 17, 18, 19, 23, 24 — пр. А03-13-2. Здесь и в таблицах 2 и 3: н.п.о. — концентрации ниже предела обнаружения; прочерк — расчет не проводился; ф. ед. — число формульных единиц; аббревиатуры названий минералов, по [Whitney, Evans, 2010].

Таблица 1.

	Лейкократовые граниты крупно- и среднезернистые											
Компонент	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Ms	Ms	Ms	Ms
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂ , мас. %	34.91	29.48	35.26	35.06	30.51	35.30	34.57	32.71	45.42	46.70	45.59	45.76
TiO ₂	3.29	1.58	2.82	2.40	2.30	3.19	3.30	3.19	1.27	н.п.о.	0.42	0.75
Al ₂ O ₃	19.37	19.52	19.61	19.16	18.99	19.46	19.58	18.08	31.18	34.01	33.24	32.63
Fe ₂ O ₃	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	1.69	0.13
FeO	25.55	32.16	26.53	26.21	30.85	26.87	25.54	27.71	2.55	3.25	0.87	2.31
MnO	н.п.о.	0.23	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.23	н.п.о.	н.п.о.	0.81	н.п.о.
MgO	3.28	2.82	3.20	3.47	3.60	2.84	2.77	2.92	0.98	»	0.81	0.81
CaO	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	»	0.16	н.п.о.
Na ₂ O	0.22	»	»	»	»	»	»	»	0.40	0.22	0.49	0.32
K ₂ O	8.37	5.49	9.35	9.62	6.22	9.47	9.58	9.09	10.35	10.97	10.67	10.70
Cl	н.п.о.	0.16	0.23	0.11	н.п.о.	0.20	0.18	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Сумма	94.99	91.28	96.77	95.92	92.47	97.13	95.34	93.93	92.15	95.15	94.75	93.41
Si ⁴⁺ , ф. ед.	2.73	2.48	2.73	2.74	2.52	2.72	2.71	2.65	3.15	3.12	3.10	3.13
Ti ⁴⁺	0.19	0.10	0.16	0.14	0.14	0.19	0.20	0.20	0.07	_	0.02	0.04
Al ³⁺	1.78	1.94	1.79	1.76	1.85	1.77	1.81	1.73	2.55	2.69	2.65	2.63
Al ^{IV}	1.27	1.52	1.28	1.26	1.48	1.28	1.29	1.35	0.85	0.88	0.90	0.87
Al ^{VI}	0.51	0.42	0.51	0.50	0.37	0.49	0.52	0.38	1.70	1.81	1.75	1.76
Fe ³⁺	—		—	—	—	_	—	_			0.09	0.01
Fe ²⁺	1.67	2.27	1.71	1.71	2.13	1.73	1.67	1.88	0.15	0.18	0.05	0.13
Mn ²⁺	—	0.01	—	—	—	—	—	0.02	_	_	0.05	_
Mg^{2+}	0.38	0.35	0.37	0.40	0.44	0.33	0.32	0.35	0.10	_	0.08	0.08
Ca ²⁺	—	_	—	—	—	—	—	_	_	_	0.01	_
Na ⁺	0.03		—	—	—	—	—	_	0.05	0.03	0.07	0.04
K^+	0.83	0.59	0.92	0.96	0.66	0.93	0.96	0.94	0.92	0.94	0.93	0.93
Cl-	—	0.02	0.03	0.02		0.03	0.02					
Сумма катионов	7.61	7.74	7.68	7.71	7.74	7.67	7.67	7.77	6.99	6.96	7.05	6.99
Fe#	0.81	0.87	0.82	0.81	0.83	0.84	0.84	0.84	0.60	1.00	0.64	0.64

Таблица 2.	Результаты исследований представительных зерен биотита и мусковита
	из гранитоидов Стрелковского массива

	Лейкократовые граниты мелкозернистые из автолитов											
Компонент	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Ms	Ms	Ms	Ms
	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO ₂ , мас. %	32.00	35.40	32.70	34.50	35.21	33.40	34.19	33.25	47.70	46.50	46.51	46.02
TiO ₂	2.74	2.25	2.24	2.79	2.64	2.84	3.05	2.64	0.67	н.п.о.	0.23	0.85
Al_2O_3	17.40	18.40	18.60	18.20	20.01	18.50	18.65	17.69	33.20	31.70	33.82	34.20
Fe ₂ O ₃	0.20	н.п.о.	2.80	н.п.о.								
FeO	29.00	26.30	27.40	26.90	25.88	28.39	26.94	28.51	2.73	3.19	н.п.о.	1.79
MnO	0.30	0.31	н.п.о.	0.34	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	»	н.п.о.
MgO	4.01	3.86	3.75	3.68	3.02	3.60	3.43	3.58	1.06	3.93	0.83	0.65
CaO	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Na ₂ O	»	»	»	»	»	»	»	»	0.51	0.34	0.78	0.62
K ₂ O	6.52	9.24	7.14	9.30	9.22	8.70	9.11	8.70	10.40	10.50	10.65	10.46
Cl	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.09	0.17	0.13	0.12	0.16	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Сумма	92.20	95.80	91.80	95.70	95.98	95.43	95.37	94.37	91.97	96.20	95.62	94.59
Si ⁴⁺ , ф. ед.	2.63	2.77	2.68	2.72	2.73	2.65	2.70	2.68	3.16	3.18	3.12	3.10
Ti ⁴⁺	0.17	0.15	0.14	0.16	0.15	0.17	0.18	0.16	0.04	—	0.01	0.04
Al ³⁺	1.69	1.69	1.79	1.69	1.83	1.74	1.73	1.68	2.64	2.72	2.67	2.71
Al ^{IV}	1.37	1.24	1.32	1.28	1.27	1.35	1.30	1.32	0.84	0.89	0.88	0.90
Al ^{VI}	0.32	0.45	0.47	0.41	0.56	0.39	0.43	0.36	1.80	1.83	1.79	1.81
Fe ³⁺	0.01	—	—	_		_	—			_	0.14	

Окончание табл. 2

Компонент	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
Fe ²⁺	2.00	1.72	1.72	1.77	1.68	1.89	1.79	1.92	0.15	0.18	_	0.10
Mn^{2+}	0.02	0.02	_	0.02	_	_	—	_	—	_	—	
Mg^{2+}	0.49	0.45	0.46	0.43	0.35	0.43	0.40	0.43	0.11	0.12	0.08	0.07
Ca ²⁺	—		_		_	_	—	_		_	—	
Na ⁺	—		_		_	_	—	_	0.07	0.05	0.10	0.08
K^+	0.67	0.92	0.75	0.93	0.91	0.88	0.92	0.90	0.88	0.92	0.91	0.90
Cl-	—		_	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	_		—	
Сумма катионов	7.68	7.42	7.54	7.73	7.65	7.76	7.72	7.77	7.05	7.17	7.03	7.00
Fe#	0.80	0.79	0.79	0.80	0.83	0.81	0.82	0.82	0.58	0.60	0.64	0.59

Примечание. Кристаллохимические формулы слюды рассчитаны на 22 атома кислорода. Fe# = (Fe²⁺ + Fe³⁺)/ (Fe²⁺ + Fe³⁺ + Mg²⁺). Анализы 1—5, 11 — пр. А08-9-6; анализы 6—8, 12 — пр. 619-3; анализы 9, 10 — пр. А-08-9-2; анализы 13—17, 21, 22 — пр. А08-10; анализы 18—20, 23, 24 — пр. А03-13-2.

Таблица 3.

Результаты исследований	представительных зерен хлоритов
из гранитоидов	Стрелковского массива

LC	Лейкок	ратовые г	раниты к	рупно- и	среднезер	онистые	Лейкокр	атовые гр	аниты ме	лкозерни	стые из а	втолитов
компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂ , мас. %	24.1	23.4	22.9	25.8	23.2	27.0	22.5	24.7	23.0	23.9	22.0	23.7
TiO ₂	н.п.о.	0.30	н.п.о.	0.22	н.п.о.	1.12	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.35
Al_2O_3	20.4	20.8	17.8	21.4	20.7	18.8	20.2	20.5	19.8	20.6	18.5	19.8
FeO	38.2	41.0	36.1	36.3	40.0	34.9	37.1	35.8	37.4	39.1	37.6	37.5
NiO	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.32	н.п.о.	н.п.о.
MnO	0.43	»	»	0.43	»	0.26	0.39	0.44	0.48	0.41	0.41	0.26
MgO	4.31	3.15	3.37	3.60	4.23	3.93	4.25	4.46	4.66	4.78	4.41	4.99
CaO	0.14	н.п.о.	1.68	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.15	0.14	н.п.о.	0.13	н.п.о.
K ₂ O	н.п.о.	0.28	0.36	1.30	»	3.29	»	0.49	н.п.о.	0.14	н.п.о.	0.27
Cl	»	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	»	н.п.о.	»	н.п.о.	0.14	н.п.о.	»	н.п.о.
Сумма	87.53	88.87	82.13	89.03	88.13	89.31	84.44	86.54	85.42	89.25	83.05	86.85
S ^{IV} , ф. ед.	5.47	5.32	5.60	5.70	5.28	6.00	5.32	5.62	5.38	5.36	5.35	5.44
Ti ⁴⁺	_	0.05	_	0.04	_	0.19	_	—	—	_	_	0.06
Al ³⁺	5.47	5.57	5.13	5.58	5.57	4.91	5.63	5.50	5.46	5.46	5.30	5.35
Fe ²⁺	7.27	7.79	7.38	6.71	7.63	6.46	7.34	6.81	7.31	7.35	7.63	7.18
Ni ²⁺	_	_	_	_			_	—	—	0.03	_	_
Mn^{2+}	0.08	_	_	0.08		0.05	0.08	0.08	0.10	0.08	0.09	0.05
Mg^{2+}	1.46	1.07	1.23	1.19	1.44	1.30	1.50	1.52	1.62	1.60	1.60	1.71
Ca ²⁺	0.03	_	0.44	_	_	_	_	0.03	0.03	_	0.03	_
K^+	_	0.08	0.11	0.37		0.93	_	0.14	—	0.04	_	0.08
Cl-								—	0.04			
Сумма катионов	19.78	19.88	19.89	19.67	19.92	19.84	19.87	19.70	19.94	19.92	20.00	19.87
Fe#	0.83	0.88	0.86	0.84	0.84	0.83	0.82	0.82	0.82	0.82	0.79	0.80

Примечание. Кристаллохимические формулы хлоритов рассчитаны на 28 атомов кислорода, Fe# = Fe^{2+/} (Fe²⁺ + Mg²⁺). Анализы 1, 2 — пр. А-08-9-2; анализы 3, 4 — пр. А08-9-6; анализы 5, 6 — пр. 619-3; анализы 7—9 — пр. А08-10; анализы 10—13 — пр. А03-13-2.

ных минералов. Среди вторичных изменений этих пород проявлены также пелитизация, серицитизация, альбитизация и хлоритизация.

Автолиты сложены преимущественно мелкозернистыми порфировидными разностями лейкократовых гранитов, минералогический состав которых показан на рис. 4. Иногда в них отмечаются небольшие такситовые обособления, в которых содержание биотита повышается до 20 об. %, (см. рис. 3, ∂). В этих породах, в отличие от вмещающих их крупно- и среднезернистых гранитоидов, калиевый полевой шпат имеет таблитчатую форму зерен и представлен преимущественно санидином (Na₂O = 1.88—



Рис. 5. Микрофотографии в обратнорассеянных электронах лейкократовых гранитов Стрелковского массива.

а — крупнозернистые, пр. 619-3; б, *в* — среднезернистые, пр. А08-9-2 (б), А08-9-6 (в); *г*—*е* — мелкозернистые из автолитов, пр. А08-10 (*г*, *д*), А03-13-2 (*е*).

5.34 мас. %), менее микроклином, содержащим примесь Na₂O до 0.86 мас. %, а у плагиоклаза близкий с ними андезин-олигоклазовый состав. В сидерофиллите слегка снижается концентрация железа (FeO до 29.0 мас. %, Fe# до 0.83). Этот минерал замещается незначительно менее обогащенным железом рипидолитом (FeO до 39.3 мас. %, Fe# до 0.83) и, кроме брунсвигита и мусковита, также диабантитом. В этих разностях гранитоидов среди акцессорных минералов доминируют монацит, циркон и присутствующий в виде скоплений идиоморфных зерен топаз, в меньших количествах находятся флюорит, турмалин и фторапатит. Метамиктные зерна циркона, ассоциирующие с уранинитом, иногда содержат каймы ксенотима. В них отсутствуют сфен и рутил и установлен магнетит с примесью Cr_2O_3 и V_2O_5 , образующий срастания зерен с ильменитом. Последний характеризуется высокой долей минала гематита ($X_{\rm Hmt}$ до 37.0), содержит примеси MnO (до 5.80 мас. %), MgO, Al₂O₃ и V_2O_5 . Вторичные изменения мелкозернистых разностей проявлены в небольшой степени.

ГЕОХИМИЯ

Изучение химического состава гранитоидов Стрелковского и Ягодкинского массивов проводилось с использованием данных, представленных в таблицах 4 и 5 и ранее опубликованных в [Верниковская и др., 2003, 2006, 2007]. Породы Стрелковского массива, как и гранитоиды других массивов глушихинского комплекса, имеют высокие концентрации $K_2O - до 6.6$ мас. %, повышенные значения $K_2O/Na_2O - до 5.1$ и $K_2O+Na_2O - до 8.7$ мас. % и умеренные величины $Al_2O_3 - до 13.9$ мас. %. Гранитоиды СТРЕЛКОВСКОГО массива относятся к слабопералюминиевым породам, в которых значение индекса A/CNK варьирует от 1.0 до 1.3. Содержания SiO_2 в породах Стрелковского массива изменяются от 73 до 76 мас. % по сравнению с более высоким диапазоном величин — 75—77 мас. % в гранитоидах других массивов этого комплекса. Гранитоиды всех массивов глушихинского комплекса, согласно классификации [Frost et al., 2001], относятся к породам известково-щелочной и щелочно-известковой интрузивных серий (рис. 6, *a*), обогащены железом, соответствуя *А*-типу гранитов (см. рис. 6, *б*). По классификации



Рис. 6. Диаграммы Na₂O + K₂O—CaO—SiO₂ (*a*) и FeO*/(FeO* + MgO)—SiO₂ (*b*), по [Frost et al., 2001], для гранитоидов глушихинского и татарского комплексов.

a — показаны поля известковой, известково-щелочной, щелочно-известковой и щелочной магматических серий, а также поле пералюминиевых лейкогранитов, δ — выше линии Fe* расположено поле железистых гранитоидов, соответствующих A-типу, ниже линии Fe* — магнезиальных кордильерских, соответствующих I-типу; FeO*= FeO_{общ}. 1, 2 — лейкократовые граниты Стрелковского массива: крупно- и среднезернистые (I), мелкозернистые из автолитов (2); 3 — гранитоиды Ягодкинского массива; 4 — гранитоиды других массивов глушихинского комплекса, данные из [Верниковская и др., 2003, 2007]. Здесь и на рис. 7 для I—3 использованы данные из табл. 4, 5.

[Dall'Agnol, de Oliveira, 2007], большинство пород Стрелковского массива находятся в поле окисленных гранитов A-типа, тогда как гранитоиды других массивов этого комплекса относятся к восстановленному A-типу (рис. 7). Гранитоиды Стрелковского массива имеют однотипный характер распределений трэйсэлементов с породами других массивов глушихинского комплекса, представленных слабо- или умеренно фракционированными спектрами РЗЭ с резкими отрицательными аномалиями Eu (Eu/Eu* = 0.10—0.3), а также Sr, Ba, P и Ti (рис. 8). Все гранитоиды этого комплекса обогащены крупноионными литофильными элементами, такими как Rb и K, а из высокозарядных — Th и U. Геохимической особенностью гранитоидов Стрелковского массива является обогащенность их ЛРЗЭ, Zr, Hf и Y, присутствие от небольших до умеренных значений (La/Yb)_N, варьирующих от 6.3 до 53, в отличие от гранитоидов из других массивов глушихинского комплекса, величина (La/Yb)_N в которых не поднимается выше 9.5.



Рис. 7. Диаграммы FeO_{общ.} / (FeO_{общ.} + MgO)—Al₂O₃ (*a*) и FeO_{общ.} / (FeO_{общ.} + MgO)—Al₂O₃/K₂O/Na₂O (*б*), по [Dall'Agnol, de Oliveira, 2007], для гранитоидов глушихинского и татарского комплексов.

FeO_{общ} = Fe₂O₃ · 0.9. Усл. обозн. см. на рис. 6.

Таблица 4.

Химический состав гранитоидов Стрелковского массива

Компонент	619-2	619	619-3	A-08-9-5	A-08-9-2-1	A-08-9-6	И09-1А	И09-1Б	A03-13-7	A-08-9-2
Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
S'O	72.07	74.00	75.01	75.02	75.2	75.65	72.01	74 77	75.02	75.20
S1O ₂ , мас. %	/2.97	/4.96	/5.91	/5.02	/5.3	/5.65	/3.91	/4.//	/5.02	/5.20
110 ₂	0.27	0.22	0.23	0.25	0.24	0.18	0.25	0.19	0.22	0.22
AI_2O_3	13.88	12.68	12.6	12.55	12.68	12.4	12.74	13.16	12.56	12.29
Fe_2O_3	2.43	2.33	2.08	2.54	1.85	2.33	2.79	1.78	2.14	1.97
MnO	0.03	< 0.03	< 0.03	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.12	0.02
MgO	0.28	0.21	0.22	0.37	0.35	0.32	0.43	0.23	0.16	0.35
CaO	0.65	0.37	0.76	0.68	0.67	0.75	0.6	0.98	0.66	0.76
Na ₂ O	2.1	1.78	1.21	2.12	1.9	1.88	1.85	1.93	2.37	2.22
K ₂ O	6.59	6.18	6.19	5.79	5.74	5.69	6.58	6.38	5.94	5.93
P_2O_5	0.1	0.11	0.11	0.12	0.13	0.11	0.11	0.14	0.13	0.11
П.п.п.	0.86	0.9	0.72	0.55	0.86	0.6	0.78	0.43	0.68	0.93
Сумма	100.16	99.74	100.03	100.01	99.97	99.94	100.07	100.01	100.01	100
F, г/т	880	290	1010			—	—		—	
Li	54.6	44.9	57.6		_	—	—		—	—
Be	—	—		3.69		3.1	2.41	3.47	3.88	
Sc	3.46	2.05	1.64		—	—	—		—	
V	< 50.0	< 0.50	< 0.50	9.8	—	19.0	9.49	11.8	18	
Cu	7.15	9.70	23.4	20.8	—	13.3	14.3	9.41	10.4	
Zn	25.9	32.2	60.7	64.9	—	74.1	40.1	46.5	56.0	—
Ga	20.5	19.2	19.9	21.2	16.7	23.3	20.7	21.3	21.0	19.5
Rb	359	287	300	346	276	351	318	315	331	256
Sr	107.0	52.5	30.0	40.6	44.3	37.5	56.4	54.1	59.0	44.2
Y	29.2	23.5	25.5	22.9	29.7	17.9	34.8	31.7	24.0	33.6
Zr	148	167	160	189	141	300	158	214	184	140
Nb	13.0	14.8	14.7	16.1	10.4	18.0	13.2	13.1	13.5	13.9
Cs	6.61	5.60	11.0	10.3	16.3	—	—	—	—	7.44
Ba	280	178	155	116	244	151	162	294	221	186
La	49.3	31.5	45.6	42.5	37.5	63.1	40.3	46.9	39.0	40.7
Ce	112	67.5	92.7	98.9	83.5	132.1	90.9	102	89.0	87.0
Pr	12.1	7.87	11.2	11.8	10.8	15.3	11.2	12.4	11.0	10.5
Nd	43.7	27.2	39.2	42.6	39.8	54.3	40.8	45.2	40.1	36.6
Sm	8.55	6.76	9.02	9.86	8.05	10.8	9.49	10.4	9.60	7.90
Eu	0.77	0.4	0.43	0.39	0.54	0.45	0.56	0.75	0.52	0.49
Gd	7.61	5.77	7.9	7.99	6.00	8.61	8.25	8.75	7.90	7.41
Tb	1.16	0.8	1.03	1.02	0.87	0.97	1.21	1.22	1.01	1.08
Dy	5.52	4.36	4.70	5.14	4.96	4.38	7.20	6.85	5.44	5.83
Но	1.06	0.73	0.71	0.79	0.98	0.64	1.39	1.21	0.90	1.11
Er	2.64	1.88	1.72	1.82	2.80	1.41	3.77	3.19	2.20	2.93
Tm	0.40	0.25	0.24	0.25	0.41	0.17	0.56	0.45	0.30	0.44
Yb	2.56	1.45	1.27	1.60	2.47	1.01	3.33	2.67	1.74	2.63
Lu	0.27	0.21	0.15	0.22	0.31	0.16	0.49	0.39	0.25	0.35
Hf	4.25	4.89	4.74	6.03	3.57	8.69	5.32	6.88	6.00	4.89
Та	1.25	1.15	1.13	1.42	1.40	1.24	1.46	1.11	1.24	1.75
Pb	35.9	29.6	35.6	36.9	29.3	42.4	44.0	45.4	40.0	39.4
Th	39.6	37.4	35.7	52.5	19.1	62.3	54.7	43.7	47.0	25.7
U	3.56	1.77	3.76	3.18	4.23	3.4	2.86	10.77	9.5	4.64
$Na_2O + K_2O$	8.69	7.96	7.40	7.91	7.64	7.57	8.43	8.31	8.31	8.15
K ₂ O/Na ₂ O	3.14	3.47	5.12	2.73	3.02	3.02	3.56	3.31	2.51	2.67
A/CNK	1.18	1.23	1.25	1.14	1.20	1.16	1.13	1.11	1.09	1.07
(La/Yb),	13.08	14.76	24.39	9.94	15.34	6.27	8.22	11.93	15.23	10.52
Eu/Eu*	0.29	0.20	0.16	0.14	0.16	0.15	0.19	0.24	0.18	0.20
ΣРЗЭ	248	157	216	225	199	293	219	242	209	205

Окончание табл. 4

	A03-13-5	A03-13-1	A03-13-2	619-1	A-08-10	A03-13-6	A03-13-3
Компонент	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂ , мас. %	73.01	74.76	73.54	75.25	74.13	74.11	74.18
TiO	0.38	0.27	0.25	0.25	0.32	0.26	0.26
AlaOa	13.49	12.9	13.13	12.3	12.84	13.2	13.07
Fe ₂ O ₂	2.87	2.36	2.46	2.17	2.67	2.32	2.24
MnO	0.13	0.13	0.12	< 0.03	0.02	0.13	0.14
ΜσΟ	0.24	0.15	0.26	0.09	0.42	0.15	0.24
CaO	11	0.82	0.89	0.71	0.91	1	0.77
Na ₂ O	2 33	2 14	2.26	2 31	2.16	2.18	2 31
K ₂ O	5 57	5 71	6.08	62	5.65	5.97	5 99
P ₂ O ₂	0.11	0.1	0.13	0.07	0.08	0.12	0.08
П.п.п.	0.77	0.66	0.87	0.72	0.75	0.56	0.73
Сумма	99.99	99.99	100	99.98	99.96	99.99	100
Е. г/т		_		570			
Li	29.1	38.5	36.9	27.9			
Be	1.78	3.92	2.16		3.89	3.66	1.74
Sc	2.00	2.02	2.02	1.34			
V	17.5	12.1	8 73	<50.0	7 15	12.6	12.2
, Cu	11.3	4 99	6.71	5 36	14.3	15.0	12.0
Zn	57.7	55.4	66.6	55.8	54.4	66.0	59.0
Ga	17.2	17.3	17.3	17.9	21.2	22.0	21.0
Rh	386	415	421	285	326	350	334
Sr	28.7	21.7	26.3	27.9	49.4	55.0	50.0
V	17.4	14.1	18.6	16.6	52.5	23.0	19.0
7 7r	484	135	149	234	620	229	349
Nh	16.0	12.8	12.2	13.4	13.3	15.0	16.0
Cs	3 65	8.06	5.61	6.11	7 10		
Ba	189	116	151	97.4	217	232	220
La	80.2	41.4	41.4	55.6	31.7	51.5	57.0
Ce	134	90.8	93.6	127	76.8	111	133
Pr	15.8	10.6	10.6	14.1	9.48	13.0	16.0
Nd	58.2	38.2	36.6	49.5	34.7	47.6	58.2
Sm	11.9	8 21	8 46	11.0	8 59	9.99	13.3
Eu	0.45	0.28	0.36	0.32	0.47	0.64	0.45
Gd	8.69	6.04	6.51	8.87	7.10	8.36	10.9
Tb	1.15	0.86	0.98	1.21	0.89	1.07	1.25
Dv	3.95	2.97	4.08	4.15	4.65	5.50	5.39
Ho	0.62	0.48	0.67	0.65	0.76	0.88	0.72
Er	1.28	1.08	1.49	1.26	1.88	2.00	1.57
Tm	0.14	0.14	0.20	0.16	0.29	0.25	0.19
Yb	1.03	0.86	1.25	0.98	1.94	1.49	1.15
Lu	0.13	0.10	0.16	0.14	0.32	0.20	0.19
Hf	9.62	3.86	4.70	7.27	15.6	7.10	11.7
Та	0.95	0.90	0.83	0.92	1.36	1.08	1.05
Pb	37.6	33.5	39.4	35.4	38.0	42.0	42.0
Th	52.3	28.3	29.0	56.0	41.5	52.0	79.0
U	4.29	3.18	1.77	4.98	2.1	14.7	4.91
$Na_2O + K_2O$	7.90	7.85	8.34	8.51	7.81	8.15	8.30
K ₂ O/Na ₂ O	2.39	2.67	2.69	2.68	2.62	2.74	2.59
A/CNK	1.14	1.15	1.10	1.04	1.13	1.11	1.12
$(La/Yb)_N$	52.91	32.7	22.49	38.54	11.09	23.48	33.68
Eu/Eu*	0.14	0.12	0.15	0.10	0.18	0.21	0.11
Σ Ρ3Э	318	202	206	275	180	253	299

Примечание. 1—10 — средне- и крупнозернистые лейкократовые граниты; 11—17 — мелкозернистые лейкократовые граниты из автолитов; 1—3, 14 — данные из [Верниковская и др., 2003]; 11—13 — данные из [Верниковская и др., 2007]. Здесь и в табл. 5: содержания элементов нормированы на хондрит, согласно [Evensen et al., 1978]; Eu/Eu* = = (Eu_N)/(Sm_N·Gd_N)^{0.5}; прочерк — нет анализа.

Таблица 5.		Химический со	став гранитои	дов Ягодкинс	кого массива		
Компонент	624	V07-4-1	V07-5-5	V07-4-2	V07-5-2	V07-5	V07-4
SiO ₂ , мас. %	70.39	70.91	71.35	71.46	71.69	71.72	71.79
TiO ₂	0.46	0.46	0.39	0.50	0.41	0.44	0.50
Al_2O_3	14.26	14.23	14.37	13.67	14.23	14.13	13.4
Fe ₂ O ₃	3.92	3.97	3.34	4.12	3.54	3.82	4.33
MnO	0.13	0.04	0.05	0.05	0.07	0.05	0.05
MgO	0.54	0.55	0.44	0.56	0.52	0.44	0.58
CaO	1.81	1.93	1.19	1.82	1.10	1.39	1.90
Na ₂ O	2.66	2.56	2.57	2.30	2.55	2.51	2.38
K ₂ O	5.07	4.80	5.64	4.87	5.27	4.78	4.42
P_2O_5	0.12	0.14	0.14	0.17	0.13	0.15	0.14
П.п.п.	0.62	0.36	0.51	0.47	0.44	0.57	0.52
Сумма	99.98	99.94	99.99	99.96	99.94	100.00	100.00
Ве, г/т		2.60	3.50		2.70	3.90	3.40
Cu	12.2	13.0	<5.00		<5.00	8.00	19.0
Zn	80.7	90.0	70.0		60.0	90.0	100
Ga	21.3	20.1	19.7		15.9	20.0	18.7
Rb	305	290	340		270	360	270
Sr	67.5	81.0	76.0		56.0	69.0	91.0
Y	49.3	41.3	25.5		25.3	42.5	50.3
Zr	187	230	216		176	195	250
Nb	22.9	29.4	12.7		12.0	15.0	15.3
Ba	441	437	413		307	343	1529
La	47.8	53.5	38.3		31.5	54.9	65.4
Ce	93.8	111.8	84.3		75.50	107.7	131.5
Pr	11.4	11.32	8.73		7.73	12.07	13.47
Nd	40.3	40.1	29.0		26.1	39.9	43.6
Sm	8.21	7.66	6.45		5.88	8.62	8.78
Eu	0.99	1.05	0.88		0.74	0.93	1.06
Gd	8.97	6.94	6.02		5.11	7.24	8.77
Tb	1.28	1.27	1.09		1.08	1.32	1.50
Dy	7.78	7.47	5.72		6.15	8.30	9.32
Но	1.55	1.76	1.18		1.17	1.67	2.07
Er	3.94	4.84	3.01		2.94	4.72	5.78
Tm	0.58	0.75	0.45		0.42	0.67	0.86
Yb	3.63	4.35	2.74		2.42	3.85	5.28
Lu	0.49	0.62	0.44		0.30	0.53	0.65
Hf	5.34	7.50	6.60	—	5.40	6.10	7.60
Та	1.60	2.20	1.50		1.50	2.10	2.40
Pb	24.3	22.0	27.0		17.0	19.0	21.0
Th	30.3	32.9	24.3		21.0	29.2	32.2
U	2.46	3.70	3.10	—	3.30	4.90	3.80
$Na_2O + K_2O$	7.73	7.36	8.21	7.17	7.82	7.29	6.80
K ₂ O/Na ₂ O	1.91	1.88	2.19	2.12	2.07	1.90	1.86
A/CNK	1.08	1.17	1.15	1.11	1.20	1.19	1.10
$(La/Yb)_N$	10.13	8.96	9.04	_	10.90	10.75	10.44
Eu/Eu*	0.35	0.44	0.43	_	0.41	0.36	0.37
ΣРЗЭ	231	253	188	_	167	252	298



Рис. 8. Спектры распределений редкоземельных элементов (*a*) и мультиэлементные (*б*) для гранитоидов Стрелковского и Ягодкинского массивов.

I — лейкократовые граниты крупно- и среднезернистые Стрелковского массив глушихинского комплекса: *a* — эта работа; *б* — данные (3 пробы) из [Верниковская и др., 2003, 2007]; *2* — лейкократовые граниты мелкозернистые из автолитов Стрелковского массива глушихинского комплекса: *a* — эта работа; *б* — данные (4 пробы) из [Верниковская и др., 2003, 2007]; *3* — гранитоиды Ягодкинского массива; *4* — гранитоиды других массивов глушихинского комплекса, данные (15 проб) из [Верниковская и др., 2003, 2007]; *5* — верхняя континентальная кора (*a*) и нижняя континентальная кора (*б*), по [Rudnick, Gao, 2003]. Содержания элементов нормированы к хондриту, по [Evensen et al., 1978] и к примитивной мантии, по [McDonough, Sun, 1995].

При этом мелкозернистые разности из автолитов по сравнению с вмещающими их крупно- и среднезернистыми гранитоидами имеют наиболее фракционированные спектры РЗЭ.

Гранитоиды Ягодкинского массива татарского комплекса по геохимическим характеристикам имеют как сходства, так и различия по сравнению с гранитоидами глушихинского комплекса. Как и последние, они относятся к породам известково-щелочной и щелочно-известковой интрузивных серий (см. рис. 6, *a*), отличаясь менее высокими содержаниями SiO₂ — до 72 мас. % и значениями K_2O/Na_2O — до 2.2, а также концентрациями K_2O , варьирующими от 4.4 до 5.6 мас. %. Породы Ягодкинского массива также отвечают характеристикам гранитов *A*-типа (см. рис. 6, *d*) и, проявляя наибольшее сходство с гранитоидами Стрелковского массива, соответствуют окисленному *A*-типу (см. рис. 7). Кроме того, подобно последним, они имеют слабопералюминиевые составы (A/CNK = 1.1—1.2). Гранитоиды Ягодкинского массива, несмотря на близкий характер распределений трэйс-элементов с породами глушихинского комплекса, имеют слабофракционированные спектры РЗЭ и менее резкие аномалии Eu (Eu/Eu* = 0.4), а также Sr, Ba и Ti (см. рис. 8, *a*, *б*). По уровню концентраций ЛРЗЭ, Zr, Hf и Y гранитоиды Ягодкинского массива наиболее близки с породами Стрелковского массива. Породы этих двух массивов характеризуются близкими концентрациями РЗЭ, а также Hf, Zr, Y и Tb с верхнекоровыми, в отличие от гранитои-дов из других массивов глушихинского комплекса, устанавливающих сходство этих элементов с нижнекоровыми величинами (см. рис. 8).

U-Th-Pb и 40Ar/39Ar ГЕОХРОНОЛОГИЯ

U-Th-Pb изотопные исследования проведены для 14 зерен цирконов из пр. А-08-10 мелкозернистого лейкократового гранита из автолита Стрелковского массива (табл. 6; рис. 9, *a*, *б*). Зерна цирконов субидиоморфные и идиоморфные до 400 мкм в длину, прозрачные или непрозрачные, бесцветные до темно-коричневых. Все зерна имеют хорошо выраженную зональность, наблюдаемую на CL и BSE изображениях и в отраженном свете (рис. 9, *б*), что указывает на магматическое происхождение цирконов. Большинство имеют трещиноватые метамиктные области с низкой отражательной способностью. Эти области оказались очень сильно обогащенными ураном и ²⁰⁴Pb и исключались при проведении анализов. Из 20 изотопных анализов один, показавший высокое содержание нерадиогенного Pb ($f_{204} > 1$ %), был исключен из дальнейших расчетов. Оставшиеся аналитические точки располагаются близко к конкордии. Для двенадцати анализов средний ²³⁸U/²⁰⁶Pb возраст, скорректированный на нерадиогенный свинец, используя измеренное отношение ²⁰⁴Pb/²⁰⁶Pb, равен 718 ± 5 млн лет (СКВО = 1.5). Однако не-

	COLEDA	кание.										
þ	I/I	T				Изотопные	отношения			Возраст, млн ле	г	
	238U	²³² Th	$f_{204}, \%$	232Th/238U	$^{238}U/^{206}Pb$ $(\pm 1\sigma)$	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb (±1σ)	(1) 238U/206Pb* (±1σ)	$\begin{array}{c} (1) \\ {}^{207} Pb/{}^{206} Pb^{*} \\ (\pm 1\sigma) \end{array}$	(1) $^{238U/206}Pb*$ $(\pm 1 \sigma)$	(2) ^{238U/206} Pb* (±1σ)	$\begin{array}{c} (1) \\ ^{207}Pb^{*/206}Pb^{*} \\ (\pm 1\sigma) \end{array}$	D, %
					GPS KG	ординаты точки отб	iopa: N 58°04'05.4	t″; Ε 93°06′41″				
						Ŭ	еанс 1					
	837	389	1.250	0.48	8.501 ± 0.113	0.07621 ± 0.00464	8.610 ± 0.122	0.06587 ± 0.00620	708 ± 10	706 ± 10	799 ± 197	11.4
	761	558	0.311	0.76	8.732 ± 0.117	0.06659 ± 0.00046	8.759 ± 0.118	0.06403 ± 0.00070	695 ± 9	696 ± 9	742 ± 23	6.1
	507	67	0.670	0.14	8.621 ± 0.120	0.06999 ± 0.00051	8.679 ± 0.122	0.06447 ± 0.00099	703 ± 9	702 ± 10	757 ± 33	7.1
~	278	176	0.095	0.66	8.518 ± 0.122	0.06276 ± 0.00061	8.526 ± 0.122	0.06199 ± 0.00072	715 ± 10	716 ± 10	674 ± 25	-6.1
~	538	109	0.352	0.21	8.377 ± 0.124	0.06675 ± 0.00047	8.406 ± 0.125	0.06384 ± 0.00072	724 ± 10	724 ± 10	736 ± 24	1.6
~	304	200	-0.021	0.68	8.514 ± 0.121	0.06326 ± 0.00058	8.512 ± 0.121	0.06344 ± 0.00061	716 ± 10	716 ± 10	723 ± 20	0.9
	664	80	0.260	0.12	8.763 ± 0.120	0.06537 ± 0.00083	8.786 ± 0.121	0.06323 ± 0.00094	694 ± 9	694 ± 9	716 ± 32	3.0
*	467	286	0.231	0.63	8.626 ± 0.121	0.06370 ± 0.00050	8.646 ± 0.122	0.06180 ± 0.00069	705 ± 9	706 ± 10	667 ± 24	-5.8
*	483	90	0.045	0.19	8.560 ± 0.118	0.06235 ± 0.00049	8.564 ± 0.118	0.06198 ± 0.00054	711 ± 9	713 ± 10	673 ± 19	-5.7
*	597	209	0.617	0.36	8.555 ± 0.121	0.06813 ± 0.00046	8.608 ± 0.123	0.06306 ± 0.00123	708 ± 10	708 ± 10	710 ± 42	0.2
						Ŭ	еанс 2					
	395	274	0.836	0.72	8.576 ± 0.086	0.06977 ± 0.00049	8.648 ± 0.088	0.06290 ± 0.00113	705 ± 7	705 ± 7	705 ± 38	-0.1
	695	82	0.066	0.12	8.192 ± 0.055	0.06304 ± 0.00033	8.197 ± 0.059	0.06250 ± 0.00037	742 ± 5	743 ± 5	691 ± 13	-7.3
	273	121	0.037	0.46	8.301 ± 0.061	0.06274 ± 0.00053	8.304 ± 0.066	0.06243 ± 0.00057	733 ± 5	734 ± 5	689 ± 19	-6.4
~	427	69	0.066	0.17	8.387 ± 0.058	0.06261 ± 0.00044	8.393 ± 0.062	0.06207 ± 0.00050	726 ± 5	727 ± 5	676 ± 17	-7.3
	596	525	0.941	0.91	8.751 ± 0.058	0.07012 ± 0.00063	8.835 ± 0.062	0.06239 ± 0.00106	691 ± 4	691 ± 5	688 ± 36	0.5
*	763	92	0.156	0.12	8.379 ± 0.068	0.06307 ± 0.00033	8.392 ± 0.068	0.06178 ± 0.00043	726 ± 6	727 ± 6	667 ± 15	-8.9
*	732	43	0.038	0.06	8.357 ± 0.068	0.06212 ± 0.00035	8.360 ± 0.058	0.06182 ± 0.00037	728 ± 6	730 ± 6	668 ± 13	-9.1
*	375	108	-0.015	0.30	8.553 ± 0.060	0.06312 ± 0.00048	8.552 ± 0.065	0.06324 ± 0.00049	713 ± 5	713 ± 5	716 ± 17	0.5
	421	133	0.147	0.33	8.668 ± 0.060	0.06343 ± 0.00047	8.681 ± 0.065	0.06222 ± 0.00060	703 ± 5	703 ± 5	682 ± 21	-3.1
*	719	128	0.109	0.18	8.513 ± 0.066	0.06408 ± 0.00036	8.523 ± 0.059	0.06318 ± 0.00044	715 ± 5	715 ± 5	714 ± 15	0.1
•		_	-		-		_	_		_	-	

ном содержании ²⁰⁶Pb, оцененная с учетом измеренного ²⁰⁴Pb. Pb^{*} — радиогенный свинец. Отношения радиогенных изотопоб и возраста откорректированы с учетом нерадио-генного Pb. Погрешность воспроизведения (1σ) составила 0.50 % для обоих сеансов. Погрешность калибровки (1σ) составила 0.43 % для сеанса 1 и 0.28 % для сеанса 2. *D* — дискордантность. (1) и (2) — нерадиогенный свинец, скорректированный по методу измеренного ²⁰⁴Pb (1) с использованием регрессии (2). Примечание. Аналитические точки со звездочкой — значения, учитываемые в расчете среднего возраста образца. f_{204} — доля нерадиогенного ²⁰⁶Pb в общем измеренсколько из этих анализов находятся ниже конкордии (см. рис. 9, *a*), по-видимому, из-за слегка чрезмерной корректировки. Более точный результат, полученный для двенадцати анализов, с использованием регрессии от исходного Pb (207 Pb/ 206 Pb = 0.8862 при 719 млн лет) для нескорректированных данных указывает на возраст пересечения с конкордией, соответствующий 719 ± 4 млн лет (точность 95 %, CKBO = 1.6). Два существенно более древних анализа (743 и 734 млн лет) интерпретируются как отражение захваченного материала в этих цирконах. Пять более молодых анализов указывают на небольшую потерю радиогенного свинца. Возраст пересечения регрессии с конкордией 719 ± 4 млн лет принимается как наилучшая оценка возраста кристаллизации образца.

U-Th-Pb изотопные исследования проведены для двенадцати зерен цирконов из пр. А-08-9-6 среднезернистого лейкократового гранита Стрелковского массива (табл. 7; см. рис. 9, e). Зерна цирконов бесцветные до бледно-коричневых, сильнотрещиноватые, с хорошо выраженной концентрической зональностью. В одной аналитической точке, исключенной из расчета возраста, было получено повышенное значение нерадиогенного Pb. Остальные одиннадцать результатов образуют конкордантный кластер, соответствующий среднему ²³⁸U/²⁰⁶Pb возрасту 702 ± 13 млн лет (СКВО = 0.65), который интерпретируется как возраст кристаллизации этого образца.

Результаты U-Pb изотопных исследований методом изотопного разбавления для четырех фракций циркона из пр. 624 гранита Ягодкинского массива представлены в табл. 8 и на рис. 9, г. Зерна циркона идиоморфные и субидиоморфные полупрозрачные, замутненные и прозрачные бесцветные призматической формы цирконового габитуса. Для внутреннего строения циркона характерно присутствие фрагментов магматической зональности, частично нарушенной в краевых участках зерен. Кроме того, в замутненных зернах циркона обнаружены метамиктизированные ядра с растворенными краями, обогащенные



Рис. 9. Диаграммы с конкордией и катодолюминесцентные изображения цирконов из мелкозернистого лейкократового гранита автолита (пр. А-08-10) (*a*, *б*), среднезернистого лейкократового гранита (пр. А-08-9-6) (*в*) Стрелковского массива и цирконов из гранита (пр. 624) Ягодкинского массива (*г*).

ссива	
елковского ма	
£	
рнистый) (
г среднезе	
грани	
кократовый	
лей	
A-08-9-6 (.	
и цирконов из пр.	
іедований для	
Гһ-Рb иссл	
Th U-J	
Результа	
7.	
Таблица	

	²³⁸ U D, %		17 -4	17 –6	17 -5	17 0	18 8	16 36	16 -8	23 23	17 8	17 3	18 2	20 18							
leT	* (1) (1) (1) (1) (1) (1) (1) (1) (1) (1) (1)		∓ 069	± 869	± 869	702 ±	738 ±	657 ±	± 969	703 ±	705 ±	704 ±	± 902	743 ±							
Возраст, млн.	(1) $^{207}Pb*^{206}Pb^{3}(\pm 1\sigma)$ $(\pm 1\sigma)$		663 ± 46	658 ± 34	667 ± 41	701 ± 28	766 ± 117	998 ± 127	649 ± 49	717 ± 28	761 ± 28	720 ± 24	717 ± 31	860 ± 81							
	(1) $^{208}Pb^{*/232}Th$ (± 1 σ)		634 ± 55	678 ± 23	682 ± 25	653 ± 24	206 ± 41	557 ± 41	224 ± 19	693 ± 62	717 ± 22	677 ± 677	709 ± 23	345 ± 34							
	$\begin{array}{c} (1) \\ ^{208} Pb^{*/232} Th \\ (\pm 1\sigma) \end{array}$	06'06.3"	0.03185 ± 8.8	0.03410 ± 3.4	0.03432 ± 3.8	0.03285 ± 3.8	0.01360 ± 19.0	0.02793 ± 7.4	0.01115 ± 8.6	0.03488 ± 9.1	0.03603 ± 3.1	0.11524 ± 4.6	0.03572 ± 3.3	0.01723 ± 10.1							
Изотопные отношения	(1) $^{207}Pb^{*/235}U$ $(\pm 1\sigma)$	си отбора N 58°04′05.1″; Е 93°0	0.96 ± 3.3	0.97 ± 3.0	0.97 ± 3.2	0.99 ± 2.8	1.03 ± 6.1	1.07 ± 6.8	0.96 ± 3.4	1.01 ± 3.7	1.03 ± 2.8	1.01 ± 2.7	1.01 ± 2.9	1.09 ± 4.7							
	(1) $^{206}\text{Pb}^{*/238}\text{U}$ $(\pm 1\sigma)$		0.1130 ± 2.6	0.1144 ± 2.5	0.1143 ± 2.5	0.1149 ± 2.5	0.1156 ± 2.5	0.1074 ± 2.6	0.1141 ± 2.5	0.1152 ± 3.5	0.1155 ± 2.5	0.1152 ± 2.5	0.1157 ± 2.5	0.1170 ± 2.7							
	(1) $^{207}Pb*/^{206}Pb*$ $(\pm 1\sigma)$	координаты точ	0.06168 ± 2.2	0.06155 ± 1.6	0.06178 ± 1.9	0.06280 ± 1.3	0.06475 ± 5.6	0.07244 ± 6.3	0.06128 ± 2.3	0.06326 ± 1.3	0.06460 ± 1.3	0.06336 ± 1.1	0.06327 ± 1.5	0.06773 ± 3.9							
204 Pb /206 P b		GPS	0.00011	0.00009	0.00006	0.00009	0.00115	0.00209	0.00045	0.00004	0.00007	0.00005	0.00003	0.00126							
	232Th/238U		0.29	0.33	0.21	0.21	0.47	0.70	0.42	0.21	0.62	0.16	0.42	0.57							
зржание, г/т	²⁰⁶ Pb*								24	40	39	60	57	22	58	43	46	54	32	48	
	Th		70	130	78	124	259	165	242	89	278	83	128	262							
Сод	n		247	408	394	609	571	242	595	438	467	550	317	475							
	№ точки анализа		1.1	2.1	3.1	4.1	5.1	6.1	7.1	8.1	9.1	10.1	11.1	12.1							

Примечание. (1) — нерадиогенный свинец, скорректирован по методу измеренного ²⁰⁴Рb. Остальные обозначения см. в табл. 6.

Результаты U-Pb изотопных исследований для цирконов из пр. 624 (гранит) Ягодкинского массива

Содержание,

Таблица 8.

	⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		12.4 ± 1.1	11.4 ± 1.2	00.6 ± 2.3	08.5 ± 2.7	
зраст, млн лет	206 Pb /238U		595.2 ± 1.4 7	594.8 ± 1.4 7	704.5 ± 1.4 7	706.1 ± 1.4 7	
Bo	²⁰⁷ Pb/235U		699.3 ± 1.4 (698.7 ± 1.4 (703.6 ± 1.4	706.6 ± 1.4	
DLo	OIN		0.96	0.95	0.77	0.70	
	206 Pb /238U	5.7"	0.1139 ± 2	0.1138 ± 2	0.1155 ± 2	0.1157 ± 2	
КИН	207 Pb /235U	51.3"; E 93°41'45	0.9910 ± 20	0.9900 ± 20	0.9995 ± 20	1.0056 ± 20	
топные отноше	(1) ²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb	r60pa: N 57°35';	0.0848 ± 1	0.0826 ± 1	0.0852 ± 1	0.0857 ± 1	
Изо	(1) ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	инаты точки от	0.06312 ± 3	0.06310 ± 4	0.06277 ± 7	0.06301 ± 8	
	206Pb/204Pb	GPS KOOD	8981	6242	750	1540	
жание, т/г	U		1230	695	466	284	
Codep	Pb		139	78.6	57.4	33.2	
Навеска,	MF		0.61	1.40	0.58	0.24	
Размер фракции	(мкм) и се характеристика		-60+45	-100+85	-100+65, A 60 %	–85+60, A 30 %	
No	П/П		1	7	ю	4	

Примечание. (1) — изотопные отношения, скорректированные на бланк и нерадиогенный свинец по методу измеренного 204Pb; А 60 % — количество вещества, удаленного в процессе аэроабразивной обработки циркона. Величины ошибок соответствуют последним значащим цифрам после запятой.

Таблиі	1a 9.	Pe	зультаты ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ai	· датирования	н по биотиту для	пр. 619-3		
<i>T</i> , °C	<i>t</i> , мин	$^{40}{ m Ar}^{/39}{ m Ar}$ (± 1 σ)	³⁸ Ar/ ³⁹ Ar (± 1σ)	$\begin{array}{c} {}^{37}\mathrm{Ar}/{}^{39}\mathrm{Ar}\\ (\pm\ 1\sigma) \end{array}$	$^{36}\text{Ar}^{/39}\text{Ar} \\ (\pm 1\sigma)$	Ca/K	∑ ³⁹ Ar, %	Возраст, млн лет (± 1 σ)
		J = 0.00)2402 ± 0.000022*; в возраст плато	озраст плато (' (900—1050 °С	700—850 °C) = 713) = 730 ± 5 млн лет	±4млнл г	іет,	<u>.</u>
600	10	193.29 ± 0.80	0.0527 ± 0.0010	1.11 ± 0.35	0.084 ± 0.004	1.98	19.1	613.0 ± 5.4
650	10	194.88 ± 0.38	0.0380 ± 0.0011	1.07 ± 0.46	0.022 ± 0.001	1.91	39.3	673.7 ± 3.8
700	10	204.52 ± 0.30	0.0322 ± 0.0007	0.41 ± 0.38	0.009 ± 0.001	0.73	56.3	713.0 ± 4.0
750	10	205.19 ± 0.60	0.0351 ± 0.0010	0.59 ± 0.57	0.017 ± 0.003	1.05	64.9	708.7 ± 4.7
800	10	206.49 ± 1.02	0.0358 ± 0.0016	0.82 ± 1.02	0.018 ± 0.005	1.46	69.9	710.8 ± 6.3
850	10	208.81 ± 0.90	0.0378 ± 0.0028	0.09 ± 0.41	0.016 ± 0.004	0.17	74.8	719.4 ± 5.8
900	10	212.77 ± 0.86	0.0331 ± 0.0022	1.20 ± 0.99	0.012 ± 0.004	2.14	81.7	734.9 ± 5.6
950	10	211.17 ± 0.75	0.0326 ± 0.0016	1.16 ± 1.16	0.011 ± 0.003	2.06	88.7	730.7 ± 5.2
1000	10	211.16 ± 0.88	0.0345 ± 0.0014	0.03 ± 0.27	0.015 ± 0.004	0.05	96.7	727.2 ± 5.7
1050	10	219.40 ± 1.83	0.0398 ± 0.0023	0.15 ± 0.72	0.046 ± 0.008	0.27	99.4	724.5 ± 9.5
1150	10	279.28 ± 17.42	0.1042 ± 0.0154	2.48 ± 6.14	0.287 ± 0.065	4.43	100.0	691.3 ± 65.1

Примечание. Ј — параметр, характеризующий величину нейтронного потока.

рудными минеральными, а также пылевидными включениями. Размер зерен изменяется от 30 до 500 мкм; $K_{yun} = 1.2-3.5$. Для проведения U-Pb изотопных исследований были использованы четыре навески наиболее идиоморфных и прозрачных зерен циркона, отобранных из размерных фракций -60... +45, -85...+60, -100...+65 и -100...+85 мкм (№ 1--4, см. табл. 8). При этом циркон из двух фракций был подвергнут аэроабразивной обработке, в результате которой удалено соответственно около 60 и 30 % его вещества (№ 3 и 4, см. табл. 8). Точки изотопного состава циркона после аэроабразивной обработки располагаются на конкордии, указывая на возраст 705 ± 2 млн лет (СКВО = 0.07, вероятность = 79 %). Дискордия, рассчитанная для всех фракций исследованного циркона, имеет верхнее пересечение с конкордией, отвечающее возрасту 705 ± 11 млн лет (СКВО = 2.0), и нижнее пересечение с конкордией близко к 0 млн лет. Возраст 705 ± 2 млн лет, получаемый на основе двух конкордантных анализов, интерпретируется в качестве наиболее достоверной оценки возраста кристаллизации этого образца.

⁴⁰Ar/³⁹Ar изотопные исследования проведены для биотита из крупнозернистого лейкократового гранита (пр. 619-3) (табл. 9; рис. 10). Получен дискордантный возрастной спектр, в котором наблюдаются два «промежуточных» плато, включающих соответственно четыре и пять ступеней, характеризующихся значением возраста 713 ± 4 , 730 ± 5 млн лет, долей выделенного ³⁹Ar 35 и 25 %. Это свидетельствует о гетерогенности изотопной системы образца. В то же время на изохронной диаграмме выделяется линейная регрессия из пяти точек при СКВО = 1.3, значении возраста 711 ± 13 млн лет, начальном отношении аргона (40 Ar/ 36 Ar) = 355 ± 125. Поскольку начальное отношение аргона несколько выше относительно атмосферного значения, предполагается, что рассчитанные значения возраста изохронное 711 ± 13 и первого промежуточного плато 713 ± 4 , как более точное, соответствуют закрытию изотопной системы биотита. Рассчитанное значение возраста высокотемпературного плато, по всей видимости, является завышенным в связи с присутствием в соответствующих участках кристаллической решетки биотита избыточного ⁴⁰Ar.



Рис. 10. Результаты ⁴⁰Ar/³⁹Ar изотопных исследований пород Стрелковского массива (пр. 619-3):

возрастные спектры (a) и изохронная диаграмма с линейной регрессией (б).

дискуссия

Результаты исследований лейкократовых гранитов Стрелковского массива глушихинского комплекса расширяют наши представления о продолжительности и природе магматизма финального этапа постколлизионного события при формировании орогена Енисейского кряжа в криогении. Согласно новым U-Pb исследованиям цирконов, их образование, вероятно, происходило от 719 до 702 млн л. н., то есть на 17 млн лет дольше, чем предполагалось ранее (до ~718 млн лет). В массиве преобладают крупнозернистые и несколько меньше среднезернистые разности пород, которые вмещают автолиты мелкозернистых разностей. В составе первых преобладают ортоклаз и микроклин, вторые, кроме того, в подчиненном количестве содержат анортоклаз, а в последних доминирует санидин. Для всех установленных разностей характерно присутствие Fe-обогащенного биотита (сидерофиллита) и большого разнообразия Zr-, F-, P-, B-, Ce-, Y-, U-, Th- и Ті-содержащих акцессорных минералов. Как и породы других массивов постколлизионного глушихинского комплекса, гранитоиды Стрелковского массива являются высокодифференцированными продуктами магм А-типа, обогащенными K, Rb, Th и U и истощенными Sr, Ba, Ті и Р. При этом отличительной особенностью всех пород этого комплекса является присутствие резких отрицательных аномалий Еи и для большинства массивов плоских спектров распределений лантаноилов. Тогла как в породах исследуемого массива установлен более фракционированный характер дантаноидов, в наибольшей степени у мелкозернистых разностей из автолитов. Соответствуя окисленному А-типу гранитов, породы Стрелковского массива отличаются от гранитов, относящихся к восстановленному А-типу и соответствующих ильменитовой серии, по [Ishihara, 1977]. Минералогической особенностью лейкократовых гранитов Стрелковского массива является присутствие в них оксидов Ті и Fe ильменита и магнетита. В этом отношении они близки с гранитоидами Ягодкинского массива татарского комплекса активной континентальной окраины, тогла как поролы других массивов глушихинского комплекса относятся к восстановленному А-типу. Кроме того, подобие пород Стрелковского и Ягодкинского массивов проявлено в их слабопералюминиевых составах, однотипном характере распределений, характеризующихся близкими концентрациями Ta, Nb, La, Ce, Hf и Zr с высокими положительными аномалиями Rb и низкими отрицательными аномалиями Ba, Sr, P и Ti. Они, вероятно, имели близкие магматические источники, соответствуя преимущественно продуктам верхнекорового, с небольшим вкладом нижнекорового компонента, тогда как породы других массивов глушихинского комплекса имели главным образом нижнекоровый источник.



Рис. 11. Модель формирования лейкократовых гранитов Стрелковского массива в интервале 719—702 млн л. н.

1 — мелкозернистые разности из автолитов (719 млн лет); 2 — крупнозернистые разности (718 млн лет); 3 — среднезернистые разности (702 млн лет); 4 — кристаллическая каша; 5 — расплав (800—880 °C); 6 — нижняя гранитно-метаморфическая кора, фундамент Центрально-Ангарского террейна (ЦАТ); 7 — породы чехла ЦАТ, включая известняки горевской свиты; 8 — разлом и система вертикальных трещин. Температурная шкала соответствует расчетным результатам для модели остывания коры ЦАТ, представленным в [Верниковский и др., 2011].

719—683 млн л. н.



Рис. 12. Тектоническая модель развития юго-западной окраины Сибирского кратона в период трансформации конвергентных событий от финальной стадии постколлизионного этапа к ранней стадии развития активной континентальной окраины в криогении.

1 — Центрально-Ангарский террейн, 2 — Ангаро-Канский террейн, 3 — Сибирский кратон, Восточно-Ангарский террейн, 4 — Исаковская островная дуга (плагиограниты, ~697 млн лет), 5 — гранитоиды синколлизионного аяхтинского комплекса (761—750 млн лет), 6 — граниты А-типа Стрелковского массива глушихинского комплекса (719—702 млн лет), 7 — граниты А-типа других массивов постколлизионного глушихинского комплекса (752—731 млн лет), 8 — граниты А-типа (711—705 млн лет) и кварцевые сиениты (691 млн лет) Ягодкинского массива татарского комплекса, 9 — граниты А-типа, карбонатиты, щелочные и субщелочные средние и основные породы татарского комплекса активной континентальной окраины (ранняя стадия, 711—683 млн лет), 10 — активные магматические источники, 11 — литосферная мантия, 12 — астеносфера, 13 — океаническая кора, 14 — сутуры, 15 — разломы, 16 — Татарско-Ишимбинская сутурная зона.

Опираясь на полученные результаты, предложена модель становления гранитов *A*-типа Стрелковского массива, отражающая магматизм финального этапа формирования постколлизионного глушихинского комплекса (рис. 11). В модели для лейкократовых гранитов этого массива, помимо геолого-структурных, геохимических и геохронологических данных, также учитываются данные температуры насыщения цирконом, полученные на основе метода цирконовой термометрии, по [Watson, Harrison, 1983; Miller et al., 2003], и результаты численного моделирования [Верниковская и др., 2009], подтверждающие субвертикальное падение и умеренные глубины становления тел (не менее 12 км). Численное моделирование показывает, что на глубине более 12 км остывание массива может происходить более 6 млн лет при высоких температурах кислой магмы (до 880 °C) [Верниковский и др., 2011].

Становление гранитов *А*-типа Стрелковского массива продолжалось на протяжении трех основных стадий (U-Pb данные), подъем и остывание этих интрузивных пород (Ar/Ar данные) происходили в результате наложенных тектонотермальных событий, рассматриваемых в рамках модели на рис. 11:

1) 719 млн л. н. — кристаллизация мелкозернистых разностей, заполняющих множество небольших объемов (автолитов) на верхнем уровне двухуровневой системы магматических камер, расположенных соответственно на глубинах около 12 и 20 км. Четкие границы автолитов и закономерное положение внутри массива отражают вертикальную направленность движения расплавов и свидетельствуют о непрекращающейся связи между верхней и нижней магматическими камерами. Субвертикальные разломы, образованные на этапе постколлизионного коллапса орогена, способствовали проницаемости расплава и его однонаправленности. 2) 718 млн л. н. — начало кристаллизации крупнозернистых разностей в нижней магматической камере на глубине ~20 км. В разноуровневой магматической системе длительное время сохраняется состояние так называемой кристаллической каши (расплав + кристаллизующаяся масса), обеспечивая наращивание объема массива.

3) 711 млн л. н. — дополнительный привнос тепла в систему (см. изменения по температурной шкале на рис. 11) привел к подъему и завершению кристаллизации крупных масс крупнозернистых разностей в уже единой камере на глубине около 6 км, их остывание происходит с захватом частично застывших небольших объемов мелкозернистых разностей. Последние выстраиваются субвертикально, создавая разнообразие обтекаемых форм в виде автолитов. В верхней части магматической камеры происходит затвердевание отдельных объемов крупнозернистых разностей, где температура закрытия изотопной системы биотита (330—360 °C) соответствует температуре вмещающих пород. На этом этапе становления массива, вероятно, зарождается система субвертикальных и субмеридиональных трещин отдельности. Эти процессы близки расчетным данным для времени остывания Лендахского и Глушихинского массивов глушихинского комплекса и, вероятно, также отражают наложенное тектонотермальное событие, синхронное с формированием наиболее ранних интрузий татарского комплекса активной континентальной окраины, таких как гранитов *А*-типа Ягодкинского массива и фойяитов Среднетатарского массива [Верниковский и др., 2008; Романова и др., 2012].

4) 702 млн л. н. — затухание притока дополнительного тепла в систему и, как следствие, ее остывание инициируют кристаллизацию среднезернистых разностей из остаточного расплава, заполняющего интерстициальные пространства магматической каши. О присутствии остаточного расплава в системе, способствующего продолжительности процесса кристаллизации пород, свидетельствует отсутствие интрузивных границ между крупно- и среднезернистыми разностями. Процесс кристаллизации среднезернистых разностей близок по времени с финальной стадией образования гранитов *А*-типа Ягодкинского массива. Полное остывание пород Стрелковского массива, возможно, связано с наложенным тектонотермальным событием, произошедшим ~687 млн л. н., близким по времени с внедрением кварцевых сиенитов Ягодкинского массива и гранитов *А*-типа Чистопольского массива [Верниковская и др., 2003, 2007; Романова и др., 2012].

Полученные результаты для гранитов *A*-типа Стрелковского массива постколлизионного глушихинского комплекса и Ягодкинского массива татарского комплекса активной континентальной окраины хорошо согласуются с тектонической моделью развития Енисейского кряжа [Vernikovsky et al., 2003; Верниковский и др., 2008], соответствуя периоду трансформации этих конвергентных обстановок в криогении (рис. 12). На продолжительность постколлизионного магматизма в юго-западной части Центрально-Ангарского террейна оказали влияние наложенные тектонотермальные процессы в это время, связанные с повышенным тепловым потоком в пределах Татарско-Ишимбинской сутурной зоны. Привнос тепла, в том числе мантийной природы, совпал с началом образования татарского комплекса активной континентальной окраины.

Исследование выполнено при поддержке Российского научного фонда (грант № 22-27-00178).

ЛИТЕРАТУРА

Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Даценко В.М., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В., Яковлева С.З. Гранитоиды Ерудинского и Чиримбинского массивов Заангарья Енисейского кряжа — индикаторы неопротерозойских коллизионных событий // Геология и геофизика, 2002, т. 43 (3), с. 259—272.

Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В., Палесский С.В., Яковлева С.З., Ясенев А.М., Федосеенко А.М. Неопротерозойские постколлизионные гранитоиды глушихинского комплекса, Енисейский кряж // Петрология, 2003, т. 11 (1), с. 53—67.

Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Ясенев А.М., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В., Яковлева С.З., Федосеенко А.М. Неопротерозойские *А*-граниты Гаревского массива (Енисейский кряж): возраст, источники и геодинамическая обстановка формирования // Петрология, 2006, т. 14 (1), с. 56—68.

Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В., Вингейт М.Т.Д. Лейкогранитный магматизм *А*-типа в эволюции континентальной коры западного обрамления Сибирского кратона // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 5—21.

Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Матушкин Н.Ю., Полянский О.П., Травин А.В. Термохронологические модели эволюции лейкогранитов *А*-типа неопротерозойского коллизионного орогена Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (5), с. 576—594. Верниковская А.Е., Даценко В.М., Верниковский В.А., Матушкин Н.Ю., Лаевский Ю.М., Романова И.В., Травин А.В., Воронин К.В., Лепехина Е.Н. Эволюция магматизма и карбонатит-гранитная ассоциация в неопротерозойской активной континентальной окраине Сибирского кратона: термохронологические реконструкции // ДАН, 2013, т. 448, № 5, с. 555—562.

Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П. Постколлизионный гранитоидный магматизм Заангарья Енисейского кряжа: событие в интервале 750— 720 млн л. н. // ДАН, 2002, т. 384, № 2, с. 221—226.

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. Позднерифейский щелочной магматизм западного обрамления Сибирского кратона: результат континентального рифтогенеза или аккреционных событий? // ДАН, 2008, т. 419, № 1, с. 90—94.

Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Полянский О.П., Лаевский Ю.М., Матушкин Н.Ю., Воронин К.В. Тектонотермальная модель формирования орогена на постколлизионной стадии (на примере Енисейского кряжа, Восточная Сибирь) // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (1), с. 32—50.

Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Верниковская А.Е., Матушкин Н.Ю., Казанский А.Ю., Кадильников П.И., Романова И.В., Вингейт М.Т.Д., Ларионов А.Н., Родионов Н.В. Неопротерозойская тектоническая структура Енисейского кряжа и формирование западной окраины Сибирского кратона на основе новых геологических, палеомагнитных и геохронологических данных // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (1), с. 63—90.

Врублевский В.В., Ревердатто В.В., Изох А.Э., Гертнер И.Ф., Юдин Д.С., Тишин П.А. Неопротерозойский карбонатитовый магматизм Енисейского кряжа, Центральная Сибирь: ⁴⁰Ar/³⁹Arгеохронология пенченгинского комплекса // ДАН, 2011, т. 437, № 4, с. 514—519.

Качевский Л.К., Качевская Г.И., Грабовская Ж.М. Геологическая карта Енисейского кряжа м-ба 1:500 000. Красноярск, Красноярскгеолсъемка, 1998, 6 л.

Кузнецов Ю.А. Избранные труды. Т. 1. Новосибирск, Наука, 1988, 220 с.

Лиханов И.И., Ревердатто В.В. Первые U-Pb (SHRIMP II) свидетельства Франклинского тектонического события на западной окраине Сибирского кратона // ДАН, 2019, т. 486, № 5, с. 567—571.

Мейстер А.К. Горные породы и условия золотоносности южной части Енисейского округа // Геологические исследования в золотоносных областях Сибири. Вып. IX: Енисейский золотоносный район. СПб, Типография им. М.М. Стасюлевича, 1910, 564 с.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Баянова Т.Б., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Постников А.А., Травин А.В., Эрнст Р.Е. Неопротерозойский рифтогенный и внутриплитный магматизм Енисейского кряжа как индикатор процессов распада Родинии // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (7), с. 666—688.

Постников А.А., Ножкин А.Д., Наговицын К.Е., Травин А.В., Станевич А.М., Корнилова Т.А., Юдин Д.С., Якшин М.С., Кочнев Б.Б. Новые данные о возрасте неопротерозойских отложений чингасанской и вороговской серий Енисейского кряжа // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы научного совещания по программе фундаментальных исследований (Иркутск, 10—14 октября 2005 г.). Т. 2. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2005, с. 71—74.

Романова И.В., Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Матушкин Н.Ю., Ларионов А.Н. Неопротерозойский щелочной и ассоциирующий с ним магматизм в западном обрамлении Сибирского кратона: петрография, геохимия и геохронология // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (11), с. 1530—1555.

Саванович Л.Г., Сергеева Ж.И. Геологическая карта СССР. М-б 1 : 200 000. Серия Енисейская. Лист О-46-XVI. Москва, Главное управление геодезии и картографии Министерства геологии СССР, 1965.

Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия, 2009, т. 47, № 11, с. 1181—1199.

Целыковский А.Ф., Гузаев А.А., Стрельникова Г.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Енисейская. Лист О-46-XVI — Стрелка. СПб, Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2007.

Целыковский А.Ф., Целыковский В.Ф., Гузаев А.А., Стрельникова Г.А., Лисина Н.И., Зонов В.А., Зайцева Н.И., Давлеева З.Х. Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1:200 000. Издание второе. Серия Енисейская. Лист О-46-XV — Лесосибирск. М., МФ ВСЕГЕИ, 2015.

Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Aleinikoff J.N., Davis D.W., Korsch R.J., Foudoulis C. TEMORA 1: A new zircon standard for Phanerozoic U–Pb geochronology. Chem. Geol., 2003, v. 200, p. 155—170, doi: 10.1016/S0009-2541(03)00165-7.

Dall'Agnol R., de Oliveira D.C. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: Implications for classification and petrogenesis of A-type granites // Lithos, 2007, v. 93 (3—4), p. 215—233, doi: 10.1016/j.lithos.2006.03.065.

Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. An introduction to the rock-forming minerals. 2nd ed. London, Longman, 1992, 696 p.

Eby G.N. The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis // Lithos, 1990, v. 26, p. 115—134, doi: 10.1016/0024-4937(90)90043-Z.

Eby G.N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications // Geology, 1992, v. 20, p. 641—644, doi: 10.1130/0091-7613(1992)020%3C0641:CSOTAT%3E2.3.CO;2.

Evensen N.M., Hamilton P.J., O'Nions R.K. Rare-earth abundances in chondritic meteorites // Geochim. Cosmochim. Acta, 1978, v. 42 (8), p. 1199—1212, doi: 10.1016/0016-7037(78)90114-X.

Foster M.D. Interpretation of the composition of trioctaheral micas // USGS Prof. Pap. 354-B. Washington, United States Government Printing Office, 1960, p. 1–49, https://pubs.usgs.gov/pp/0354b/report.pdf.

Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification for granitic rocks // J. Petrol., 2001, v. 42 (11), p. 2033–2048, doi: 10.1093/petrology/42.11.2033.

Hey M.H. A new review of the chlorites // Mineral. Mag., 1954, v. 30 (224), p. 277—292, doi: 10.1180/ minmag.1954.030.224.01.

Ishihara S. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks // Min. Geol., 1977, v. 27, p. 293—305, doi: 10.11456/shigenchishitsu1951.27.293.

Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations // Geochim. Cosmochim. Acta, 1973, v. 37 (3), p. 485—494, doi: 10.1016/0016-7037(73)90213-5.

Krogh T.E. Improved accuracy of U-Pb zircon dating by selection of more concordant fractions using a high gradient magnetic separation technique // Geochim. Cosmochim. Acta, 1982, v. 46 (4), p. 631—635, doi: 10.1016/0016-7037(82)90164-8.

Ludwig K.R. PBDAT—A Computer Program for Processing Pb-U-Th Isotope Data. Version 1.22. Open-File Report 88-542, USGS, 1991, 38 p.

Ludwig K.R. SQUID 1.12 A User's Manual. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. 1st ed. Berkeley Geochronology Center Spec. Publ. Berkeley, Calif., 2005a, 22 p.

Ludwig K.R. User's Manual for ISOPLOT/Ex 3.22. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. 1st ed. Berkeley Geochronology Center Spec. Publ. Berkeley, Calif., 2005b, 71 p.

McDonough W.F., Sun S.-s. The composition of the Earth // Chem. Geol., 1995, v. 120 (3—4), p. 223—253, doi: 10.1016/0009-2541(94)00140-4.

Miller C.F., McDowell S.M., Mapes R.W. Hot and cold granites? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance // Geology, 2003, v. 31 (6), p. 529—532, doi: 10.1130/0091-7613(2003)031<0529:HACGIO>2.0.CO;2.

Pearce J. Sources and settings of granitic rocks // Episodes, 1996, v. 19 (4), p. 120—125, doi: 10.18814/ epiiugs/1996/v19i4/005.

Rudnick R.L., Gao S. The composition of the continental crust // Treatise on Geochemistry, v. 3. The Crust / Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. Oxford, Elsevier—Pergamon, 2003, p. 1—64, doi: 10.1016/B0-08-043751-6/03016-4.

Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett., 1975, v. 26 (2), p. 207–221, doi: 10.1016/0012-821X(75)90088-6.

Steiger R.H., Jäger E. Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett., 1977, v. 36 (3), p. 359—362, doi: 10.1016/0012-821X(77)90060-7.

Vernikovskaya A., Vernikovsky V.A., Matushkin N., Kadilnikov P., Metelkin D.V., Romanova I., Li Z.-X., Bogdanov E. Early Ediacaran magmatism in the Yenisei Ridge and evolution of the southwestern margin of the Siberian craton // Minerals, 2020, v. 10 (6), p. 565, doi: 10.3390/min10060565.

Vernikovsky V.A., Vernikovskaya A.E., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., Kovach V.P. Neoproterozoic accretionary and collisional events on the western margin of the Siberian craton: new geological and geochronological evidence from the Yenisey Ridge // Tectonophysics, 2003, v. 375 (1–4), p. 147–168, doi: 10.1016/S0040-1951(03)00337-8.

Watson E.B., Harrison T.M. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types // Earth Planet. Sci. Lett., 1983, v. 64, p. 295—304, doi: 10.1016/0012-821X(83)90211-X.

Whitney D.L., Evans B.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals // Am. Mineral., 2010, v. 95 (1), p. 185–187, doi: 10.2138/am.2010.3371.

Wingate M.T.D., Kirkland C.L. Introduction to geochronology data released in 2009. Perth, Geological Survey of Western Australia, 2009, 5p.