

**THERMAL HISTORY OF THE GULI PLUTON (NORTH OF THE SIBERIAN PLATFORM)
ACCORDING TO APATITE FISSION-TRACK DATING AND COMPUTER MODELING****M.S. Myshenkova¹, V.A. Zaitsev², S. Thomson³, A.V. Latyshev^{1,4}, V.S. Zakharov¹,
T.E. Bagdasaryan¹, R.V. Veselovsky^{1,4}**¹ M.V. Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia² V.I. Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry of RAS, Moscow, Russia³ University of Arizona, Tucson, USA⁴ O.Yu. Schmidt Institute of Physics of the Earth of RAS, Moscow, Russia

ABSTRACT. We present the first results of fission-track dating of apatite monofractions from two rock samples taken from the Southern carbonatite massif of the world's largest alkaline ultrabasic Guli pluton (~250 Ma), located within the Maymecha-Kotuy region of the Siberian Traps. Based on the apatite fission-track data and computer modeling, we propose two alternative model of the Guli pluton's tectonothermal history. The models suggest (1) rapid post-magmatic cooling of the studied rocks in hypabyssal conditions at depth about 1.5 km, or (2) their burial under a 2-3 km thick volcano-sedimentary cover and reheating above 110°C, followed by uplift and exhumation ca. 218 Ma.

KEYWORDS: Siberian platform; Guli pluton; thermal evolution; fission-track dating; apatite

FUNDING: The studies were supported by RFBR (projects No. 18-35-20058-mol_a_ved, 18-05-70094 and 18-05-00590-a), Budgeted Subject 0137-2019-0014, and the Moscow State University Development Programme.

RESEARCH ARTICLE

Received: May 18, 2019

Revised: November 11, 2019

Accepted: December 4, 2019

FOR CITATION: Myshenkova M.S., Zaitsev V.A., Thomson S., Latyshev A.V., Zakharov V.S., Bagdasaryan T.E., Veselovsky R.V., 2020. Thermal history of the Guli pluton (north of the Siberian platform) according to apatite fission-track dating and computer modeling. *Geodynamics & Tectonophysics* 11 (1), 75–87. doi:10.5800/GT-2020-11-1-0464

ТЕРМАЛЬНАЯ ИСТОРИЯ ГУЛИНСКОГО ПЛУТОНА (СЕВЕР СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ) ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ТРЕКОВОГО ДАТИРОВАНИЯ АПАТИТА И КОМПЬЮТЕРНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

М.С. Мышенкова¹, В.А. Зайцев², С. Томсон³, А.В. Латышев^{1,4}, В.С. Захаров¹,
Т.Э. Багдасарян¹, Р.В. Веселовский^{1,4}

¹ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

² Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия

³ Аризонский университет, Тусон, США

⁴ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

АННОТАЦИЯ. Представлены первые результаты трекового датирования монофракций апатита из двух проб пород Южного карбонатитового массива крупнейшего в мире щелочно-ультраосновного Гулинского плутона, расположенного в пределах Маймеча-Котуйского района Сибирской трапповой провинции, возраст которого оценивается около 250 млн лет. На основе трекового датирования апатита, литературных данных, а также результатов компьютерного моделирования предложены две альтернативные модели тепловой истории Гулинского плутона, предполагающие (1) быстрое постмагматическое остывание пород современного эрозионного среза массива в гигабиссальных условиях на глубинах не более 1.5 км, (2) тектоническое опускание и захоронение под осадочно-вулканогенным чехлом мощностью 2–3 км, следствием чего стал вторичный (?) прогрев плутона до температур выше 110 °С, с последующим выведением в приповерхностные условия и общим остыванием верхней коры около 218 млн лет назад.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: Сибирская платформа; Гулинский плутон; термальная эволюция; трековое датирование; апатит

ФИНАНСИРОВАНИЕ: Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проекты № 18-35-20058-мол_а_вед, 18-05-70094 и 18-05-00590-а), бюджетной темы 0137-2019-0014 и Программы развития МГУ.

1. ВВЕДЕНИЕ

Модели термальной (тепловой) эволюции древних платформ являются квинтэссенцией изотопно-геохронологических исследований в их пределах и основываются на реконструкции условий формирования и тектонотермальной истории отдельно взятых геологических объектов. Термальная эволюция Сибирской платформы до сих пор остается практически неизученной, а термохронологические исследования в ее пределах единичны [Rosen et al., 2009; Khudoley et al., 2018]. Формирование на рубеже палеозоя и мезозоя сибирских траппов – крупнейшей из сохранившихся на Земле континентальных магматических провинций – в настоящее время рассматривается как одно из ключевых проявлений эндогенных процессов на нашей планете. Излияние мощных толщ пермско-триасовых платобазальтов и формирование многочисленных одновозрастных им интрузивных комплексов, согласно наиболее распространенному мнению [Ernst et al., 2018; Ryabchikov et al., 2009; Kogarko, Zartman, 2011], происходили в ходе плюм-литосферного взаимодействия, тепловое воздействие которого на литосферу и кору (в частности, чехол) древней платформы до настоящего времени недостаточно изучено. Необходимо отметить, что существуют и альтернативные гипотезы, предполагающие формирование сибирских траппов без привлечения мантийного плюма [Ivanov et al., 2018]. В связи с этим очевидно, что создание модели тектонотермальной эволюции Сибирской платформы имеет

большое значение для разработки и тестирования существующих моделей формирования и последующей эволюции крупных магматических провинций, равно как и для понимания закономерностей размещения и соответствующего прогнозирования месторождений полезных ископаемых, которое в значительной степени определяется именно тектонотермальной эволюцией верхних горизонтов коры.

Время проявления основной фазы магматической активности в пределах Сибирской трапповой провинции, согласно недавним прецизионным U-Pb датировкам, составляет ~252.0–251.3 млн лет [Kamo et al., 1996, 2003; Burgess, Bowring, 2015]. В то же время вопрос об общей продолжительности формирования провинции остается дискуссионным. В частности, существенное количество Ar/Ag определений изотопного возраста представлено значениями около 240 млн лет, что рассматривалось в качестве свидетельства двух этапов магматической активности [Ivanov et al., 2005, 2009, 2013]. При этом единичные определения трекового возраста апатита, отвечающие времени остывания пород кровли кристаллического фундамента платформы до температуры ниже 110 °С, составляют 222–185 млн лет [Rosen et al., 2009]. Совершенно очевидно, особенно на фоне хорошо изученных с точки зрения термохронологии территорий Западной Европы, а также других континентов [Malusà, Fitzgerald, 2019; Hendriks et al., 2007; Hall et al., 2018], что исходных данных (особенно это касается данных по низко- и среднетемпературной

термохронологии) для построения сколько-нибудь надежной модели тектонотермальной эволюции Сибирской платформы на сегодняшний день крайне недостаточно. В рамках разработки указанной проблемы мы выполнили трековое датирование монофракций апатита из фоскоритов Южного карбонатитового массива Гулинского плутона, а также компьютерное моделирование процесса его постмагматического остывания и сопоставили полученные результаты для разработки максимально непротиворечивой модели тектонотермальной эволюции плутона в течение последних 250 млн лет.

2. ОБЪЕКТ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Гулинский массив расположен в пределах Маймеча-Котуйского района Сибирской пермско-триасовой магматической провинции и является крупнейшим в мире щелочно-ультраосновным комплексом, площадь которого по геофизическим данным составляет около 2 тыс. км². Массив локализован на юго-восточном борту Енисей-Хатангской впадины, где прорывает разнообразие по составу пермско-триасовые вулканиты, а на севере и северо-западе 60 % его площади перекрыты юрско-меловыми и четвертичными отложениями. В обнаженной (южной) части массив сложен главным образом ультраосновными породами нормальной щелочности (дунитами, хромититами и магнетитовыми клинопироксенитами), которые прорваны сформированным в несколько фаз комплексом щелочных пород и карбонатитов. Данный комплекс включает в себя мелилитовые породы (мелилитолиты и кугдиты), щелочные мафиты и ультрамафиты (нефелиновые и пироксенбиотитовые щелочные пикриты, оливковые меланефелиниты, шонкиниты и якупирангиты), ийолиты и ийолит-пегматиты, эгириновые сиениты (включая как нефелиновые, так и кварцевые сиениты) и породы фоскорит-карбонатитовой серии (рис. 1) [Egorov, 1991].

Вопрос о генетических взаимоотношениях между щелочными породами и породами нормальной щелочности дискуссионен: одни исследователи считают их членами единого эволюционного ряда [Egorov, 1991; Kogarko, Zartman, 2011], другие выделяют породы нормальной щелочности в Гулинский клинопироксенит-дунитовый комплекс, синхронный с маймечинским маймечит-пикритовым комплексом и маймечинской свитой, тогда как щелочные породы и карбонатиты отнесены к маймеча-котуйскому комплексу [Lopatin et al., 1998; Vasiliev, Zolotukhin, 1975].

Согласно [Egorov, 1991; State Geological Map..., 1996], сложная полифазная эволюция плутона началась с образования комплекса ультрамафитов и закончилась формированием тел, сложенных породами фоскоритовой и карбонатитовой групп: серии даек и двух крупных штоков – Северного и Южного карбонатитовых массивов. Нормально-щелочные и щелочные ультрамафиты занимают до 90 % площади плутона; все остальные разновидности, включая мелилитолиты, ийолиты, щелочные сиениты и карбонатиты, составляют около 10 % его площади [Kogarko, Zartman, 2011] (рис. 1). Структурно-текстурные особенности пород щелочных

мафитов и ультрамафитов Гулинского плутона, представленных на современном эрозионном срезе, свидетельствуют о формировании массива в гипабиссальных условиях, вероятно, не глубже 1.5 км [Vasiliev, Zolotukhin, 1975; State Geological Map..., 1996]. На малую глубину формирования массива указывают и минералогические характеристики пород: высокая железистость сфалерита в сульфидсодержащих карбонатитах (24–26 % FeS) [Sorokhtina et al., 2019], что соответствует давлению менее 0.5 кбар [Toulmin et al., 1991], и обилие вторичного монтичеллита, не устойчивого при давлении CO₂ больше 0.4 кбар [Grapes, 2006].

Возраст вмещающих плутона трахириодацитов дельканской свиты, определенный U-Pb TIMS методом по циркону, составляет 251.1±0.3 млн лет [Kamo et al., 2003], туфов дельканской свиты – U-Pb CA-TIMS методом по циркону – 251.9–251.5 млн лет [Burgess, Bowring, 2015]. Время образования самых молодых пород разреза пермско-триасовых вулканитов – меймечитов маймечинской свиты – оценивается Ar/Ar методом по биотиту в 245±1.2 млн лет [Dalrymple et al., 1995]. Важно отметить, однако, что, согласно работам [Renne et al., 2010; Ivanov et al., 2013], Ar/Ar датировки систематически моложе U-Pb определений изотопного возраста на 0.9 % из-за неточности принятых констант распада ⁴⁰K. U-Pb изохронный возраст пород Гулинского плутона составляет 250±8.7 млн лет [Kogarko, Zartman, 2011]. Результаты датирования карбонатитов последней фазы внедрения U-Pb методом по бадделейту составляют 250.8±1.2 млн лет [Malich et al., 2015] и 250.2±0.3 млн лет [Kamo et al., 2003], Th-U-Pb методом по тораниту – 250.1±2.9 млн лет [Malich et al., 2015]. Таким образом, имеющиеся U-Pb геохронологические данные свидетельствуют о том, что формирование Гулинского плутона происходило синхронно (в пределах ошибок определения возраста) с излияниями платобазальтов с образованием карбонатитов на заключительной стадии магматизма. Приведенные оценки изотопного возраста пород Гулинского массива отражают время, прошедшее с момента формирования массива и фиксируемое U-Pb геохронометром по бадделейту, температура закрытия изотопной системы в котором составляет более 900 °C [Heaman, LeCheminant, 2001], при этом вопрос о более поздней тепловой истории пород до настоящего времени остается нерешенным.

С целью определения термальной истории пород современного эрозионного среза Гулинского плутона нами был выполнен трековый анализ трех монофракций апатита из двух проб (рис. 1), отобранных из коренных выходов апатит-кальцитовых фоскоритов Южного карбонатитового массива (300 м над уровнем моря), образовавшегося на заключительной стадии формирования плутона. Карбонатитовый массив приурочен к центральной зоне плутона, характеризуется вертикальным залеганием плоскостей контактов, в плане имеет овальную, вытянутую в субширотном направлении форму и занимает площадь около 5 км². Штокообразное тело массива представлено кальцитовыми и доломитовыми карбонатитами [Egorov, 1991; Epstein, 1994; State Geological

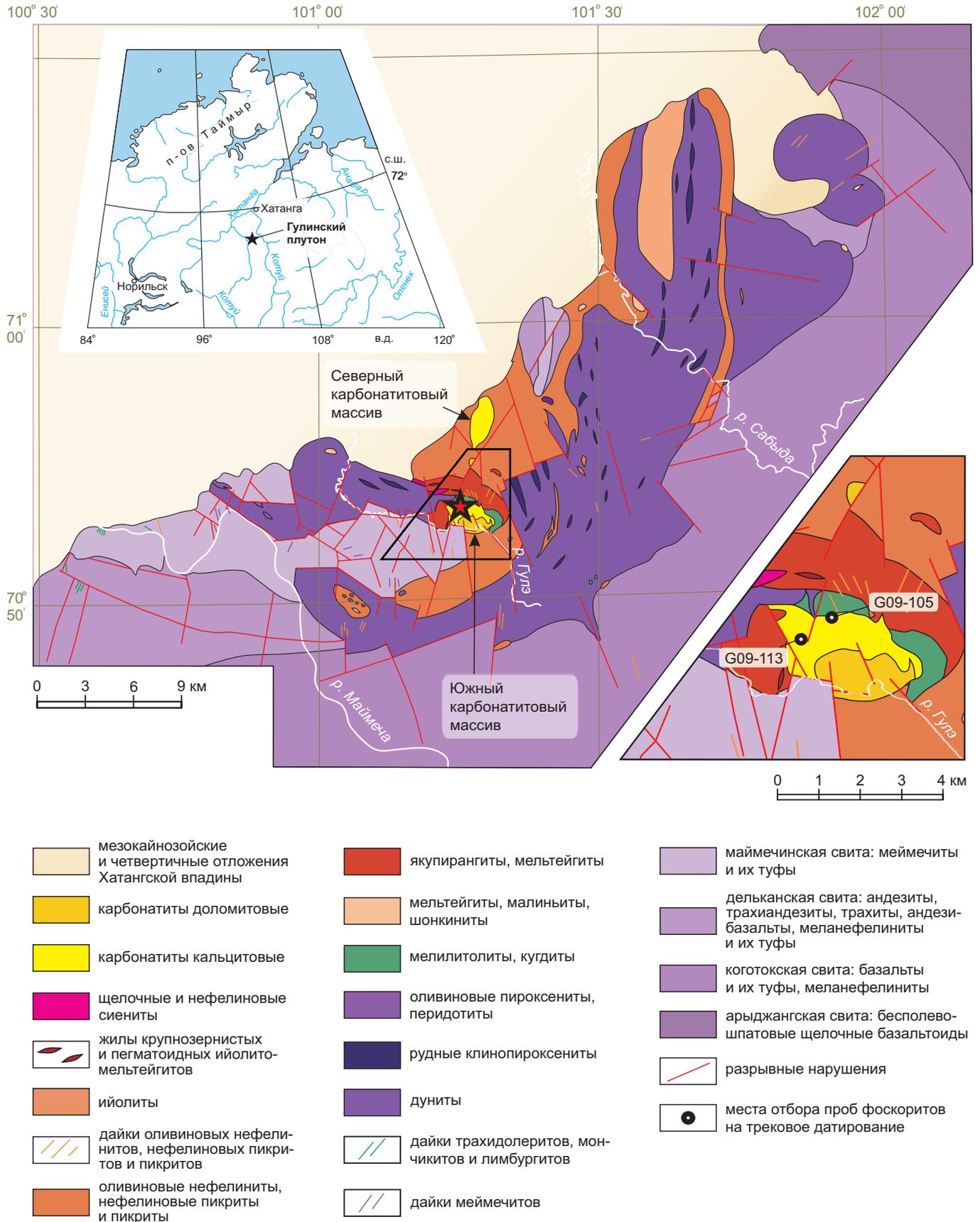


Рис. 1. Схема геологического строения Гулинского массива согласно [Egorov, 1991; State Geological Map..., 1996].

Fig. 1. Schematic geological map of the Guli pluton after [Egorov, 1991; State Geological Map..., 1996].

Мар..., 1996]; в кальцитовых карбонатитах, в виде включений, находятся фоскориты, диаметр наиболее крупных из них достигает 3–5 м [Egorov, 1991]. Одни исследователи породы фоскоритовой и карбонатитовой групп относят к разным фазам внедрения – предпоследней и последней соответственно [Egorov, 1991; State Geological Map..., 1996], другие – к одной [Kogarko, Zartman, 2011].

Мономинеральные фракции апатита были выделены из исследованных образцов в ГЕОХИ РАН. Для этого дробленные до 1–2 см пробы пород были залиты смесью ЭДТА и уксусной кислоты. После растворения кальцита породы теряют целостность и легко распадаются на отдельные зерна; затем пробы были промыты водой и высушены при комнатной температуре. Из пробы G09-113 было выделено две фракции апатита: водяно-прозрачная и желтоватая. В фоскорите G09-105 присутствует только водяно-прозрачный апатит.

Трековое датирование проводилось методом внешнего детектора [Gleadow, 1981], подробно описанного в [Malusà, Fitzgerald, 2019], при помощи отожженных низкоурановых детекторов из мусковита. Зерна апатита размером более 0.2 мм были вмонтированы в эпоксидную смолу и отполированы алмазным абразивом, после чего треки спонтанного деления были выявлены путем травления в 5.5M HNO₃ при температуре 20 °C в течение 20 с. Облучение производилось в Университете Орегона, реактор Triga, Corvallis, США. Плотность потока нейтронов контролировалась при помощи урансодержащих стекол IRMM 540R. После облучения индуцированные во внешнем слюдяном детекторе треки были протравлены 40–48 % HF в течение 18 мин. Треки спонтанного деления и индуцированные треки были подсчитаны с использованием микроскопа Olympus BX61 при увеличении 1250x с автоматической системой

Kinetek Stage. Длина треков и параметр Dpar были изменены при помощи программного обеспечения FTStage; высокоразрешающая приставка и установка для оцифровки были предоставлены Trevor Dumitru из Stanford University и калиброваны с помощью микрометра. Центральные значения возраста [Galbraith, Laslett, 1993; Galbraith, 2005] приводились с ошибками 1σ и вычислялись с использованием рекомендованного IUGS метода zeta-калибровки [Hurford, Green, 1983]. Апатитовый IRMM 540R zeta-калибровочный фактор (ζ), равный 368.1±14.9 млн лет, был получен в ходе многократных калибровочных процедур с международным стандартом возраста апатита из Durango и Fish Canyon согласно рекомендациям, приведенным в работе [Hurford, 1990].

Результаты трекового анализа представлены в табл. 1.

3. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные значения средневзвешенного трекового возраста изученных проб находятся в диапазоне 250–231 млн лет при средней ошибке определения (1σ) ±34 млн лет. Большая погрешность определения трекового возраста объясняется низким содержанием U в анализируемых пробах (<1 ppm). Средние значения длины треков составляют 14.5–15.1 мкм (табл. 1). Моделирование термальной истории с использованием данных о трековом возрасте и распределении длины треков производилось в программе HeFTy v. 1.8.3. [Ketcham, 2005]. Полученная модель термальной эволюции (рис. 2, а) позволяет сделать предварительный вывод о том, что с момента своего внедрения 250 млн лет назад, фиксируемого U-Pb датировками изотопного возраста (см. выше), породы Южного карбонатитового массива к моменту 246 млн лет (значение трекового возраста) остыли до ~110 °C и в геологическом масштабе времени быстро

Таблица 1. Результаты трекового датирования апатита Гулинского плутона

Table 1. Apatite fission-track data for the Guli pluton

Номер образца	Коорд. точки отбора	Число зерен	Плотность треков (×10 ⁶ треков см ⁻²) (число треков)			Сред. знач. Dpar (мкм)	Pχ ²	Возраст (млн лет) (±1σ)	Средняя длина треков (мкм ± 1 s.e.) (кол-во треков)	Стандартное отклонение (мкм)
			ρ _s (N _s)	ρ _i (N _i)	ρ _d (N _d)					
G09-113a	70°53'1.44" с.ш. 101°16'11.16" в.д.	40	0.04386 (74)	0.04742 (80)	1.498 (4792)	2.45	<0.01 % (99.7 %)	250.1±41.8	15.05±0.29 (14)	1.04
G09-113b	70°53'1.44" с.ш. 101°16'11.16" в.д.	40	0.04562 (111)	0.05126 (125)	1.440 (4610)	2.25	<0.01 % (>99.9 %)	231.2±31.8	14.89±0.18 (9)	0.50
G09-105	70°53'13.44" с.ш. 101°16'47.04" в.д.	40	0.06573 (167)	0.7084 (180)	1.469 (4701)	2.32	<0.01 % (>99.9 %)	246.1±28.5	14.47±0.20 (14)	0.71

Примечание. Анализы выполнены методом внешнего детектора с использованием корректирующего фактора 0.5 для 4π/2π геометрии. Возраст вычислен с использованием дозиметрового стекла: IRMM540R с ζ540R=368.1±14.9 (апатит). ρ_s – плотность треков спонтанного деления ²³⁸U. (N_s) – число подсчитанных треков спонтанного деления. ρ_i – плотность треков индуцированного деления ²³⁵U. (N_i) – число подсчитанных треков индуцированного деления. Pχ² – вероятность получить значение критерия хи-квадрат для ν степеней свободы, где ν=(число зерен)–1; s.e.=стандартная ошибка среднего.

Note. The analyses were performed by the external detector method using a correction factor of 0.5 for 4π/2π geometry. A dosimeter glass was used for age calculations: IRMM540R with ζ540R = 368.1±14.9 (apatite). ρ_s – density of ²³⁸U spontaneous fission tracks. (N_s) – number of counted spontaneous fission tracks. ρ_i – density of ²³⁵U induced fission tracks. (N_i) – number of counted induced fission tracks. Pχ² – probability of obtaining a value of the chi-square criterion (χ²) for ν degrees of freedom, where ν=(number of grains)–1; s.e.=standard error of the mean value.

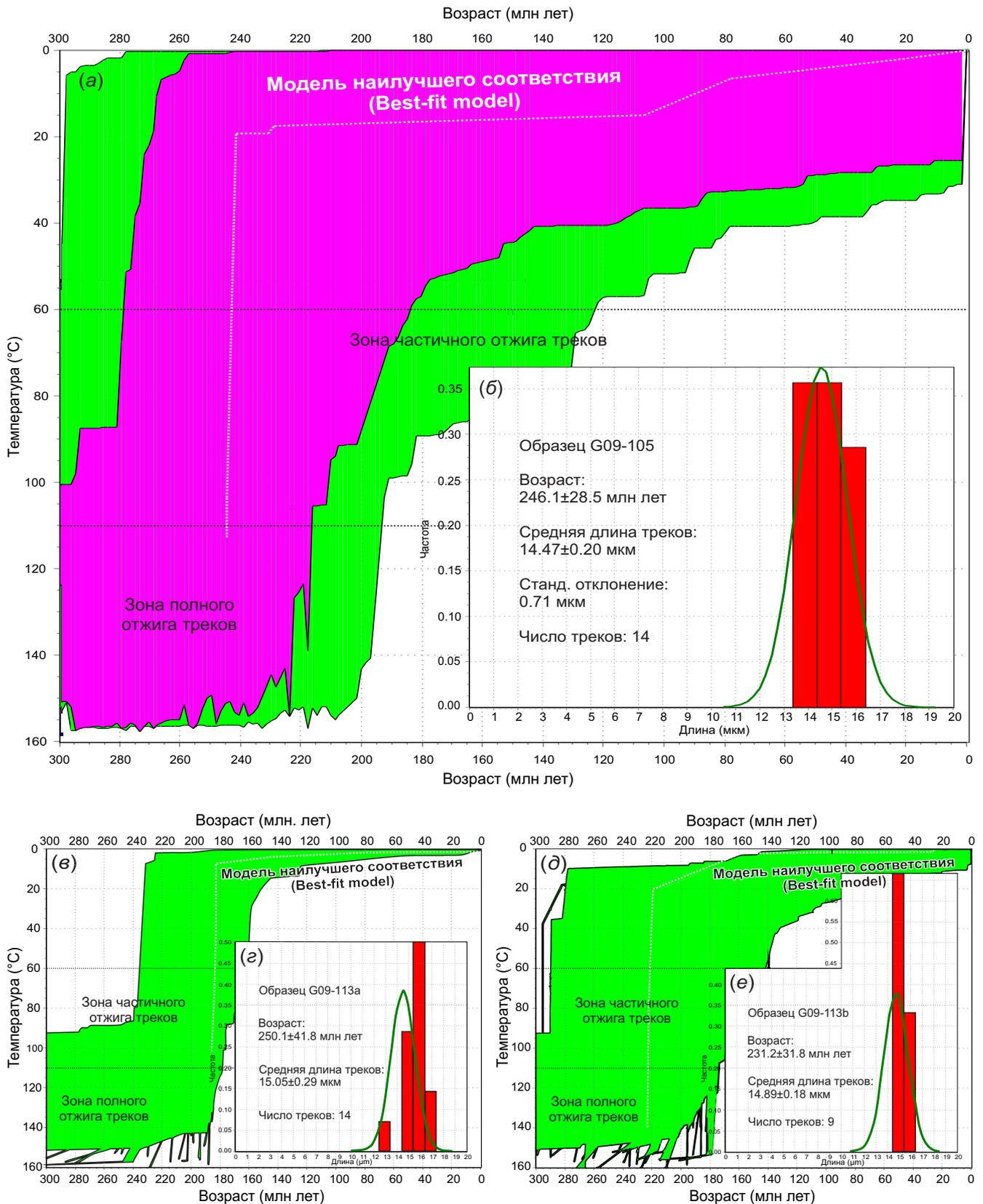


Рис. 2. Результаты моделирования термальной истории апатита по данным трекового анализа образца G09-105 и двух фракций образца G09-113: (а, в, д) – термальная модель: фиолетовый и зеленый цвет отвечает 95 % и 50 %-ному доверительному интервалу относительно наилучшей модели, соответственно; белая пунктирная линия – положение термальной модели, наилучшим образом соответствующей распределению длины треков (б, г, е).

Fig. 2. Thermal history modeling according to the apatite fission-track analysis of sample G09-105 and two fractions of sample G09-113: (а, в, д) – thermal model: purple and green – 95% and 50% confidence interval relative to the best model, respectively; white dashed line – position of the thermal model that the best fit to the track lengths distribution (б, г, е).

(первые миллионы лет) остыли ниже 60 °С, т.е. покинули интервал температур, при котором происходит частичный отжиг трещин в апатите, о чем свидетельствует весьма узкое унимодальное распределение длины трещин (рис. 2, б). Моделирование тепловой истории двух фракций апатита из образца G09-113 статистически менее представительно, но полученные по ним тепловые модели (рис. 2, в, г, д, е), в целом, находятся в согласии с представленной моделью для образца G09-105. Эта модель термальной эволюции массива рассматривается нами на данный момент как наиболее вероятная.

Однако необходимо отметить, что достаточно большая ошибка в определении трещинного возраста дает принципиальную возможность обсуждения альтернативной тепловой модели, если за отправную точку принять минимально допустимую величину трещинного возраста образца G09-105, составляющую около 218 млн лет. В этом случае для объяснения столь молодого трещинного возраста необходимо предположить либо (1) длительное (около 30 млн лет) постмагматическое остывание Гулинского плутона, либо (2) эпизод эндогенной активности, проявившейся в пределах как минимум Маймеча-Котуйского района и вызвавшей вторичный прогрев пород плутона до температуры выше 110 °С, либо (3) погружение Гулинского плутона на глубины 2–3 км, на которых при повышенном в результате траппового магматизма геотермическом градиенте порядка 50 °С/км температуры в 110 °С вполне достижимы. Ниже эти три гипотезы рассмотрены более детально.

3.1. Модель постмагматического остывания Гулинского плутона

Для оценки продолжительности постмагматического остывания Гулинского массива мы провели численное моделирование этого процесса. Согласно нашей модели, Гулинский плутон был представлен как цилиндрическое тело с диаметром 45 км, что в первом приближении отвечает форме массива в плане и в разрезе,

известной по геофизическим данным [Egorov, 1991]. Вмещающие породы осадочно-вулканогенного чехла были представлены (сверху вниз) базальтами (2.9 км), крупно- и мелкообломочными терригенными (0.14 км) и карбонатными (0.96 км) породами; ниже по разрезу следуют породы кристаллического фундамента [State Geological Map..., 1996]. Согласно имеющимся геохронологическим данным (см. раздел 2) и геологическим наблюдениям, Гулинский плутон формировался в течение относительно короткого временного интервала, что позволяет при численном моделировании процесса остывания рассматривать его как единое интрузивное тело. В качестве перекрывающих пород в модели были заданы базальты, мощность которых составляла 1.5 км. Значения параметров, использованных при компьютерном моделировании, приведены в табл. 2.

Температура внедрившегося расплава, сформировавшего слагающие большую часть плутона дуниты, была задана равной 1450 °С [Simonov et al., 2016]. Поскольку значение геотермического градиента в момент внедрения плутона неизвестно, нами рассматривались следующие его значения – 20, 50 и 80 °С/км. Выбор величин геотермического градиента обусловлен тем, что в современных областях интенсивного внутриплитного магматизма, например в Восточно-Африканской рифтовой системе, геотермический градиент может достигать 90 °С/км [Jones, 2017].

Трехмерное компьютерное моделирование процесса постмагматического остывания Гулинского массива проводилось согласно методике, описанной в работе [Pechersky et al., 2004] с учетом кристаллизации расплава. Результаты моделирования для точек, соответствующих различным значениям глубин залегания пород от апикальной части плутона (1.0, 1.5, 2.0 км) и расположенных на различном расстоянии от контакта с вмещающими породами (0, 12 и 25 км), представлены на рис. 3. Независимо от глубины точки, для которой производилась оценка температуры по отношению к апикальной части массива,

Таблица 2. Теплофизические параметры, использованные при компьютерном моделировании
Table 2. Thermophysical parameters used in computer modeling

Параметр	Интрузия	Вмещающие породы			
		Базальт	Песчаник	Карбонат	Гранит
Удельная теплоемкость, Дж/(кг·К)	900 [1]	1110 [2]	900 [2]	1090 [2]	800 [1, 2]
Коэффициент теплопроводности, Вт/(м·К)	4 [4]	2.5 [4]	2 [2]	3.3 [2]	2.4 [2]
Плотность, кг/м ³	3300 [2]	3000 [2]	2500 [2]	2800 [2]	2700 [2]
Удельная теплота плавления, Дж/кг	730000 [3]	550000 [4]	550000 [4]	550000 [4]	310000 [4]
Солидус, °С	1400 [2, 4]	1000 [2, 4]	1500 [2, 4]	1500 [2, 4]	850 [5]

Примечание. Данные взяты из следующих источников: 1 – [Petrunin, Popov, 2011]; 2 – [Dortman, 1984]; 3 – [Settle, 1979]; 4 – [Ahrens, 1995]; 5 – [Leitch, Weinberg, 2002].

Note. The data are taken from the following sources: 1 – [Petrunin, Popov, 2011]; 2 – [Dortman, 1984]; 3 – [Settle, 1979]; 4 – [Ahrens, 1995]; 5 – [Leitch, Weinberg, 2002].

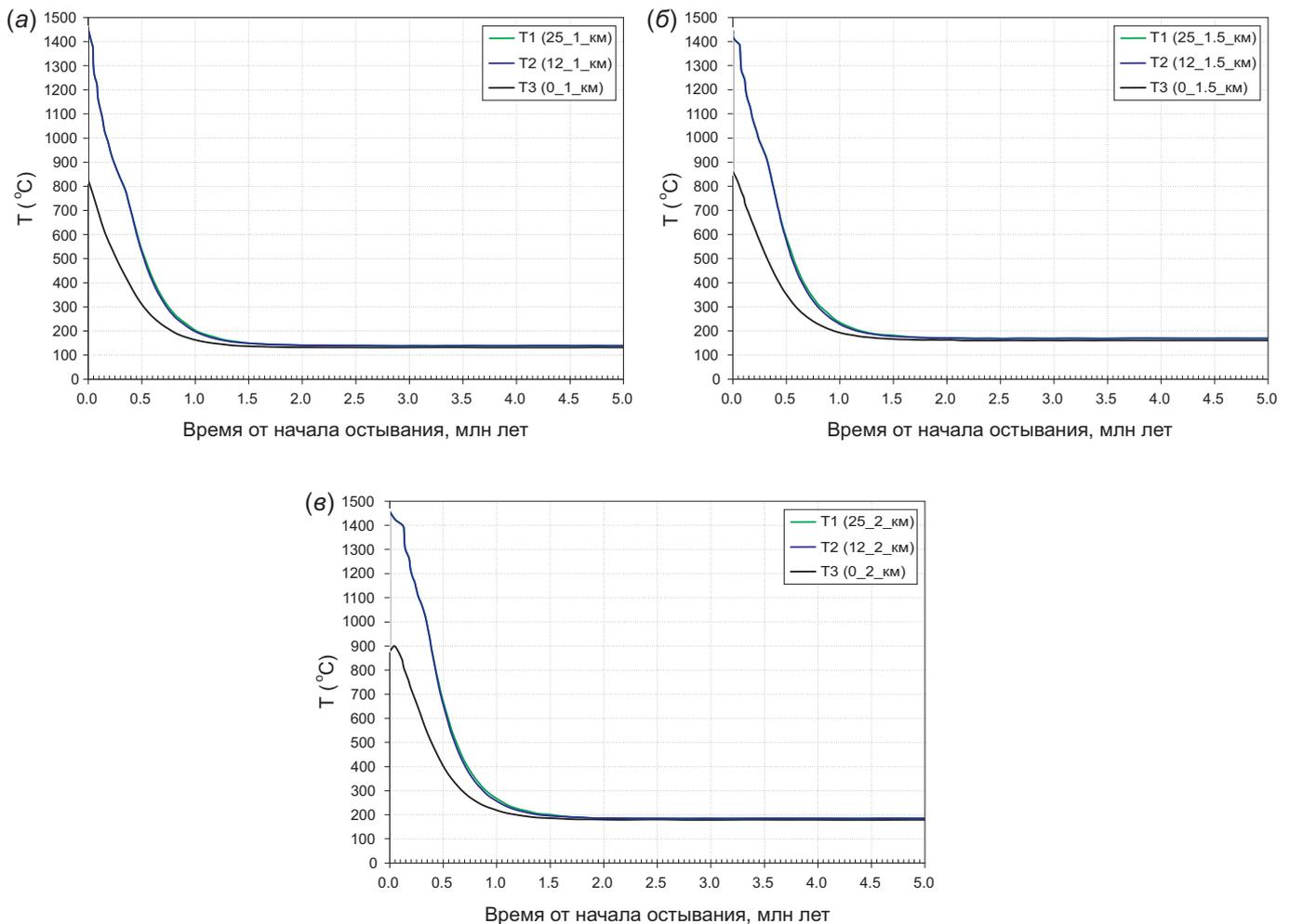


Рис. 3. Результаты компьютерного моделирования процесса остывания Гулинского плутона для трех точек: Т1 – на удалении 25 км по горизонтали от контакта с вмещающими породами (зеленая кривая), Т2 – на расстоянии 12 км от контакта с вмещающими породами (синяя кривая), Т3 – непосредственно у контакта с вмещающими породами (черная кривая): (а) – для глубины 1 км; (б) – для глубины 1.5 км; (в) – для глубины 2 км от кровли массива.

Fig. 3. Computer modeling of the Guli pluton cooling process for three points: T1 – at a distance of 25 km horizontally from the contact with the host rocks (green curve), T2 – at a distance of 12 km from the contact with the host rocks (blue curve), T3 – directly at the contact with the host rocks (black curve) for different depths from the roof of the massif: (a) – 1 km; (b) – 1.5 km; (e) – 2 km.

при величине температурного градиента $50\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{км}$ изотерма $350\text{ }^{\circ}\text{C}$, отвечающая минимальной температуре закрытия Ar/Ar системы в биотите [Reiners et al., 2005], была пройдена породами не позднее 0.8 млн лет после внедрения. Продолжительность остывания пород центральной части плутона до температуры вмещающих пород (равновесной температуры), определяемой величиной геотермического градиента и глубиной точки моделирования, составляет около 2 млн лет, что согласуется с выводом о быстром остывании массива ниже интервала температур $110\text{--}60\text{ }^{\circ}\text{C}$, сделанным по результатам моделирования тепловой истории массива с использованием наблюдаемого распределения длины треков в апатите.

3.2. Вторичный прогрев пород Гулинского плутона

Вторая и третья предложенные нами модели термальной эволюции Гулинского плутона подразумевают

вторичный прогрев пород современного эрозионного среза Южного карбонатитового массива до температур выше $110\text{ }^{\circ}\text{C}$ около 218 млн лет назад за счет эндогенного события и/или погружения массива ниже соответствующей изотермы. Численная модель прогрева верхних горизонтов коры древних кратонных блоков под действием нижнекоревой интрузии (андерплейтинга) рассматривается на примере Северо-Восточной Фенноскандии в работе [Veselovskiy et al., 2019], где показано, что для существенного (более $150\text{ }^{\circ}\text{C}$) прогрева приповерхностных горизонтов верхней коры необходимо наличие мощного (3 км и более) осадочного чехла, который играет роль теплоизолятора. При этом продолжительность остывания верхних горизонтов коры от $\sim 150\text{ }^{\circ}\text{C}$ до равновесной температуры, определяемой величиной геотермического градиента, составляет около 20 млн лет, т.е. представляет собой продолжительный в геологическом масштабе времени процесс.

Несмотря на то, что низко- (150–300 °С, полевые шпаты) и среднетемпературные (300–600 °С, слюды и амфиболы) Ar/Ar термохронологические определения по магматическим объектам Маймеча-Котуйского района весьма немногочисленны, среди них нет оценок возраста моложе 240 млн лет, что не дает веских оснований предполагать возможность проявления существенно более позднего, по сравнению с трапповым магматизмом, эндогенного события. Потенциальным свидетельством проявления посттрапповой магматической активности может являться U-Pb датировка цирконов из Болгохтохской гранитной интрузии в Норильском районе, составляющая ~229 млн лет [Kamo et al., 2003], совпадающая с датировками низкоградного метаморфизма пород Норильского района, включая стадии прогрессивного (232–198 млн лет) и регрессивного (164–122 млн лет) метаморфизма цеолитовой фации и заключенный между ними этап пренит-пумпелиитовой фации [Spiridonov et al., 2000]. С этим возрастом совпадают также определения вторичных изменений Контайской интрузии, расположенной в 40 км к западу от Гулинского массива, – 139 млн лет [Zaitsev et al., 2018]. Однако возрастны определения всех этих событий нуждаются в подтверждении, а масштабы их проявления и геодинамическая позиция определены недостаточно четко. Необходимо также отметить, что более молодые датировки – триасовые и даже юрские –

известны по лампроитам, лампрофирам и кимберлитам севера Сибирской платформы [Kargin et al., 2017; Sobolev et al., 2018; Ivanov et al., 2018], что не позволяет полностью исключить из рассмотрения гипотезу о существенном влиянии посттраппового эндогенного события (событий?) на термальную историю пород Гулинского плутона и северной части Сибирской платформы в целом.

Возможность длительного (десять миллионов лет) остывания верхних горизонтов коры северо-востока Сибирской платформы, вызванного их прогревом подкоровой интрузией, рассматривалась в работе [Rosen et al., 2009] по результатам трекового датирования апатита из пород кровли фундамента, перекрытого относительно мощным (2–3 км) вулканогенно-осадочным чехлом. Полученные нами результаты трекового анализа подтверждают эту модель при допущении постагматического опускания Гулинского массива, произошедшего после его внедрения и кристаллизации в приповерхностных условиях, с последующим захоронением под мощным (не менее 2–3 км) слоем вулканогенно-осадочного чехла при наличии повышенного (>50 °С/км) геотермического градиента, связанного со становлением Сибирской трапповой провинции. Затем, на протяжении раннего и среднего триаса, плутон испытывал общее воздымание, вследствие чего породы его современного эрозионного среза поднялись выше

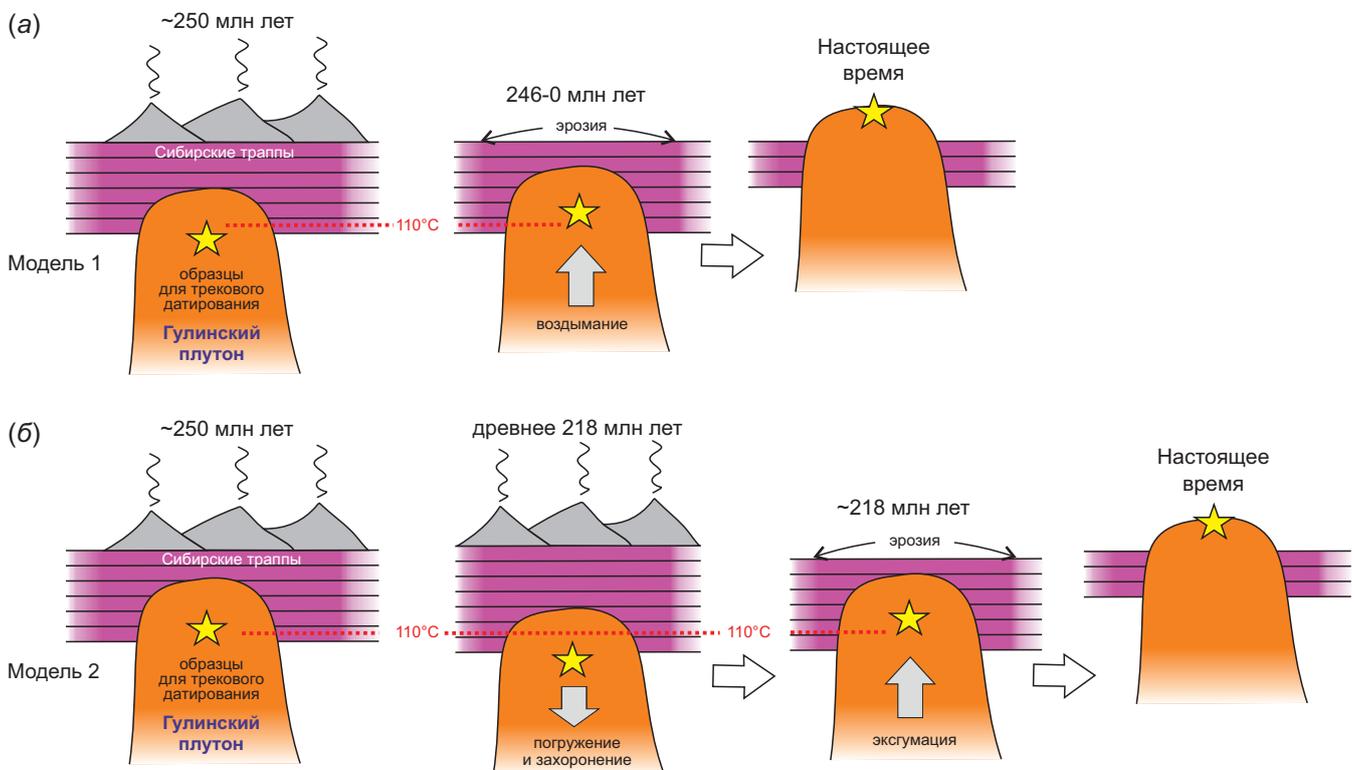


Рис. 4. Наиболее вероятные модели тектонотермальной эволюции Гулинского плутона за последние 250 млн лет: (а) – быстрое постагматическое остывание массива и минимальное время нахождения в интервале температур 110–60 °С; (б) – опускание и захоронение массива под вулканогенно-осадочным чехлом с последующей эксгумацией в позднем триасе.

Fig. 4. The most probable models of the tectono-thermal evolution of the Guli pluton for the last 250 Myr: (a) – rapid post-magmatic cooling of the massif and a minimum residence time in the temperature range of 110–60 °С; (b) – sinking and burial under volcanogenic-sedimentary cover with subsequent exhumation in the Late Triassic.

изотермы 110 °C около 218 млн лет тому назад. Скорость воздымания плутона за последующие 218 млн лет может быть оценена в первом приближении исходя из среднего значения геотермального градиента для древних платформ (20 °C/км) и принятия максимальной глубины нахождения исследованных пород в 3 км и составляет около 14 м/млн лет, что соотносится со средними скоростями денудации в пределах древних платформ [Flowers et al., 2006]. Поскольку сколько-нибудь надежные оценки объемов денудации в мезозой-кайнозойское время для рассматриваемого района Сибирской платформы нам неизвестны, обсуждаемый сценарий может быть рассмотрен. Однако очевидно, что для дальнейшей разработки модели тектонотермальной эволюции Гулинского массива в частности и севера Сибирской платформы в целом необходимо получение большого объема новых данных по низко- и среднетемпературным геотермохронометрам, таким как трековое датирование апатита и циркона, а также Ar/Ar определения изотопного возраста.

4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные результаты трекового датирования апатита из пород Южного карбонатитового массива Гулинского плутона, совместно с результатами предыдущих исследований и компьютерного моделирования, позволяют предполагать две альтернативные модели тектонотермальной эволюции массива за последние 250 млн лет (рис. 4). Обе модели подразумевают одинаковые начальные условия, определяемые петрологическими и изотопно-геохронологическими данными: породы современного эрозионного среза плутона сформировались около 250 млн лет назад в гигабарических условиях на глубинах не более 1.5 км. Согласно первой из предложенных моделей, основанной на средневзвешенном значении трекового возраста апатита из наиболее представительной пробы (246 млн лет)

и результатах численного моделирования процесса остывания интрузии, изученные породы остыли ниже 110 °C примерно через 2–4 млн лет после внедрения и находились минимальное время (не более первых миллионов лет) в интервале температур 110–60 °C (рис. 4, а). Во второй модели за основу рассуждений принят минимально допустимый в рамках ошибки определения трековый возраст ~218 млн лет. В этом случае после своего формирования Гулинский плутон испытал опускание и захоронение под вулканогенно-осадочным чехлом мощностью не менее 2–3 км, что в условиях повышенного теплового потока вызвало переустановку трековой системы в апатите.

Последующая денудация, затухание эндогенной активности и остывание верхних горизонтов коры способствовали выводу пород современного эрозионного среза плутона в приповерхностные условия около 218 млн лет назад и их быстрому охлаждению до температур ниже 60 °C (рис. 4, б). Эта модель находится в генеральном согласии с численными моделями остывания коры вследствие прогресса крупной подкоревой интрузией [Rosen et al., 2009; Veselovskiy et al., 2019] и результатами трекового датирования апатита из кровли фундамента северо-востока Сибирской платформы [Rosen et al., 2009].

5. БЛАГОДАРНОСТИ

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проекты № 18-35-20058-мол_а_вед, 18-05-70094 и 18-05-00590-а), бюджетной темы 0137-2019-0014 и Программы развития МГУ. Работа выполнена с использованием оборудования Центра коллективного пользования сверхвысокопроизводительными вычислительными ресурсами МГУ им. М.В. Ломоносова [Voevodin et al., 2012]. Авторы выражают благодарность двум рецензентам рукописи статьи за замечания и комментарии, которые, несомненно, сделали ее более понятной для читателей.

6. ЛИТЕРАТУРА/REFERENCES

Ahrens T.J. (Ed.), 1995. Rock Physics and Phase Relations: a Handbook of Physical Constants. American Geophysical Union, 236 p.

Burgess S.D., Bowring S.A., 2015. High-precision geochronology confirms voluminous magmatism before, during, and after Earth's most severe extinction. *Science Advances* 1 (7), e1500470. <https://doi.org/10.1126/sciadv.1500470>.

Dalrymple B.G., Czamanske G.K., Fedorenko V.A., Simonov O.N., Lanphere M.A., Likhachev A.P., 1995. A reconnaissance ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronological study of ore-bearing and related rocks, Siberian Russia. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59 (10), 2071–2083. [https://doi.org/10.1016/016-7037\(95\)00127-1](https://doi.org/10.1016/016-7037(95)00127-1).

Dortman N.B. (Ed.), 1984. Physical Properties of Rocks and Minerals (Petrophysics). Geophysics Guidebook. Nedra, Moscow, 455 p. (in Russian) [Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика). Справочник геофизика / Ред. Н.Б. Дортман. М.: Недра, 1984. 455 с.].

Egorov L.S., 1991. Ijolite-carbonatite Plutonism (Case of the Maymecha-Kotuy Complex, Polar Siberia). Nedra, Leningrad, 260 p. (in Russian) [Егоров Л.С. Ийолит-карбонатитовый плутонизм (на примере Маймеча-Котуйского комплекса Полярной Сибири). Л.: Недра, 1991. 260 с.].

Epstein E.M., 1994. Geological-Petrological Model and Genetic Features of Ore-Bearing Carbonatite Complexes. Nedra, Moscow, 256 p. (in Russian) [Эпштейн Е.М. Геолого-петрологическая модель и генетические особенности рудоносных карбонатитовых комплексов. М.: Недра, 1994. 256 с.].

Ernst R.E., Davies D.R., Jowitt S.M., Campbell I.H., 2018. When do mantle plumes destroy diamonds? *Earth and Planetary Science Letters* 502, 244–252. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.08.058>.

Flowers R.M., Mahan K.H., Bowring S.A., Williams M.L., Pringle M.S., Hodges K.V., 2006. Multistage exhumation and juxtaposition of lower continental crust in the western Canadian Shield: Linking high-resolution U-Pb and ⁴⁰Ar/³⁹Ar thermochronometry with pressure-temperature-deformation

paths. *Tectonics* 25 (4), TC4003. <https://doi.org/10.1029/2005TC001912>.

Galbraith R.F., 2005. *Statistics for Fission Track Analysis*. Chapman & Hall/CRC, Boca Raton, 219 p.

Galbraith R.F., Laslett G.M., 1993. Statistical models for mixed fission track ages. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements* 21 (4), 459–470. [https://doi.org/10.1016/1359-0189\(93\)90185-C](https://doi.org/10.1016/1359-0189(93)90185-C).

Gleadow A.J.W., 1981. Fission-track dating methods: what are the real alternatives? *Nuclear Tracks* 5 (1–2), 3–14. [https://doi.org/10.1016/0191-278X\(81\)90021-4](https://doi.org/10.1016/0191-278X(81)90021-4).

Grapes R., 2006. *Pyrometamorphism*. Springer, Berlin, Heidelberg, New York, 280 p.

Hall J.W., Glorie S., Reid A.J., Boone S.C., Collins A.S., Gleadow A., 2018. An apatite U–Pb thermal history map for the northern Gawler Craton, South Australia. *Geoscience Frontiers* 9 (5), 1293–1308. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2017.12.010>.

Heaman L.M., LeCheminant A.N., 2001. Anomalous U–Pb systematics in mantle-derived baddeleyite xenocrysts from Île Bizard: Evidence for high temperature radon diffusion? *Chemical Geology* 172 (1–2), 77–93. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(00\)00237-0](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(00)00237-0).

Hendriks B., Andriessen P., Huigen Y., Leighton C., Redfield T., Murrell G., Gallagher K., Nielsen S.B., 2007. A fission track data compilation for Fennoscandia. *Norwegian Journal of Geology* 87 (1–2), 143–155.

Hurfurd A.J., 1990. Standardization of fission track dating calibration: Recommended by the Fission Track Working Group of the I.U.G.S. Subcommittee on Geochronology. *Chemical Geology: Isotope Geoscience section* 80 (2), 171–178. [https://doi.org/10.1016/0168-9622\(90\)90025-8](https://doi.org/10.1016/0168-9622(90)90025-8).

Hurfurd A.J., Green P.F., 1983. The Zeta-Age Calibration of Fission-Track Dating. *Chemical Geology* 41, 285–317. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(83\)80026-6](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(83)80026-6).

Ivanov A.V., He H., Yan L., Ryabov V.V., Shevko A.Y., Paleskii S.V., Nikolaeva I.V., 2013. Siberian Traps large igneous province: evidence for two flood basalt pulses around the Permo-Triassic boundary and in the Middle Triassic, and contemporaneous granitic magmatism. *Earth-Science Reviews* 122, 58–76. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.04.001>.

Ivanov A.V., He H., Yang L., Nikolaeva I.V., Paleskii S.V., 2009. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of intrusive magmatism in the Angara-Taseevskaya syncline and its implication for duration of magmatism of the Siberian Traps. *Journal of Asian Earth Sciences* 35 (1), 1–12. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2008.11.006>.

Ivanov A.V., Mukasa S.B., Kamenetsky V.S., Ackerson M., Demonerova E.I., Pokrovsky B.G., Vladykin N.V., Kolesnichenko M.V., Litasov K.D., Zedgenizov D.A., 2018. Volatile concentrations in olivine-hosted melt inclusions from melmechite and melanephelinite lavas of the Siberian Traps Large Igneous Province: Evidence for flux-related high-Ti, high-Mg magmatism. *Chemical Geology* 483, 442–462. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2018.03.011>.

Ivanov A.V., Rasskazov S.V., Feoktistov G.D., He H., Boven A., 2005. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of Usol'skii sill in the south-eastern Siberian Traps Large Igneous Province: evidence for long-

lived magmatism. *Terra Nova* 17 (3), 203–208. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2004.00588.x>.

Jones M.Q.W., 2017. Anomalous geothermal gradients and heat flow in the Limpopo Province, South Africa: Implications for geothermal energy exploration. *South African Journal of Geology* 120 (2), 231–240. <https://doi.org/10.25131/gssajg.120.2.231>.

Kamo S.L., Czamanske G.K., Amelin Y., Fedorenko V.A., Davis D.W., Trofimov V.R., 2003. Rapid eruption of Siberian flood-volcanic rocks and evidence for coincidence with the Permian–Triassic boundary and mass extinction at 251 Ma. *Earth and Planetary Science Letters* 214 (1–2), 75–91. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00347-9](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00347-9).

Kamo S.L., Czamanske G.K., Krogh T.E., 1996. A minimum U–Pb age for Siberian flood-basalt volcanism. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60 (18), 3505–3511. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(96\)00173-1](https://doi.org/10.1016/0016-7037(96)00173-1).

Kargin A.V., Golubeva Yu.Yu., Demonerova E.I., Koval'chuk E.V., 2017. Petrographic-geochemical types of Triassic alkaline ultramafic rocks in the Northern Anabar Province, Yakutia, Russia. *Petrology* 25 (6), 535–565. <https://doi.org/10.1134/S0869591117060030>.

Ketcham R.A., 2005. Forward and inverse modeling of low-temperature thermochronometry data. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 58 (1), 275–314. <https://doi.org/10.2138/rmg.2005.58.11>.

Khudoley A.K., Verzhbitsky V.E., Zastrozhnov D.A., O'Sullivan P., Ershova V.B., Proskurnin V.F., Tuchkova M.I., Rogov M.A., Kyser K., Malyshev S.V., Schneider G.V., 2018. Late Paleozoic – Mesozoic tectonic evolution of the Eastern Taimyr-Severnaya Zemlya Fold and Thrust Belt and adjoining Yenisey-Khatanga Depression. *Journal of Geodynamics* 119, 221–241. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2018.02.002>.

Kogarko L.N., Zartman R.E., 2011. New data on the age of the Guli intrusion and implications for the relationships between alkaline magmatism in the Maymecha-Kotuy province and the Siberian superplume: U–Th–Pb isotopic systematics. *Geochemistry International* 49 (5), 439–448. <https://doi.org/10.1134/S0016702911050065>.

Leitch A.M., Weinberg R.F., 2002. Modelling granite migration by mesoscale pervasive flow. *Earth and Planetary Science Letters* 200 (1–2), 131–146. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)00596-4](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00596-4).

Lopatin G.G., Nechaev P.S., Trofimov V.R. et al., 1998. Group geological survey in scale 1:200,000 in the northern part of the Siberian platform in the Guli area within sheets R-47-XI and XII. Report of the Polar Party, Norilskgeologia for 1990–1996. Talnakh. Krasnoyarsk TFGI, No. 30316 (in Russian) [Лопатин Г.Г., Нечаев П.С., Трофимов В.Р. и др. Групповая геологическая съемка масштаба 1:200000 в северной части Сибирской платформы на Гулинской площади в пределах листов R-47-XI, XII. Отчет Полярной партии ПГП «Норильскгеология» за 1990–1996 гг. Талнах: Красноярский ТФГИ, 1998, № 30316].

Malich K.N., Khiller V.V., Badanina I.Yu., Belousova E.A., 2015. Results of dating of thorianite and baddeleyite from carbonatites of the Guli massif, Russia. *Doklady Earth Sciences* 464 (2), 1029–1032. <https://doi.org/10.1134/S1028334X15100050>.

Malusà M.G., Fitzgerald P.G. (Eds.), 2019. Fission-Track Thermochronology and its Application to Geology. Springer, Cham, 393 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-89421-8>.

Pechersky D.M., Zakharov V.S., Lyubushin A.A., 2004. Continuous record of geomagnetic field variations during cooling of the Monchegorsk, Kivakka and Bushveld Early Proterozoic layered intrusions. Russian Journal of Earth Sciences 6 (6), 391–456. <https://doi.org/10.2205/2004ES000158>.

Petrinin G.I., Popov V.G., 2011. Thermophysical Properties of the Earth's Substance (Part 1). Faculty of Physics, Moscow State University, Moscow, 68 p. (in Russian) [Петрунин Г.И., Попов В.Г. Теплофизические свойства вещества Земли (часть 1). М.: Физический факультет МГУ, 2011. 68 с.].

Reiners P.W., Ehlers T.A., Zeitler P.K., 2005. Past, present, and future of thermochronology. Reviews in Mineralogy and Geochemistry 58 (1), 1–18. <https://doi.org/10.2138/rmg2005.58.1>.

Renne P.R., Mundil R., Balco G., Min K., Ludwig K.R., 2010. Joint determination of ^{40}K decay constants and $^{40}\text{Ar}^*/^{40}\text{K}$ for the Fish Canyon sanidine standard, and improved accuracy for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology. Geochimica et Cosmochimica Acta 74 (18), 5349–5367. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2010.06.017>.

Rosen O.M., Soloviev A.V., Zhuravlev D.Z., 2009. Thermal evolution of the northeastern Siberian platform in the light of apatite fission-track dating of the deep drill core. Izvestiya, Physics of the Solid Earth 45 (10), 914–931. <https://doi.org/10.1134/s1069351309100085>.

Ryabchikov I.D., Kogarko L.N., Solovova I.P., 2009. Physicochemical conditions of magma formation at the base of the Siberian plume: Insight from the investigation of melt inclusions in the meymechites and alkali picrites of the Maimecha–Kotui province. Petrology 17 (3), 287–299. <https://doi.org/10.1134/S0869591109030059>.

Settle M., 1979. Lava rheology: thermal buffering produced by the latent heat of crystallization. In: Lunar and planetary science conference, vol. 10, p. 1107–1109.

Simonov V.A., Vasil'ev Yu.R., Stupakov S.I., Kotlyarov A.V., Karmanov N.S., 2016. Petrogenesis of dunites of the Guli ultrabasic massif (northern Siberian Platform). Russian Geology and Geophysics 57 (12), 1696–1715. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2016.04.009>.

Sobolev N.V., Sobolev A.V., Tomilenko A.A., Kuz'min D.V., Grakhanov S.A., Batanova V.G., Logvinova A.M., Bul'bak T.A., Kostrovitskii S.I., Yakovlev D.A., Fedorova E.N., Anastasenko G.F., Nikolenko E.I., Tolstov A.V., Reutskii V.N., 2018. Prospects of search for diamondiferous kimberlites in the northeastern Siberian Platform. Russian Geology and Geophysics 59 (10), 1365–1379. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2018.09.012>.

Sorokhtina N.V., Kogarko L.N., Zaitsev V., Kononkova N.N., Asavin A.M., 2019. Sulfide Mineralization in the Carbonatites and Phoscorites of the Guli Massif, Polar Siberia, and Their Noble-Metal Potential. Geochemistry International, 57(11), 1125–1146. [Сорохтина Н.В., Когарко Л.Н.,

Зайцев В.А., Кононкова Н.Н., Асавин А.М. Сульфидные ассоциации карбонатитов и фоскоритов Гулинского массива (Полярная Сибирь) и их перспективность на благородные металлы // Геохимия. 2019. 64 (11). 1111–1132 (в печати).]. <https://doi.org/10.1134/S0016702919110107>.

Spiridonov E.M., Ladygin V.M., Simonov O.N., Kulagov E.A., Stepanov V.K., 2000. Metavolcanites of Prenite-Pumpelliite and Zeolite Facies of the Trappe Formation of the Norilsk Region of the Siberian Platform. MSU Publishing House, Moscow, 221 p. (in Russian) [Спиридонов Э.М., Ладыгин В.М., Симонов О.Н., Кулагов Э.А., Степанов В.К. Метавулканисты пренит-пумпеллиитовой и цеолитовой фаций трапповой формации Норильского района Сибирской платформы. М.: Изд-во МГУ, 2000. 212 с.].

State Geological Map of the Russian Federation, 1996. Scale 1:200000. Maimecha-Kotuy Series. Explanatory Note. Sheets R-47-XI, XII-Gul. Saint Petersburg, 281 p. (in Russian) [Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000 (Маймеча-Котуйская серия). Объяснительная записка. Листы R-47-XI, XII-Гулэ. СПб.: 1996, 281 с.].

Toulmin P., Barton P.B., Wiggins L.B., 1991. Commentary on the sphalerite geobarometer. American Mineralogist 76, 1038–1051.

Vasiliev Yu.R., Zolotukhin V.V., 1975. Petrology of Ultrabasites of the Northern Region of the Siberian Platform and Some Problems of Their Genesis. Proceedings of the Institute of Geology and Geophysics. Vol. 166. Nauka, Novosibirsk, 271 p. (in Russian) [Васильев Ю.Р., Золотухин В.В. Петрология ультрабазитов севера Сибирской платформы и некоторые проблемы их генезиса. Труды Института геологии и геофизики. Вып. 166. Новосибирск: Наука, 1975. 271 с.].

Veselovskiy R.V., Thomson S.N., Arzamastsev A.A., Botshyn S.B., Travin A.V., Yudin D.S., Samsonov A.V., Stepanova A.V., 2019. Thermochronology and exhumation history of the northeastern Fennoscandian Shield since 1.9 Ga: evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and apatite fission track data from the Kola Peninsula. Tectonics 38 (7), 2317–2337. <https://doi.org/10.1029/2018TC005250>.

Voevodin V.V., Zhumatiy S.A., Sobolev S.I., Antonov A.S., Bryzgalov P.A., Nikitenko D.A., Stefanov K.S., Voevodin V.V., 2012. The practice of the Lomonosov supercomputer. Open Systems. DBMS (7), 36–39 (in Russian) [Воеводин В.В., Жуматий С.А., Соболев С.И., Антонов А.С., Брызгалов П.А., Никитенко Д.А., Стефанов К.С., Воеводин В.В. Практика суперкомпьютера «Ломоносов» // Открытые системы. СУБД. 2012. № 7. С. 36–39].

Zaitsev V.A., Elizarov D.V., Bychkova Y.V., Senin V.G., Bayanova T.B., 2018. First data on the geochemistry and age of the Kontay intrusion in Polar Siberia. Geochemistry International 56 (3), 211–225. <https://doi.org/10.1134/S0016702918030102>.

MARIA S. MYSHENKOVA

Researcher
Lomonosov Moscow State University
1 Leninskie Gory, GSP-1, Moscow 119991, Russia
e-mail: zf12@rambler.ru
ORCID: [0000-0003-4671-9312](https://orcid.org/0000-0003-4671-9312)

МАРИЯ СЕРГЕЕВНА МЫШЕНКОВА

н.с.
МГУ им. М.В. Ломоносова
119991, г. Москва, ГСП-1, Ленинские горы, д. 1, Россия

VICTOR A. ZAITSEV

Candidate of Geology and Mineralogy, Senior Researcher
Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical
Chemistry of RAS
19 Kosygina St, Moscow 119991, Russia
e-mail: va_zaitsev@inbox.ru
ORCID: [0000-0001-5599-5760](https://orcid.org/0000-0001-5599-5760)

ВИКТОР АНАТОЛЬЕВИЧ ЗАЙЦЕВ

канд. геол.-мин. наук, с.н.с.
Институт геохимии и аналитической химии
им. В.И. Вернадского РАН
119991, г. Москва, ул. Косыгина, д. 19, Россия

STUART N. THOMSON

PhD, Research Scientist
Department of Geosciences, University of Arizona
1040 E 4th St, Tucson (AZ) 85721, United States
e-mail: thomson@email.arizona.edu
ORCID: [0000-0003-4331-5654](https://orcid.org/0000-0003-4331-5654)

СТЮАРТ Н. ТОМСОН

PhD, н.с.
Департамент наук о Земле, Аризонский университет
85721, г. Тусон, 4-я ул., 1040 Е, Аризона, США

ANTON V. LATYSHEV

Candidate of Geology and Mineralogy, Assistant Professor
Lomonosov Moscow State University
1 Leninskie Gory, GSP-1, Moscow, 119991, Russia
Schmidt Institute of Physics of the Earth of the RAS
10-1 Bolshaya Gruzinskaya St, Moscow 123242, Russia
e-mail: anton.latyshev@gmail.com

АНТОН ВАЛЕРЬЕВИЧ ЛАТЫШЕВ

канд. геол.-мин. наук, доцент
МГУ им. М.В. Ломоносова
119991, г. Москва, ГСП-1, Ленинские горы, д. 1, Россия
Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН
123242, г. Москва, ул. Большая Грузинская, д. 10, стр. 1,
Россия

VLADIMIR S. ZAKHAROV

Doctor of Geology and Mineralogy, Professor
Lomonosov Moscow State University
1 Leninskie Gory, GSP-1, Moscow 119991, Russia
e-mail: vszakharov@yandex.ru
ORCID: [0000-0002-8888-4239](https://orcid.org/0000-0002-8888-4239)

ВЛАДИМИР СЕРГЕЕВИЧ ЗАХАРОВ

докт. геол.-мин. наук, профессор
МГУ им. М.В. Ломоносова
119991, г. Москва, ГСП-1, Ленинские горы, д. 1, Россия

TATYANA E. BAGDASARYAN

Graduate student
Lomonosov Moscow State University
1 Leninskie Gory, GSP-1, Moscow 119991, Russia
e-mail: tanya.bagdasaryan@yandex.ru
ORCID: [0000-0002-0265-8047](https://orcid.org/0000-0002-0265-8047)

ТАТЬЯНА ЭДВАРДОВНА БАГДАСАРЯН

аспирант
МГУ им. М.В. Ломоносова
119991, г. Москва, ГСП-1, Ленинские горы, д. 1, Россия

ROMAN V. VESELOVSKIY

Doctor of Geology and Mineralogy, Professor
Lomonosov Moscow State University
1 Leninskie Gory, GSP-1, Moscow, 119991, Russia
Schmidt Institute of Physics of the Earth of the RAS
10-1 Bolshaya Gruzinskaya St, Moscow 123242, Russia
e-mail: roman.veselovskiy@ya.ru
ORCID: [0000-0001-8364-0529](https://orcid.org/0000-0001-8364-0529)

РОМАН ВИТАЛЬЕВИЧ ВЕСЕЛОВСКИЙ

докт. геол.-мин. наук, профессор
МГУ им. М.В. Ломоносова
119991, г. Москва, ГСП-1, Ленинские горы, д. 1, Россия
Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН
123242, г. Москва, ул. Большая Грузинская, д. 10, стр. 1,
Россия