

Н. И. ГУСЕВ, Л. Ю. СЕРГЕЕВА, Т. С. СТРОЕВ, С. О. САВЕЛЬЕВ,  
А. Г. ШАРИПОВ, А. Н. ЛАРИОНОВ (ВСЕГЕИ),  
С. Г. СКУБЛОВ (ИГГД РАН, СПГУ)

## U-Pb возраст, геохимия и Lu-Hf систематика циркона из интрузивных траппов западной части Тунгусской синеклизы Сибирской платформы

Получен возраст циркона (U-Pb метод, SHRIMP II) из четырех интрузивных массивов траппов (млн лет): Ванга  $248 \pm 2$ , Ёкче  $241 \pm 2$ , Дегали  $235 \pm 1$ , Переломная  $230 \pm 3$ . Геохимия, морфология и структура циркона подтверждает его магматическое происхождение. Продолжительность интрузивного магматизма около 20 млн лет. Изотопная Lu-Hf система циркона свидетельствует о деплетированном мантийном источнике ( $\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T}) = +8...+15$ ) и двух группах модельных возрастов  $T_{\text{Hf}}(\text{DM})$ : 0,57–0,59 и 0,26–0,29 млрд лет. В качестве источника траппового магматизма предполагается плавление рифейской деплетированной мантии Палеоазиатского океана под воздействием пермского плюма.

*Ключевые слова:* Сибирская платформа, траппы, циркон, U-Pb возраст SHRIMP II, Lu-Hf изотопная система.

N. I. GUSEV, L. YU. SERGEEVA, T. S. STROEV, S. O. SAVEL'EV,  
A. G. SHARIPOV, A. N. LARIONOV (VSEGEI),  
S. G. SKUBLOV (IPGG RAS, SPMU)

## U-Pb age, geochemistry and Lu-Hf systematics of zircon from intrusive traps of the western Tunguska Syneclise, the Siberian Platform

Following zircon ages (U-Pb method, SHRIMP II) from four trap intrusions was obtained (Ma): 248  $\pm$  2 for Vanga, 241  $\pm$  2 for Yokche, 235  $\pm$  1 for Degali, 230  $\pm$  3 for Perelomnaya. Zircon geochemistry, morphology and structure confirms its magmatic origin. The duration of intrusive trap magmatism is about 20 Myr. The Lu-Hf isotope system of zircon testifies to depleted mantle source ( $\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T}) = +8...+15$ ) and two groups of  $T_{\text{Hf}}(\text{DM})$  model ages: Riphean (0.57–0.59 Ga) and Permian (0.26–0.29 Ga). Melting of the Riphean depleted mantle of the Paleo-Asian Ocean under the influence of the Permian plume is supposed to be a source of trap magmatism.

*Keywords:* Siberian Platform, trap, zircon, U-Pb age, SHRIMP II, Lu-Hf isotope system.

*Как цитировать эту статью:* Гусев Н. И. U-Pb возраст, геохимия и Lu-Hf систематика циркона из интрузивных траппов западной части Тунгусской синеклизы Сибирской платформы / Н. И. Гусев, Л. Ю. Сергеева, Т. С. Строев, С. О. Савельев, А. Г. Шарипов, А. Н. Ларионов, С. Г. Скублов // Региональная геология и металлогения. – 2019. – № 79. – С. 49–67.

**Введение.** Траппы Сибирской платформы – результат крупнейшего извержения базальтовой магмы на Земле. В пределах Тунгусской синеклизы мощность лавовой толщи составляет 0,5–1,5 км в бортовых, юго-западных и восточных зонах прогиба и достигает 3,5 км на севере и северо-западе [2]. Широко представлены все фации траппов: интрузивная, эффузивная и эксплозивная. Площадь распространения эффузивов – около 350 тыс. км<sup>2</sup>, площадь туфов – 675 тыс. км<sup>2</sup>. Центральная часть Тунгусской синеклизы выполнена мощной толщей базальтов, периферические области представлены существенно эксплозивными и дайковыми фациями базитов, а в крайних фронтальных зонах развиты пластовые, реже секущие, интрузивы.

**Возраст траппового магматизма.** Трапповая формация перекрывает палеозойские отложения,

наиболее молодыми из которых являются осадочные породы пермского возраста. Осадочные прослои внутри трапповой формации, имеющие весьма ограниченное распространение, содержат как пермские, так и триасовые комплексы флоры, и на основании этого предполагается, что граница перми и триаса проходит внутри трапповой формации.

Трапповый магматизм наиболее интенсивно проявился на северо-западе Сибирской платформы в Норильском районе. В отличие от Тунгусской синеклизы, здесь выделяется центр траппового магматизма, который характеризуется существенно лавовыми типами разрезов всех свит и их наибольшей мощностью (фактическая до 3600 м, реконструированная около 5000 м), разнообразием составов базальтовых покровов и соответствующих им интрузивных комплексов [13].

Определения возраста траппов (главным образом по отношению  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ) свидетельствуют о формировании основного объема вулканистов в узком возрастном интервале, в течение ~1 млн лет, на рубеже перми – триаса в диапазоне 251–248 млн лет [2, 26, 27]. В Норильском районе возраст траппов не моложе  $251,2 \pm 0,3$  млн лет на основании U-Pb возраста циркона и бадделеита из пегматоидного габбро интрузии Норильск-I, пересекающей моронговскую свиту в разрезе траппов [22]. По палеонтологическим данным, магматизм продолжался не менее 5 млн лет – начался в перми (ивакинская свита) и продолжался в среднем триасе, палеонтологические остатки анизийского яруса определены в прослоях тефроидов среди базальтов хараелахской и самоедской свит [13].

Магматическая активность, связанная с проявлениями Сибирского суперплюма, охватывала существенно более длительный временной диапазон с пиками вулканической активности 251–248, 245–235 и ~ 229 млн лет [3]. По данным U-Pb (SHRIMP) датирования рудоносных пород Норильского интрузива [7], выделяются три генерации циркона с возрастными 260 ± 5, 259,7 ± 1,5 млн лет (резорбированные кристаллы) и 228,4 ± 1,4 млн лет (идиоморфные оторочки). Дальнейшие исследования [5] показали, что промышленно рудоносные интрузивы образовались на раннем этапе магматизма с возрастом 254 ± 4 млн лет, а более поздний этап с возрастом 244 ± 4 млн лет продуцировал только вкрапленное сульфидное оруденение.

Аналогично магматизму Норильского района, в формировании траппов Сибирской платформы выделяется несколько магматических импульсов, начиная с поздней перми и до конца среднего триаса [4]. Извержение основного объема магм пришлось на границу перми и триаса (радиологический возраст ~ 252 млн лет по U-Pb методу и ~ 249 млн лет по K-Ar ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ) методу [4, 22, 23, 26, 27]). Еще один эпизод объемного траппового магматизма зафиксирован на границе раннего – среднего триаса, примерно через 9–10 млн лет после основного [4, 21]. Анализ достоверности опубликованных данных  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирования траппового вулканизма [15] показал, что из 70 датировок только менее десяти надежны. К надежным отнесены среднее значение возраста по трем анализам плагиоклаза в траппах, которое составило  $250,1 \pm 0,4$  млн лет (СКВО = 0,6), а также возраст  $249,8 \pm 2,1$  млн лет (СКВО = 0,75) по валовой пробе из лавового потока [15].

До последнего времени U-Pb датирование в основном проводилось в Норильском районе на северо-западе Сибирской платформы по причине его промышленного значения [5]. Здесь по результатам U-Pb датирования установлена длительная эволюция магматизма от раннего карбона до позднего триаса (340–220 млн лет) [5, 10, 11].

Изотопное датирование траппового магматизма наиболее интенсивно проводилось с целью

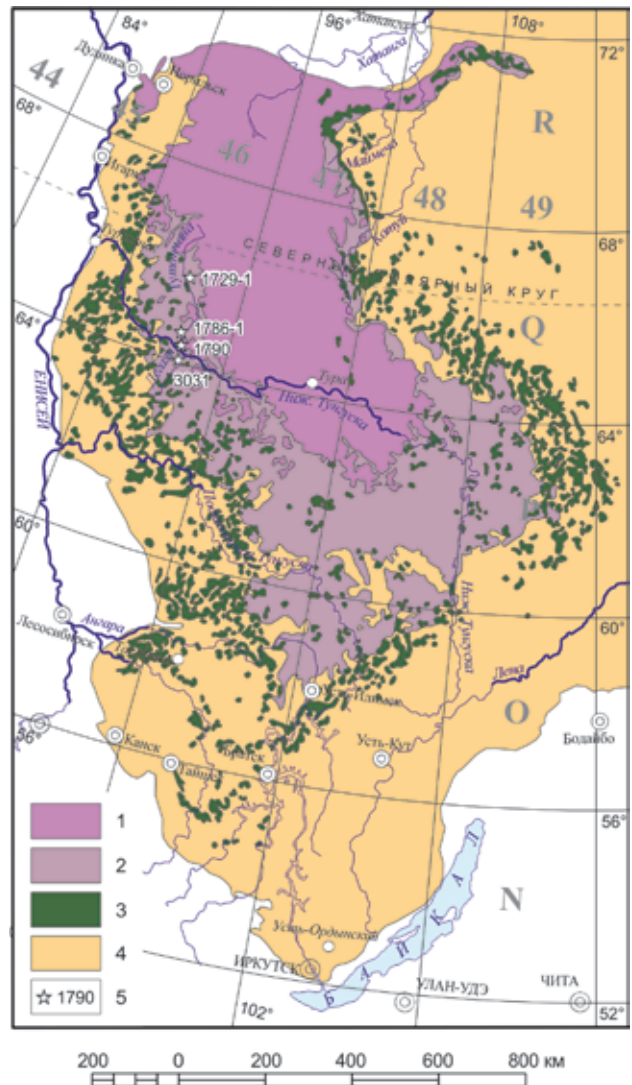


Рис. 1. Траппы Сибирской платформы по [12]

1 – преимущественно базальты; 2 – преимущественно туфы; 3 – интрузивные образования; 4 – палеозойские осадочные отложения; 5 – пункты отбора и номера проб на изотопные исследования. Координаты проб: пр. 1729-1 – Вангская интрузия 65°44'18,9" с. ш., 93°05'35,9" в. д.; пр. 1786-1 – интрузия Ёкче 64°34'07" с. ш., 93°35'37,3" в. д.; пр. 1790 – интрузия Переломная 64°18'51,2" с. ш., 93°49'09,1" в. д.; пр. 3031 – интрузия Дегали 64°05'58" с. ш., 93°56'52" в. д.

доказать связь с ним массового вымирания живых организмов на границе перми и триаса [15, 23, 26, 27]. В последнее время с этой целью было проведено датирование U-Pb методом по циркону трех проб по р. Ниж. Тунгуска: одна выше пос. Тура и две – выше впадения р. Ниж. Тунгуска в Енисей [16]. Анализировался циркон из пегматоидных жил и сегрегаций в мелкозернистых долеритах, прорывающих осадочные отложения, подстилающие траппы. По счастливому стечению обстоятельств по всем трем пробам получен идеальный возраст 251,74–251,795 млн лет [16]. Таким образом, был получен искомый результат, подтверждающий массовое вымирание живых организмов на границе перми и триаса в связи

с трапповым магматизмом, при этом важный для геологического картирования вопрос о его продолжительности остался открытым.

Цель нашей работы — определение продолжительности траппового магматизма путем изотопного датирования цирконов из интрузивных траппов. Новые результаты U-Pb датирования получены нами по интрузивным массивам в юго-западном крыле Тунгусской синеклизы в басс. р. Ниж. Тунгуска по ее правому притоку — р. Тутончана и левому притоку — р. Дегали (рис. 1). Изученные интрузивы далее будут именоваться Вангская, Ёкче, Переломная и Дегали по названиям пересекающих их ручьев.

**Аналитические методы.** Содержание петрогенных и редких элементов в породах определено методами XRF и ICP-MS в лаборатории ВСЕГЕИ. Погрешности определения методом XRF не превышают 5 отн. %. Пределы обнаружения редких элементов составляют от 0,005 до 0,1 ppm. Точность анализа в среднем 2–7 отн. %. U-Pb датирование цирконов осуществлялось на ионном микрозонде SHRIMP II в Центре изотопных исследований (ЦИИ) ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург) по общепринятой методике [31]. Для выбора участков (точек) датирования использовались оптические (в проходящем и отраженном свете) и катодолюминесцентные изображения (CL), отражающие внутреннюю структуру и зональность цирконов. Интенсивность первичного пучка молекулярного кислорода составляла 4 нА, диаметр пятна (кратера) — 25 мкм при глубине 2 мкм. U-Pb отношения нормализовались на значение 0,0668 для стандартного циркона TEMORA с возрастом 416,75 млн лет.

Анализ редких элементов в цирконе выполнен в точках определения U-Pb возраста методом масс-спектрометрии вторичных ионов на ионном микрозонде Cameca IMS-4f в Ярославском филиале Физико-технологического института РАН, процедура исследования приведена в работе [14]. Точность определения составляет < 10% для содержаний элементов более 0,1 ppm и 30–50% при концентрациях менее 0,1 ppm (аналитики С. Г. Симакин и Е. В. Потапов).

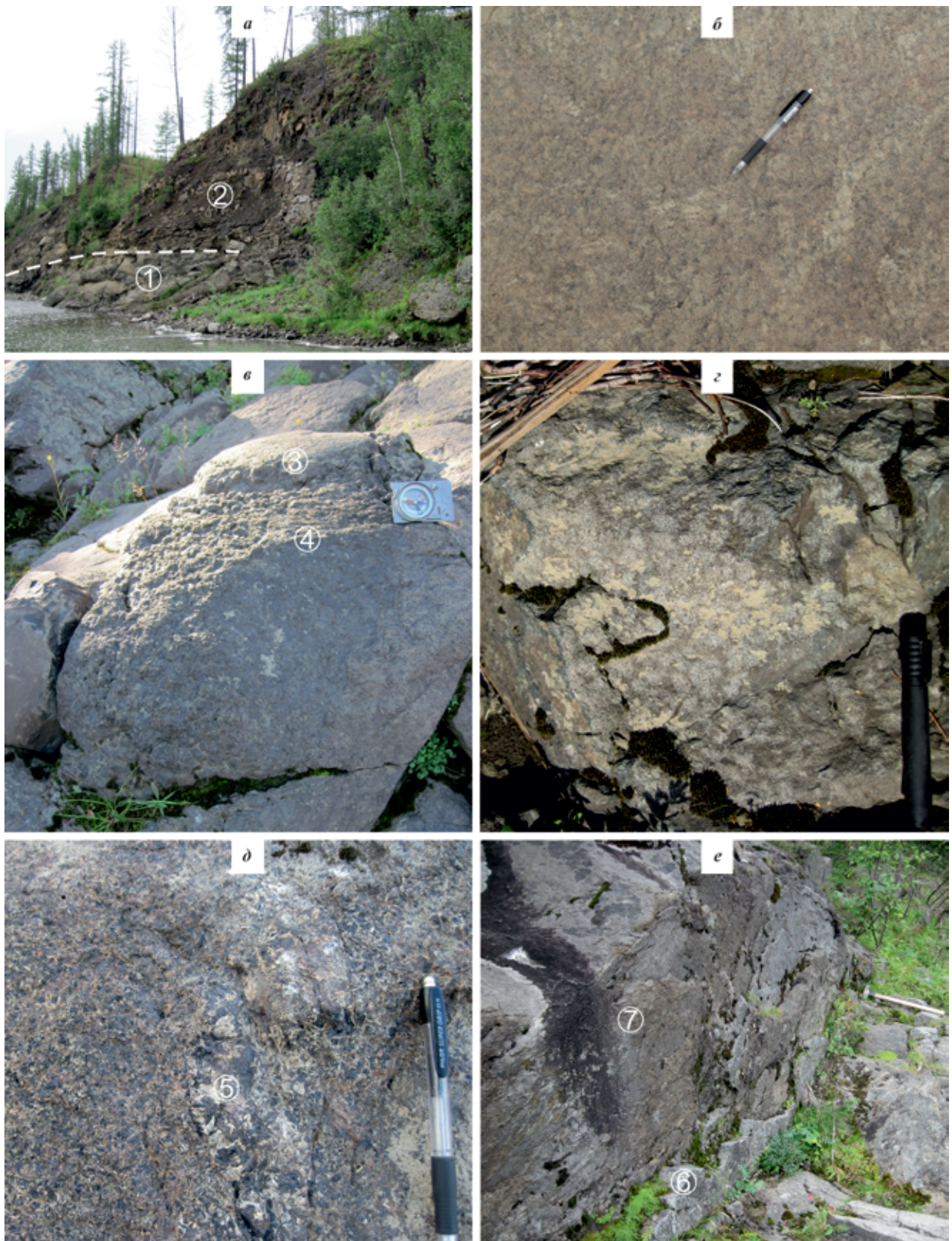
Определение Lu-Hf изотопного состава циркона проведено методом ICP-MS с лазерной абляцией с применением 193 нм ArF лазера COMPEX-102, системы абляции DUV-193 и мультиколлекторного масс-спектрометра с ионизацией в индуктивно-связанной плазме ThermoFinnigan Neptune в ЦИИ ВСЕГЕИ по методике, описанной в работе [17] (аналитик И. Н. Капитонов). Анализ изотопного состава выполнен в точках U-Pb датирования, но диаметр кратера составлял 50–70 мкм, а глубина — 20–40 мкм. Изотопный Sm-Nd и Rb-Sr состав изучен с применением стандартных процедур выделения элементов, изотопные измерения выполнены на масс-спектрометре ThermoFinnigan MAT TRITON (ЦИИ ВСЕГЕИ аналитик Е. С. Богомолов).

**Геологическое строение и петрография датированных интрузивов.** *Вангская интрузия* представлена пластовым дифференцированным телом, вскрытым по рекам Ванга и Билчаны в девяти изолированных выходах на протяжении 7 км. На правом берегу устья р. Ванга обнажение интрузии высотой 12–15 м (рис. 2, а) достигает в длину 600 м. Подстилают ее крупнообломочные туфы корвунчанской серии нижнего триаса, на контакте с микродолеритами превращенные в белые пятнистые роговики. Мощность зоны эндо- и экзоконтакта (роговиков и микродолеритов) 0,5–5 м и характеризуется наличием брекчиевидных участков, прослеживающихся по всей зоне контакта. В основании интрузии залегают мелкозернистые обогащенные пироксеном такситовые троктолит-долериты. В 1,5–2,5 м от основания отмечаются два выдержанных горизонта долеритов, обогащенных сульфидами. В средней части интрузии развиты долериты с пойкилоофитовой структурой. Минеральный состав (об. %):  $Pl(An)_{60}^*$  55,  $Spx$  35,  $OI$  5–10,  $TiMag$  4. Верхняя часть интрузива сложена лейкократовыми крупнозернистыми плагиодолеритами с миндалекаменной текстурой и пойкилоофитовой структурой (рис. 2, б). Миндалины выполнены  $Chl$ ,  $Prh$ ,  $Cal$ ,  $Ep$ ,  $Anl$ . Минеральный состав (об. %):  $Pl(An)_{60}$  65,  $Spx$  25,  $TiMag$  5,  $Il$  1. Пироксен относительно слабо затронут вторичными процессами, а плагиоклаз замещается  $Ab$ ,  $Chl$ ,  $Prh$ ,  $Ep$ . При ГС-200 интрузив относился к дифференцированным интрузиям ранне-среднетриасовой интрузивной фазы [9]. Строение интрузии выдержано на всем протяжении, почти повсеместно отмечается сульфидная минерализация, в связи с чем в серийной легенде к Гостеоларте-1000/3 она относилась к курейскому комплексу.

*Интрузия Ёкче* вскрывается по бортам р. Тутончана в 4 км ниже устья ее правого притока р. Ниж. Хикили. Вдоль р. Тутончана интрузив обнажается в ее бортах на протяжении 3 км, по ее правому притоку р. Ёкче — тоже на 3 км. В плане интрузив напоминает морского ската. В восточном борту р. Тутончана граница кровли интрузива расположена гипсометрически выше, чем в западном, видимо, кровля интрузива наклонена на северо-запад. Интрузив внедрился вдоль контакта раннетриасовых учамской (туфовой) и бугариктинской (туфы, туфиты с базальтами) свит. Основание интрузии не вскрыто, ближе к основанию и вдоль северо-восточного эндоконтакта развиты темные брекчиевидные комковатые долериты, содержащие крупные блоки и небольшие включения светлоокрашенных массивных долеритов (рис. 2, в). Обе разности имеют бластоофитовую структуру, при этом темные долериты более интенсивно изменены за счет развития палагонита. Они имеют состав (об. %):  $Pl(An)_{30-60}$  40,  $Spx$  30,  $OI$  5,  $Qz$  4,  $TiMag$  4,  $Pal$  15. Светлые долериты обогащены плагиоклазом, а мезостазиис пород, сложенный палагонитом, хлоритом и эпидотом,

\* Индексы минералов приводятся по [30].





**Рис. 2. Обнажения интрузивных траппов**

*a, б* – Вангская интрузия: *a* – обнажение вблизи слияния рек Ванга и Билчаны: 1 – туфы корвунчанской серии, 2 – долериты Вангской интрузии (пр. 1728-2, 1729), *б* – плагиодолериты в кровле интрузии (пр. 1729-1); *в, г* – интрузия Ёкче: *в* – включения светлых бластоофитовых долеритов (3, пр. 1776) в темных комковатых долеритах (4, пр. 1777), *г* – крупнокристаллическая бластоофитовая структура (пр. 1786); *д, е* – интрузия Переломная: *д* – крупнокристаллические габбродолериты с пегматоидным (5) обособлением (пр. 1789), *е* – жила долеритов (6 – место отбора пр. 1790) в габбродолеритах (7)



содержит амебовидные выделения кварца. Минеральный состав (об. %): Pl(An)<sub>62</sub> 58–60, Cpx 25, Qz 5, TiMag 4, Pal 5. Средняя и верхняя части интрузива сложены пойкилоофитовыми долеритами иногда с крупными выделениями клинопироксена (рис. 2, з). Минеральный состав (об. %): Pl(An)<sub>60</sub> 50–55, Cpx 30, Qz 3–5, TiMag 4, вторичные Act и Prh – до 10 %. Неправильные по форме обособления пегматоидных габбродолеритов достигают 10 см в поперечнике и содержат (об. %): более кислый Pl(An)<sub>25</sub> 50, Act 20, Qz 10 Cpx 10, TiMag 10. При ГС-200 листа Q-46-XXXIV (материалы не опубликованы) Г. Н. Садовников и др. (1961 г.) относили интрузив к автометаморфизованным долеритам (метадолеритам), для которых подразумевалось брекчирование пород и постагматические изменения.

**Интрузия Переломная** (по карте кольцевая) обнажается по обеим бортам р. Тутончана на протяжении 4 км, сначала в левом борту напротив устья руч. Переломный, затем в правом – в двух крупных коренных выходах ниже по течению р. Тутончана. Интрузия залегает в туфах раннетриасовой корвунчанской серии и сложена габбродолеритами (рис. 2, д), варьирующими по составу до лейкогаббродолеритов, содержащих в интерстициях гранофировые граниты. Минеральный состав (об. %): Pl(An)<sub>40–46</sub> 50–55, Cpx 30–35, Qz 0–3, TiMag 4, Prh 3–7. Иногда встречаются пегматоидные обособления (рис. 2, д) и крутопадающие жилы лейкодолеритов северо-западного простирания (310°) мощностью 5–10 см (рис. 2, е). Долериты в жилах актинолитизированы и сложены (об. %): Pl(An)<sub>50</sub> 50, Cpx 30, TiMag 5, Act 10–12, Prh 5. При геологической съемке Г. Н. Садовников и др. (1961 г.) относили интрузию к раннетриасовым долеритам.

**Интрузия Дегали** расположена по бортам одноименного левого притока р. Ниж. Тунгуска на протяжении 6,8 км и отмечается в 3 км от его устья. Интрузия залегает в туфах учамской свиты раннего триаса. Форма тела пластовая с корытообразным профилем. По фрагментарным обнажениям и элювиальным развалам мощность интрузива около 150 м. В эндоконтактах залегают микродолериты, в нижнем – с биотитом и редкими сульфидными вкрапленниками, в верхнем – порфиroidные. В разрезе интрузива снизу вверх троктолит-долериты (минеральный состав в об. %): Pl(An)<sub>52–56</sub> 45–50, Cpx 20–25, Ol 20, Mag 5 Vt 1–2 постепенно сменяются оливиновыми и безоливиновыми долеритами Pl(An)<sub>56</sub> 50–55, Cpx 40, Ol 0–3, Mag 5, Vt 2–3. В нижней части интрузива в основании горизонта троктолит-долеритов установлена сульфидная минерализация с размером выделений до 2 см, расположенных в 10–15 см друг от друга. Форма вкрапленников эллипсоидальная и вытянутая по напластованию, в нижней части сульфидные выделения сложены халькопиритом, в верхней – пирротинном. При ГС-200 интрузив Дегали относился к интрузиям ранне-среднетриасовой интрузивной фазы, дифференцированным

от троктолит-долеритов до кварцевых диоритов [8]. Минеральный состав кварцевых диоритов (в об. %): альбитизированный Pl 50–60, Qz 15–30, Mi 10, амфиболитизированный Cpx 10–15. Местами отмечается микропегматитовая структура. В связи с присутствием сульфидной минерализации В. А. Борисов и др. (1984 г., неопубликованные данные) Дегалинскую интрузию сопоставляли с курейским комплексом.

**Геохимические особенности.** По соотношению SiO<sub>2</sub> – сумма щелочей (табл. 1) все породы соответствуют нормально щелочным базальтам с уклоном бластоофитовых и пегматоидных разностей к андезибазальтам. В **Вангской интрузии** троктолит-долериты характеризуются величиной mg# 52,3\*, в долеритах и плагиодолеритах mg# 48,3–48,4. Плагиодолериты кровли силла отличаются высоким содержанием Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Sr, Zn, Pb, но обеднены Fe, Mg, Ti, P, V, Cr, Ni, Co, Cu, REE, Y, Rb, Cs, Zr, Nb, Ta, Sc. На спайдерграммах (рис. 3, а, б) проявлены пики по K, U, Pb, Sr и отрицательная Ta-Nb аномалия. Величина ΣREE в троктолит-долеритах и долеритах одинакова (58–66 ppm) и опускается до 36 ppm в плагиодолеритах. Все породы имеют выпуклую структуру распределения HREE, что, видимо, связано с характером магматического источника. Eu-минимум отсутствует 0,93–1,14, фракционированность REE слабая и у всех пород примерно одинаковая (La/Yb)<sub>N</sub> = 1,9–2,3.

В **интрузии Ёкче** темные брекчированные долериты (mg# 53) наиболее обеднены редкими и редкоземельными элементами (ΣREE = 51–56 ppm), содержание которых возрастает в бластоофитовых (mg# 38–54) и пегматоидных долеритах (mg# 30) (табл. 1). При нормировании на состав примитивной мантии (рис. 3, в, г) в пегматоидных долеритах, в отличие от других пород, резко проявлена отрицательная аномалия Pb и наблюдается противоположная тенденция в распределении крупноионных литофилов: Cs, Rb, Ba. Eu-минимум обычно отсутствует и появляется только в пегматоидных разностях (Eu/Eu\* = 0,87), при этом возрастает фракционированность REE (величина (La/Yb)<sub>N</sub> от 2,1–2,5 в обычных разностях до 3,8 в пегматоидных породах).

В **интрузии Переломной** габбродолериты (mg# 43) отличаются от жильных долеритов (mg# 48) положительными аномалиями Cs, Ba, Sr, но почти полностью совпадают по содержанию и характеру распределения REE (рис. 3, д, е): ΣREE ~ 80 ppm, Eu/Eu\* = 0,9–1,03, (La/Yb)<sub>N</sub> = 2,3–2,5.

В **Дегалинской интрузии** троктолит-долериты и оливиновые долериты наиболее магнезиальные (mg# = 55–60), имеют высокую концентрацию Ni 134–391 ppm и сходны между собой по содержанию и характеру распределения редких и REE (рис. 3, д, е): ΣREE ~ 49–51 ppm, Eu/Eu\* = 1,06–1,2, (La/Yb)<sub>N</sub> ~ 2,3.

\* mg# = Mg/(Mg + Fe) в молекулярных количествах.

Содержания петрогенных и редких элементов в интрузивных трапах

Компоненты	Номер пробы										
	1728-2	1729	1729-1	1776	1777	1786	1786-1	1789	1790	3031	3035
	Порода										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub> , мас. %	49,1	47,9	46,7	51,5	50,3	50,8	51,9	50,1	49,6	46,1	48,3
TiO <sub>2</sub>	1,23	1,11	0,89	1,96	1,41	1,47	2,80	2,01	1,88	0,99	1,0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,2	15,3	19,4	15,0	15,5	16,1	11,2	14,6	16,1	13,0	14,2
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,98	5,17	4,74	1,37	3,67	1,51	5,59	1,58	3,11	3,05	4,0
FeO	7,48	8,3	6,8	9,87	6,75	7,48	9,18	10,5	7,82	12,1	9,18
MnO	0,2	0,21	0,18	0,2	0,16	0,15	0,27	0,22	0,19	0,24	0,24
MgO	6,77	7,97	5,84	4,34	7,00	6,50	3,49	5,67	5,45	12,7	8,86
CaO	8,39	8,49	8,34	9,02	9,35	10,3	8,70	8,99	10,5	7,66	10,0
Na <sub>2</sub> O	2,38	2,24	2,97	2,82	2,08	2,38	3,84	2,62	3,12	2,02	2,05
K <sub>2</sub> O	0,49	0,54	0,44	0,66	0,30	0,31	0,82	0,60	0,43	0,45	0,53
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,16	0,13	0,07	0,19	0,17	0,17	0,33	0,21	0,22	0,13	0,15
п.п.п.	1,64	1,62	2,68	0,57	1,35	0,72	0,63	0,14	0,60	0,10	0,49
Сумма	99,02	98,98	99,05	97,50	98,04	97,89	98,75	97,24	99,02	98,54	99,00
Th, ppm	1,24	1,07	0,65	1,49	0,97	0,89	3,48	1,45	1,55	0,97	0,85
U	0,55	0,46	0,23	0,49	0,3	0,29	0,97	0,43	0,51	0,35	0,28
Rb	14	20,5	9,79	16,9	10,6	10,7	17,5	14,6	11,5	11,0	15,6
Cs	2,22	3,72	1,29	0,61	1,98	0,82	0,45	0,51	1,29	0,35	0,43
Ba	126	170	111	165	87,3	125	243	172	372	133	150
Sr	191	203	350	229	201	269	469	238	530	201	346
La	8,65	7,2	4,71	10	7,46	6,79	37,2	10,9	10,2	6,77	6,61
Ce	19,5	17,7	11,0	23,0	17,0	15,3	76,6	24,4	24,9	16,0	13
Pr	2,7	2,47	1,47	3,2	2,38	2,21	9,36	3,56	3,53	2,09	2,19
Nd	12,6	10,4	6,26	14,3	10,6	9,12	39,5	15,4	15,1	9,67	10,1
Sm	3,81	3,17	1,99	4,11	2,92	2,86	10,40	4,56	4,46	3,04	2,7
Eu	1,24	1,19	0,77	1,46	1,11	1,16	3,17	1,43	1,6	1,09	1,14
Gd	4,37	3,76	2,13	4,88	3,85	3,47	11,80	5,14	5,09	3,24	3,11
Tb	0,77	0,64	0,37	0,93	0,66	0,62	2,19	0,81	0,97	0,57	0,66
Dy	4,61	3,94	2,31	5,19	3,84	3,78	11,50	5,49	5,16	3,55	3,4
Ho	1,08	1	0,61	1,19	0,91	0,79	2,63	1,18	1,23	0,82	0,81
Er	3,48	2,91	1,95	3,22	2,56	2,27	7,56	3,24	3,43	1,94	2,37
Tm	0,44	0,4	0,31	0,44	0,32	0,3	1,13	0,48	0,5	0,34	0,31
Yb	2,49	2,54	1,65	3,17	2,05	2,03	6,64	3	2,98	1,96	1,97
Lu	0,4	0,33	0,26	0,44	0,33	0,31	0,96	0,44	0,41	0,3	0,28
Zr	103	86,7	57,8	112	82,2	80,9	244	125	108	77,3	71,5
Hf	2,46	2,26	1,45	3,09	2,38	2,22	6,97	3,06	3,06	2,06	1,86
Ta	0,32	0,34	0,18	0,37	0,22	0,27	0,75	0,33	0,39	0,23	0,24
Nb	4,77	4,11	2,91	5,07	3,3	3,69	11,5	5,76	6,03	3,68	3,29
Y	27,6	25,2	15,5	29,2	23,5	21,6	67,9	31,1	32,2	20,2	21
Sc	32,8	30,9	22,4	36,6	38,7	39,4	31,6	42,2	37,7	26,7	38,3
V	284	258	179	324	283	301	282	350	308	217	286
Cr	104	11	56,5	48,3	204	285	11,5	247	248	184	543
Ni	131	231	119	33,2	112	99,7	18,1	60,8	62,7	391	134
Co	51,9	58,3	40,8	39,6	51	43,9	38,2	49,7	35,3	79,6	56
Cu	143	207	79,9	59,9	193	101	165	230	65,4	106	107
Pb	1,34	2,03	3,83	2,75	2,08	5,23	< 1,0	5,88	6,21	2,23	4,48
Zn	96,6	93,6	141	87	71,4	74,5	136	134	62,9	102	109
Eu/Eu*	0,93	1,05	1,14	1,00	1,01	1,13	0,87	0,90	1,03	1,06	1,20
(La/Yb) <sub>N</sub>	2,3	1,9	1,9	2,1	2,5	2,3	3,8	2,45	2,3	2,3	2,3
ΣREE	66,14	57,65	35,79	75,53	55,99	51,01	220,64	80,03	79,56	51,38	48,65

Примечание. Интрузии: 1–3 – Вангская, 4–7 – Ёкче, 8, 9 – Переломная, 10, 11 – Дегали. Породы: 1 – оливиновые долериты; 2, 10 – троктолит-долериты; 3 – плагиодолериты; 4, 6 – массивные бластоофитовые долериты; 5 – брекчированные долериты; 7, 8 – пегматоидные габбродолериты; 9 – жильные долериты; 11 – оливиновые долериты.

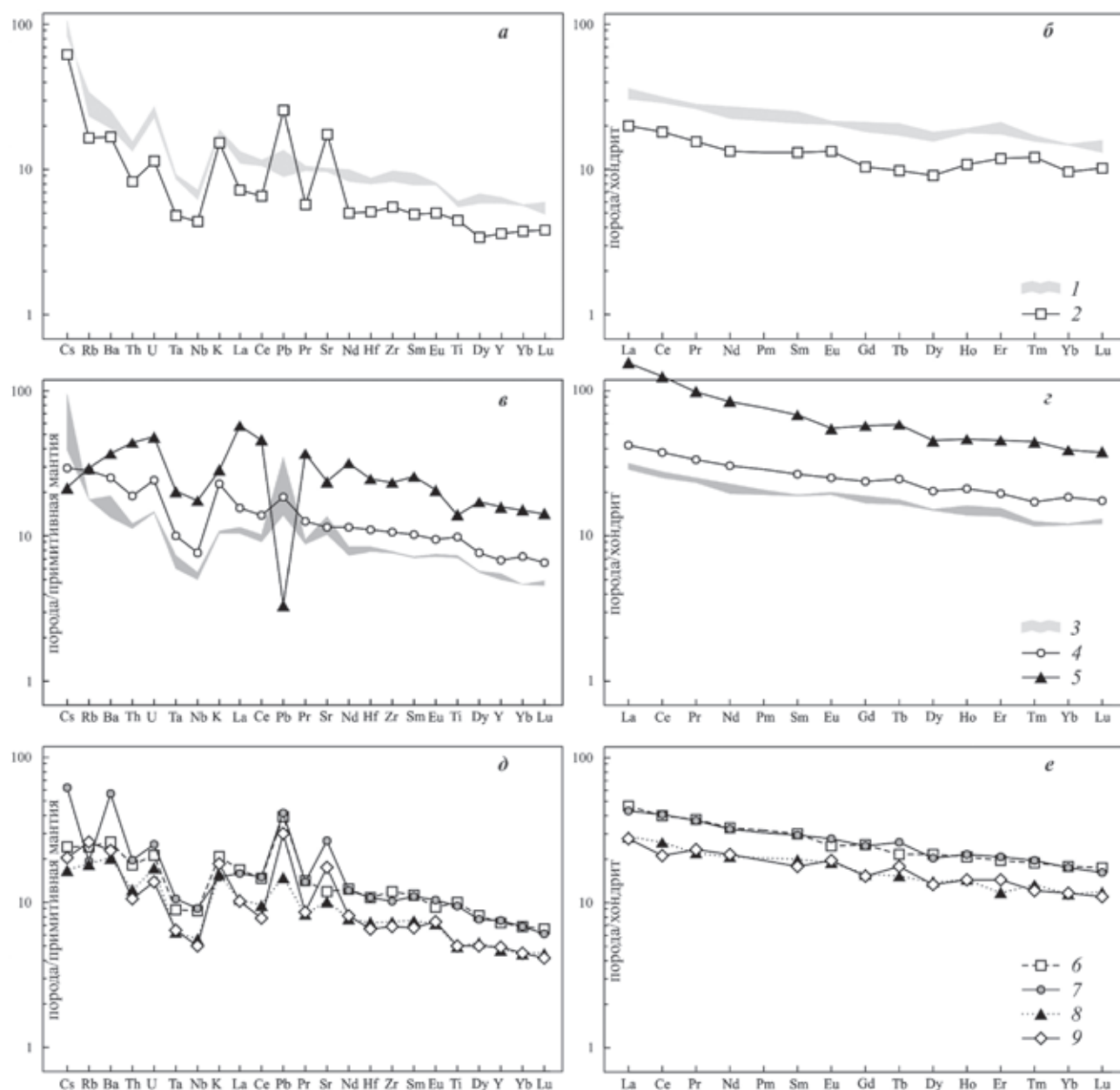


Рис. 3. Мультиэлементные диаграммы для интрузивных траппов

*a, б* – Вангская интрузия: 1 – троктолит-долериты и долериты нижней и средней частей силла (пр. 1728-2, 1729), 2 – плагиодолериты кровли (пр. 1729-1); *в, г* – интрузия Ёкче: 3 – темные брекчированные долериты (пр. 1777, 1786), 4 – светлые массивные (бластоофитовые) долериты (пр. 1776), 5 – пегматоидные габбродолериты (пр. 1786-1); *д, е* – интрузии Переломная и Дегали: 6, 7 – интрузия Переломная: 6 – пегматоидные габбродолериты (пр. 1789), 7 – жильные долериты (пр. 1790); 8, 9 – интрузия Дегали: 8 – троктолит-долериты (пр. 3031), 9 – оливковые долериты (пр. 3035). Номера проб соответствуют указанным в табл. 1. Нормирование содержаний проведено на состав примитивной мантии и хондрита по [28]

**Геохимия и возраст циркона.** Циркон из плагиодолеритов *Вангской интрузии* (пр. 1729-1) прозрачный и бесцветный, представлен обломками удлиненных плоских кристаллов (коэффициент удлинения (КУ) 1,6–3,6) размером 50–150 мкм, иногда с сохранившимися короткими пирамидами на концах кристаллов. В оптическом режиме хорошо видны тонкие зоны роста. Циркон по морфологии относится к высокотемпературному типу D [25]. В катодолуминесценции (CL) зерна преимущественно без свечения, часто в их

центральных частях содержатся неправильные по форме включения бадделейта (5.1, 8.1, 9.1), указывающие, что его образование предшествовало кристаллизации циркона. Иногда в центральных частях зерен (6.1, 8.1, 11.1) встречаются неправильные по форме участки с ярким свечением с грубой полосчатостью (зональностью). Они отличаются более низкими содержанием U = 342–953, Th = 246–881 ppm, в то время как в остальных зернах U = 1187–5484, Th = 1446–9249 ppm (табл. 2). Можно полагать,

## Содержание редких и редкоземельных

Компонент	Пр. 1729-1 – плагиодолериты, номера точек										
	1.1	2.1	3.1	4.1	5.1	6.1	7.1	8.1	9.1	10.1	
La	11,6	0,15	0,64	0,48	0,08	0,19	0,81	0,47	0,15	0,47	
Ce	522	28,3	33,9	24,8	16,6	15,8	14,7	28,6	23,8	24,7	
Pr	58,8	0,88	1,75	1,24	0,27	0,39	0,99	1,05	0,46	1,56	
Nd	736	16,2	35,5	15,8	4,41	5,61	12,5	13,7	7,28	25,4	
Sm	707	34,6	81,4	26,1	9,39	9,46	21,2	20,7	14,6	39,5	
Eu	17,3	0,70	5,33	2,88	0,32	0,45	2,47	3,12	0,49	2,83	
Gd	1 508	179	396	115	46,1	55,4	98,6	91,5	77,5	155	
Dy	2 001	624	1 139	377	177	195	332	280	282	434	
Er	1 460	970	1 537	618	291	347	530	428	451	620	
Yb	1 403	1 204	1 765	809	391	489	677	575	593	760	
Lu	213	170	245	117	56,5	70,7	96,6	80,7	86,0	105	
Li	0,03	0,01	0,68	0,03	0,01	0,17	0,02	0,04	0,10	0,49	
P	1 000	731	1 179	420	410	360	319	515	620	424	
Ca	59,8	1,01	83,0	24,8	2,00	42,3	22,4	21,7	7,52	54,4	
Ti	51,7	29,0	50,8	32,4	45,0	32,2	40,6	53,0	45,6	36,8	
Sr	2,65	1,36	3,76	1,43	0,70	0,83	1,33	1,12	0,87	2,31	
Y	12 127	6 563	10 215	4 155	1 925	2 192	3 554	2 811	3 051	4 191	
Nb	122	30,0	43,5	31,8	14,8	13,4	12,5	14,8	12,2	12,4	
Ba	2,77	1,20	1,04	1,24	1,85	1,81	1,81	1,17	1,70	1,61	
Hf	11 407	12 235	9 857	10 731	11 035	10 313	10 219	9 330	10 902	9 740	
Th	733	1 899	9 041	2 755	1 446	592	881	2 607	3 868	3 788	
U	982	3 300	4 476	2 357	1 187	578	953	1 660	2 503	3 208	
Th/U	0,75	0,58	2,02	1,17	1,22	1,02	0,92	1,57	1,55	1,18	
Eu/Eu*	0,05	0,03	0,09	0,16	0,05	0,06	0,16	0,22	0,04	0,11	
Ce/Ce*	4,83	18,6	7,78	7,74	27,4	14,07	3,98	9,91	21,8	7,02	
ΣREE	8 639	3 227	5 240	2 106	992	1 189	1 787	1 523	1 538	2 168	
ΣLREE	1 329	45,5	71,8	42,3	21,4	21,9	29,1	43,9	31,7	52,2	
ΣHREE	6 585	3 146	5 081	2 035	961	1 157	1 735	1 455	1 491	2 073	
(Lu/La) <sub>N</sub>	176	10 725	3 706	2 333	6 730	3 570	1 145	1 665	5 493	2 165	
(Lu/Gd) <sub>N</sub>	0,09	7,68	5,00	8,26	9,92	10,3	7,93	7,14	8,97	5,48	
(Sm/La) <sub>N</sub>	97,4	363	205	86,4	186	79,4	41,8	71,0	155	135	
T(Ti), °C	912	847	910	859	896	858	884	915	897	873	

Компонент	Пр. 1786-1 – пегматоидные габбродолериты, номера точек										
	9.1	10.1	11.1	12.1	13.1	14.1	15.1	16.1	1.1	2.1	
La	2,22	2,68	1,04	1,45	1,90	5,00	0,49	0,39	0,22	0,22	
Ce	153	42,5	37,9	337	98,6	295	296	24,6	138	162	
Pr	3,14	3,16	1,20	4,39	2,93	5,61	2,37	0,49	1,37	1,32	
Nd	30,1	25,4	12,4	65,0	29,2	68,1	34,7	4,69	25,0	24,2	
Sm	37,3	19,6	17,2	122	28,7	110	63,7	5,56	54,5	51,2	
Eu	7,86	5,33	3,12	5,27	6,23	6,25	2,78	0,61	2,55	2,18	
Gd	170	65,7	79,4	632	116	567	329	28,9	300	305	
Dy	671	260	338	2 439	433	2 132	1 350	150	1 149	1 358	
Er	1 278	488	657	4 099	814	3 562	2 736	329	1 673	2 473	
Yb	1 744	639	893	5 231	1 128	4 657	4 252	527	1 939	3 575	
Lu	216	83,2	115	656	148	577	550	71,9	247	483	
Li	0,64	0,08	0,11	0,67	0,76	0,86	0,16	0,03	0,10	0,17	
P	764	212	557	2 234	381	2977	815	175	1230	2278	
Ca	165	233	62,0	86,7	250	323	4,03	27,8	0,77	1,06	
Ti	28,7	13,6	8,59	18,5	23,6	49,6	30,8	8,62	13,7	10,5	
Sr	10,1	8,01	2,14	7,02	14,4	12,5	2,78	1,65	1,61	2,71	
Y	8 022	3 147	4 326	28 570	5 483	23 634	17 311	2 136	12 138	16 641	
Nb	20,6	8,27	10,4	18,5	10,1	188	37,1	8,07	25,0	22,1	
Ba	3,19	6,36	2,48	4,79	4,84	6,29	2,91	1,84	1,99	2,78	
Hf	7 575	8 747	8 055	8 155	8 914	12 041	10 126	9 521	11 884	10 934	
Th	5 499	1 401	1 054	4 161	1 911	13 913	6 228	911	3 624	6 401	
U	3 137	1 269	947	2 904	1 527	5 004	3 309	1 151	2 438	2 188	
Th/U	1,75	1,10	1,11	1,43	1,25	2,78	1,88	0,79	1,49	2,93	
Eu/Eu*	0,30	0,45	0,26	0,06	0,33	0,08	0,06	0,15	0,06	0,05	
Ce/Ce*	14,0	3,53	8,23	32,4	10,1	13,5	66,6	13,7	60,8	73,2	
ΣREE	4 313	1 635	2 155	13 592	2 806	11 985	9 617	1 143	5 530	8 435	
ΣLREE	188	73,7	52,4	408	133	374	334	30,1	1 65	187	
ΣHREE	4 079	1 536	2 082	1 3057	2 639	1 1495	9 217	1 107	5 308	8 194	
(Lu/La) <sub>N</sub>	939	299	1 068	4 363	748,7	1 113	10 813	1 799	10 715	21 462	
(Lu/Gd) <sub>N</sub>	10,3	10,2	11,7	8,40	10,3	8,24	13,5	20,2	6,65	12,8	
(Sm/La) <sub>N</sub>	26,9	11,7	26,6	134	24,2	35,2	208	23,1	393	378	
T(Ti), °C	846	771	730	801	825	907	853	730	771	747	

Примечание. Номера точек соответствуют показанным на рис. 5. T(Ti), °C – температура кристаллизации циркона по [29].



Таблица 2

## элементов (ppm) в цирконе

Пр. 1786-1 – пегматоидные габбродолериты, номера точек											
	11.1	12.1	13.1	1.1	2.1	3.1	4.1	5.1	6.1	7.1	8.1
	0,07	1,71	2,52	2,35	0,87	1,13	1,97	0,86	3,74	1,16	5,31
	7,7	74,5	54,7	42,8	126	148	137	113	109	36,9	196
	0,35	2,70	3,77	3,26	2,22	1,88	3,26	1,92	3,85	0,83	5,32
	6,28	34,1	38,3	25,5	30,2	22,9	35,2	25,2	39,6	8,72	56,7
	14,6	47,5	40,2	14,1	45,1	38,1	44,4	36,3	41,7	14,6	66,7
	1,20	6,14	5,30	7,63	3,25	4,39	7,63	3,38	6,57	0,87	27,3
	72,7	196	144	47,0	234	195	204	172	196	76,4	315
	259	567	407	179	917	749	805	717	810	324	1 231
	429	795	608	361	1 697	1 414	1 486	1 265	1 682	663	2 616
	561	963	786	585	2 169	1 902	2 055	1 682	2 498	897	4 476
	79	132	105	79,4	274	241	260	217	334	118	636
	0,20	1,23	0,95	0,14	0,22	0,30	0,93	0,20	1,45	0,08	3,72
	338	715	269	243	755	607	594	503	546	382	2 683
	10,4	276	368	77,2	43,8	52,0	108	34,2	195	1 635	3 649
	43,1	68,2	30,7	20,9	12,0	21,1	21,4	14,2	18,9	12,8	181
	0,95	14,5	27,7	2,35	2,90	3,10	7,52	3,08	15,1	12,2	32,6
	2 708	5 479	4 162	2 365	10 870	8 997	9 522	8 351	10 564	4 254	17 100
	18,0	17,6	7,89	13,9	10,7	17,3	17,7	9,20	12,8	8,11	61,6
	1,02	3,98	2,18	2,72	1,95	2,55	2,71	2,30	3,87	2,12	26,4
	11 487	9 484	9 824	10 343	10 525	10 570	9 740	11 210	10 021	9 237	11 436
	246	9 249	4 401	585	3 198	7 713	6 029	1 984	4 810	2 242	6 569
	342	5 035	5 484	741	2 342	5 032	4 151	1 945	2 887	1 694	2 425
	0,72	1,84	0,80	0,79	1,37	1,53	1,45	1,02	1,67	1,32	2,71
	0,11	0,19	0,21	0,90	0,10	0,16	0,24	0,13	0,22	0,08	0,57
	12,2	8,40	4,29	3,7	21,87	24,51	13,1	21,4	6,94	9,06	8,92
	1 430	2 820	2 195	1 347	5 499	4 717	5 041	4 234	5 726	2 141	9 632
	14,3	113	99,3	73,8	159	174	177	141	156	47,6	263
	1 400	2 654	2 050	1 251	5 291	4 501	4 811	4 053	5 522	2 078	9 274
	11 533	743	401	326	3 024	2 048	1 271	2 431	863	980	1 154
	8,79	5,43	5,89	13,7	9,46	10,0	10,3	10,2	13,8	12,5	16,3
	355	44,6	25,5	9,59	82,7	53,8	36,0	67,70	17,9	20,1	20,1
	891	946	853	813	759	813	815	775	803	765	1085

Окончание табл. 2

Пр. 3031 – троктолит-долериты, номера точек												
	3.1	4.1	5.1	6.1	7.1	8.1	9.1	10.1	11.1	12.1	13.1	14.1
	0,38	0,90	0,97	0,46	0,30	0,30	0,24	0,14	0,37	0,29	2,19	0,44
	150	177	63,2	226	31,3	233	44,1	62,5	167	57,2	76,7	291
	0,89	1,03	0,69	1,32	0,52	0,81	0,50	0,51	1,17	0,61	0,90	2,32
	12,8	16,5	8,98	19,5	6,89	14,9	7,38	8,77	20,4	9,54	9,65	38,4
	27,6	34,7	18,7	40,6	16,1	38,0	16,8	20,2	46,7	19,9	13,9	89,3
	4,63	4,19	1,14	3,42	2,47	1,56	1,56	0,77	1,88	1,77	2,19	4,82
	173	227	113	242	106	226	115	135	254	126	88,7	514
	754	1 017	528	1 039	483	940	573	643	1 041	615	375	1 894
	1 521	1 779	1 055	1 999	963	1 679	1 109	1 302	1 893	1 326	810	3 336
	2 460	2 702	1 621	3 092	1 457	2 398	1 645	2 042	2 843	2 174	1 420	4 649
	360	385	232	442	205	312	229	288	392	309	225	601
	0,24	0,36	0,22	0,65	0,33	0,26	0,11	0,09	0,23	0,21	1,01	0,19
	1151	1532	954	1 766	568	1 597	817	1 076	1 722	1 020	730	2 721
	20,0	53,4	136,8	57,2	40,4	21,6	11,9	1,03	18,7	17,9	57,3	3,39
	7,04	6,29	9,63	8,40	13,7	26,5	11,1	9,78	11,6	11,5	9,74	15,9
	2,35	3,00	1,74	3,40	1,61	2,28	1,55	1,70	2,41	1,91	1,81	3,31
	10 299	12 538	6 690	14 698	5 906	10 592	7 141	8 130	13 340	7 783	6 075	22 886
	12,8	25,2	16,2	13,1	8,64	72,1	12,4	13,6	22,8	16,0	11,0	20,6
	2,42	3,01	2,63	3,21	1,65	3,18	1,61	1,70	2,27	2,26	1,88	1,76
	12 074	13 557	12 219	12 900	8 889	11 338	9 592	13 313	13 055	12 621	12 612	12 553
	1 589	3 079	2 596	4 480	1 275	8 527	2 178	2 792	4 007	3 175	1 133	8 276
	782	1 021	1 294	1 099	1 135	4 104	1 462	1 300	1 441	1 488	443	3 748
	2,03	3,01	2,01	4,08	1,12	2,08	1,49	2,15	2,78	2,13	2,56	2,21
	0,20	0,14	0,08	0,11	0,18	0,05	0,11	0,04	0,05	0,11	0,19	0,07
	62,9	44,4	18,7	70,1	19,0	114	30,9	56,9	61,4	32,8	13,2	70,0
	5 464	6 343	3 644	7 106	3 272	5 844	3 742	4 503	6 660	4 639	3 024	11 420
	164	195	73,8	248	39,0	249	52,2	71,9	189	67,7	89,5	333
	5 268	6 109	3 550	6 814	3 214	5 555	3 672	4 410	6 422	4 550	2 918	10 993
	9 228	4 122	2 316	9 251	6 519	9 960	9 216	20 035	10 144	10 190	991	13 238
	16,8	13,7	16,6	14,8	15,7	11,2	16,1	17,3	12,5	19,9	20,5	9,46
	117	61,8	30,9	141	84,8	201	112	233	201	109	10,2	327
	713	704	740	728	771	837	752	741	756	755	741	786

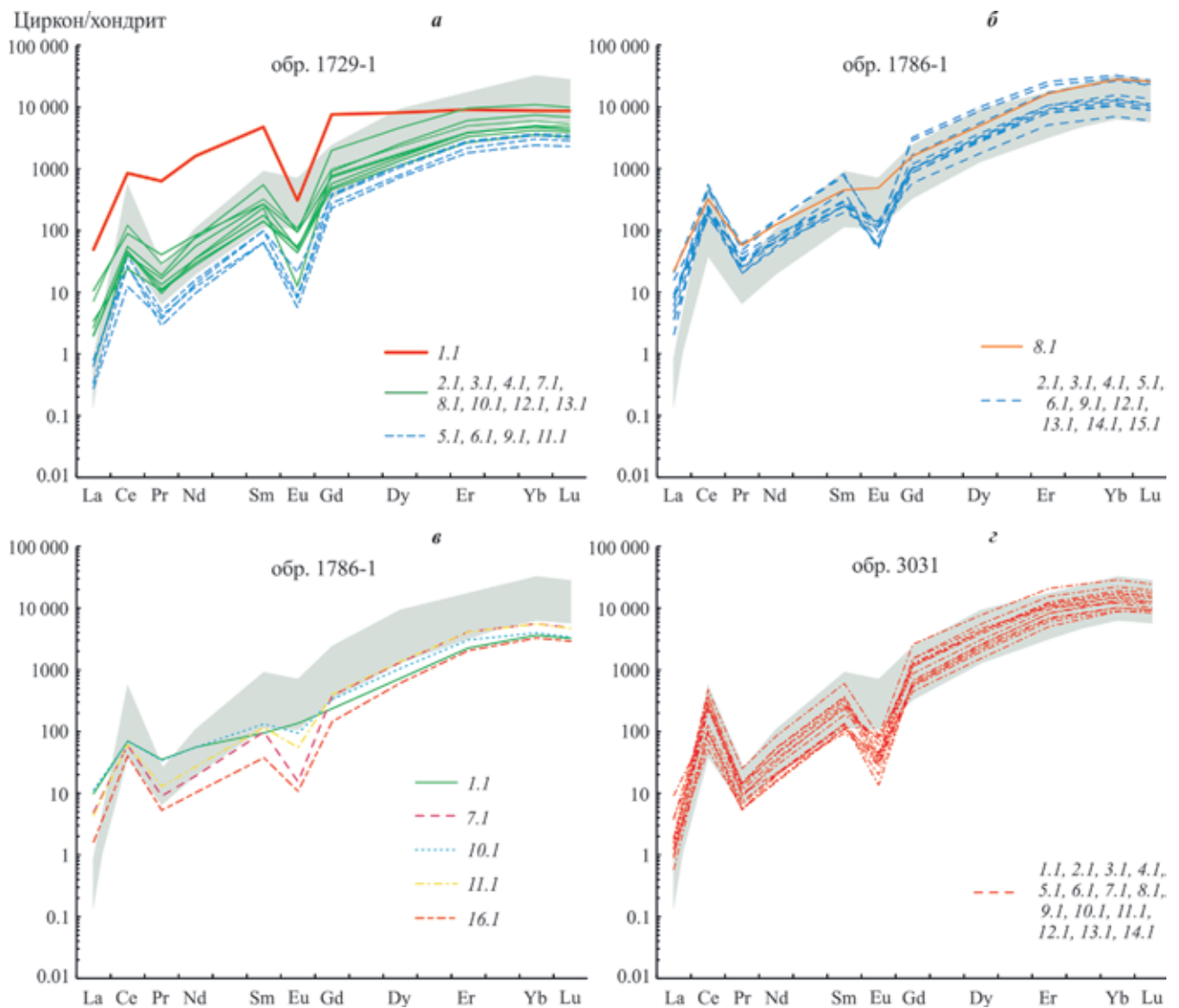


Рис. 4. Диаграммы распределения REE в цирконе

*a* – плагиодолериты Вангской интрузии (пр. 1729-1); *б, в* – пегматоидные габродолериты интрузии Ёкче (пр. 1786-1); *г* – троктолит-долериты интрузии Дегали (пр. 3031). Номера спектров соответствуют номерам анализов в табл. 2. Зеленоватое поле на всех диаграммах – состав циркона из основных пород Хараелахского массива в Норильском районе [24]. Нормирование содержаний проведено на состав хондрита по [28]

что кристаллизация более позднего циркона происходила в остаточном расплаве, более обогащенном Th, U, REE. Отношение Th/U варьирует в диапазоне 0,58–2,02. По содержанию U и Th изученный циркон сопоставим с цирконом из норильских интрузий, в которых концентрация урана 1000–6000 ppm, а отношение Th/U 1,5–4,5 [5]. Отмечаются повышенные содержания P 319–1179 и Y 1925–12127 ppm, возможно связанные с микровключениями ксенотима.

Проведено сопоставление полученных анализов (рис. 4) с цирконом из Хараелахского массива Норильского района по содержанию и характеру распределения REE [23]. В цирконе из Вангской интрузии величина  $\Sigma\text{REE}$  находится в диапазоне 1787–5240 ppm, однако в пяти зернах (анализы 5.1, 6.1, 8.1, 9.1, 11.1) отмечается более низкое содержание REE ( $\Sigma\text{REE} = 992\text{--}1538$  ppm). Характер распределения REE соответствует типичному

спектру распределения нормированных к хондриту концентраций REE в цирконе магматического генезиса. Такой циркон характеризуется крутым подъемом линии распределения от La к Lu с положительной Ce- и отрицательной Eu-аномалиями. Отклонения от стандартного распределения REE в цирконе свидетельствуют об изменениях в среде кристаллизации и могут быть использованы для расшифровки условий роста циркона. В зерне с анализом 1.1 аномально высокая величина  $\Sigma\text{REE} = 8639$  ppm сопровождается высокими содержаниями Y и Nb. Это зерно наиболее обогащено легкими лантаноидами  $\Sigma\text{LREE} = 1329$  ppm, в то время как в 12 других зернах среднее значение  $\Sigma\text{LREE} = 48,9$  ppm. Кроме того, в зерне с анализом 1.1 отмечается снижение величины Ce/Ce\* до 4,8. Обогащение LREE с уменьшением Ce-аномалии характерно для гидротермального циркона [20], поэтому можно полагать, что

кристаллизация этого зерна происходила в условиях обогащения расплава водным флюидом.

Для нормального магматического циркона обычно величина отношения  $(Yb/Gd)_N = 23$  [18]. В изученном цирконе отмечается более плоская структура распределения HREE. В цирконе с точкой 1.1 величина отношения  $(Yb/Gd)_N = 1,15$ , в остальных – в среднем 8,2. Низкие величины  $(Yb/Gd)_N = 7,2–9,7$  отмечались для мантийных пород, в частности для кимберлитового циркона [19]. Возможно, это результат плавления базальтового источника на большой глубине в области стабильности граната, когда происходило деплетирование расплава Gd, накапливающегося в реститовом гранате.

В большинстве случаев отмечается типичная для магматического циркона континентальных обстановок величина отношения  $(Sm/La)_N \sim 60–550$  [18], однако в зернах с анализами 12.1 и 13.1 со слабопроявленными Eu-минимумами величина  $(Sm/La)_N = 26–45$ , что несколько ниже типовой в результате обогащения расплава La 1,71–2,52 ppm.

Отчетливо проявлена обратная корреляция Hf и Ti, указывающая на фракционирование расплава [18]. Зерна с минимальным содержанием Hf 9330–9857 ppm имеют наиболее высокие концентрации Ti 36,8–68,2 ppm и, как следствие,  $(T_{Ti}^{Zir})$  [29] в основном  $> 900$  °C. Зерна с высокой концентрацией Hf 11035–12235 ppm (анализы 1.1, 2.1, 5.1, 11.1) содержат меньше титана, что соответствует  $T_{Ti}^{Zir} = 847–912$  °C, то есть эти зерна кристаллизовались в более эволюционированном низкотемпературном расплаве с низким содержанием Ti, Th, U и Li (табл. 2). По результатам датирования 13 зерен циркона из Вангской интрузии (табл. 3, рис. 5), конкордантное значение возраста составило  $248 \pm 2$  млн лет при низкой величине СКВО и высокой степени конкордантности, что указывает на высокую надежность полученного результата. Полученное значение возраста рассматривается как результат кристаллизации Вангской интрузии в раннем триасе.

Циркон из пегматоидных габбродолеритов в *интрузии Ёкче* (пр. 1786-1 на рис. 5) прозрачный бесцветный, зерна изометрические и удлиненно-призматические уплощенные размером 50–200 мкм, КУ = 1–7. В CL циркон почти черный с пятнистой зональностью, в центральных частях зерен – метамиктный. Он часто содержит остроугольные включения, окруженные светлыми иногда яркими в CL оторочками. В ряде случаев тонкое яркое свечение проявлено вдоль ограничений кристаллов. Низкие содержания Th 585–911 ppm в точках 1.1 и 16.1 дают низкие отношение Th/U 0,79, остальные 14 анализов показали среднее содержание Th 4765, U 2755 ppm, отношение Th/U = 1,73. Значительно варьирует Eu-минимум  $Eu/Eu^* = 0,06–0,33$ . Иногда он уменьшается до 0,45–0,90 и одновременно уменьшается Ce-аномалия, что указывает на кристаллизацию этого циркона в более восстановительных условиях, чем остальных, или его

рост происходил до кристаллизации плагиоклаза в расплаве. Возможно, это циркон наиболее раннего этапа кристаллизации.

В ряде анализов наблюдаются повышенное содержание Ca 108–3649 ppm и высокие концентрации P, достигающие 2977 ppm, коррелирующие с высоким содержанием Y 23634 ppm, что, вероятно, связано с микровключениями кальцита и ксенотима в цирконе.

По величине  $\Sigma REE = 2806–11985$  и характеру распределения основная часть циркона сопоставима с цирконом из Хараелахского массива Норильского района. Однако выделяется группа из 5 зерен (рис. 4, в) с более низкой величиной  $\Sigma REE = 1143–2155$  ppm. При этом отсутствует обогащение LREE с уменьшением Ce-аномалии, характерное для гидротермального циркона [20]. Наоборот, наиболее низкие отношения  $Ce/Ce^* = 3,5–9,1$  фиксируются при  $\Sigma LREE = 47,6–73,7$  ppm, в то время как при отношениях  $Ce/Ce^* = 10,1–66,6$  величина  $\Sigma LREE = 133–408$  ppm. Увеличение Ce-аномалии указывает на усиление окислительных условий, то есть в более окислительных условиях увеличивается концентрация LREE.

Величина  $(Yb/Gd)_N = 10,2–22,6$ , среднее 13,8, что заметно выше, чем в цирконе Вангской интрузии, но все равно ниже, чем в типовом магматическом цирконе [18]. Величина  $T_{Ti}^{Zir}$  колеблется от 730 до 1085 °C, но если исключить крайние значения, то в среднем составляет 811 °C, т. е. существенно ниже, чем в цирконе Вангской интрузии. Низкие концентрации Ti коррелируются с низким содержанием Hf, что указывает на отсутствие фракционирования расплава.

По результатам датирования 16 зерен циркона из пегматоидных габбродолеритов интрузии Ёкче конкордантный возраст составил  $241 \pm 2$  млн лет (табл. 3, рис. 5), что соответствует среднему триасу. Полученное значение возраста характеризуется низким СКВО 0,021 и высокой степенью конкордантности 0,89, что свидетельствует о его надежности.

Циркон из жильных долеритов *интрузии Переломной* (пр. 1790 на рис. 5) представлен идиоморфными прозрачными кристаллами и их обломками бледно-желтого цвета. Длина зерен 50–150 мкм, коэффициент удлинения 1–4. В CL зерна обладают слабым свечением, у некоторых кристаллов центральные части яркие (зерна с анализами 7.1, 4.1, 5.1). Циркон характеризуется высоким содержанием U 1057–5070, Th 2064–11891 ppm и отношением Th/U = 1,73–3,56, что свойственно циркону из основных пород. По результатам U-Pb датирования восьми зерен (табл. 3) получен конкордантный возраст  $230 \pm 3$  млн лет (рис. 5), соответствующий позднему триасу. Он рассматривается как время кристаллизации расплава в жилах долеритов в интрузии Переломной. Учитывая, что жилы долеритов по геохимии не отличаются от вмещающих долеритов, поздне триасовый возраст может быть принят для интрузии Переломной в целом.



Таблица 3

Результаты U-Rb анализов (SHRIMP II) циркона из интрузивных траптов

Точка анализа	<sup>206</sup> Rb, %	U, ppm	Th, ppm	<sup>232</sup> Th/ <sup>238</sup> U	<sup>206</sup> Rb*, ppm	Возраст <sup>206</sup> Rb/ <sup>238</sup> U, млн лет	Возраст <sup>207</sup> Rb/ <sup>206</sup> Rb, млн лет	D, %	( <sup>1</sup> ) <sup>238</sup> U/ <sup>206</sup> Rb	± %	( <sup>1</sup> ) <sup>207</sup> Rb*/ <sup>206</sup> Rb*	± %	( <sup>1</sup> ) <sup>206</sup> Rb*/ <sup>238</sup> U	± %	Rho
Пр. 1729-1 — плагидолериты															
1.1	0,13	624	462	0,76	21,2	250 ± 5	234 ± 44	-7	25,3	2,0	0,051	1,9	0,040	2,7	0,7
2.1	0,23	2 232	1 731	0,80	76,2	251 ± 4	276 ± 25	+9	25,2	1,6	0,052	1,1	0,040	2,0	0,8
3.1	0,01	3 467	9 443	2,81	118	251 ± 3	263 ± 16	+5	25,2	1,3	0,051	0,7	0,040	1,4	0,9
4.1	—	2 087	3 696	1,83	69	243 ± 3	273 ± 24	+11	26,0	1,1	0,052	1,0	0,038	1,5	0,7
5.1	—	765	1 219	1,65	25,4	244 ± 3	239 ± 35	-2	25,9	1,1	0,051	1,5	0,039	1,1	0,6
6.1	—	274	306	1,15	9,24	248 ± 3	281 ± 60	+12	25,5	1,1	0,052	2,6	0,039	2,8	0,4
7.1	0,32	671	813	1,25	22	242 ± 3	246 ± 49	+2	26,2	1,1	0,051	2,1	0,038	2,4	0,4
8.1	0,10	749	1 402	1,93	25	245 ± 6	207 ± 39	-19	25,8	2,4	0,050	1,7	0,039	2,9	0,8
9.1	0,06	1 909	4 227	2,29	63,9	246 ± 3	218 ± 23	-13	25,7	1,4	0,051	1,0	0,039	1,7	0,8
10.1	0,16	2 351	3 660	1,61	79,9	250 ± 2	208 ± 22	-21	25,3	1,0	0,050	1,4	0,040	1,4	0,7
11.1	—	161	151	0,97	5,52	252 ± 3	348 ± 110	+28	25,1	1,3	0,053	4,9	0,040	5,0	0,2
12.1	0,12	4 476	11 654	2,69	151	248 ± 3	266 ± 15	+7	25,5	1,3	0,052	0,7	0,039	1,5	0,9
13.1	0,02	3 955	3 083	0,81	134	249 ± 2	231 ± 14	-8	25,4	1,0	0,051	0,6	0,039	1,2	0,8
Пр. 1786-1 — пегматоидные габродолериты															
1.1	0,06	291	200	0,71	9,48	240 ± 3	362 ± 53	34	26,4	1,4	0,054	2,3	0,038	2,7	0,5
2.1	0,31	1 734	3 121	1,86	57,2	243 ± 2	189 ± 31	-29	26,0	1,0	0,050	1,3	0,038	1,7	0,6
3.1	0,09	4 640	9 592	2,14	155	246 ± 2	259 ± 15	5	25,7	1,0	0,051	0,6	0,039	1,2	0,8
4.1	0,03	4 832	9 772	2,09	159	242 ± 2	227 ± 14	-7	26,2	1,0	0,051	0,6	0,038	1,2	0,8
5.1	0,05	1 146	1 444	1,30	37,2	236 ± 2	244 ± 29	2	26,5	1,0	0,051	1,3	0,038	1,6	0,6
6.1	—	2 900	5 985	2,13	93,3	237 ± 2	256 ± 17	8	26,7	1,0	0,051	0,7	0,037	1,2	0,8
7.1	—	1 395	2 120	1,57	44,9	237 ± 2	244 ± 24	3	26,7	1,0	0,051	1,1	0,037	1,4	0,7
8.1	0,18	1 431	6 481	4,68	46,2	238 ± 3	199 ± 30	-20	26,6	1,4	0,050	1,3	0,038	1,9	0,7
9.1	0,26	1 573	3 079	2,02	51,1	239 ± 3	218 ± 31	-10	26,4	1,3	0,051	1,3	0,038	1,8	0,7
10.1	0,92	546	840	1,59	17,7	239 ± 2	174 ± 80	-38	26,5	1,1	0,050	3,4	0,038	3,6	0,3
11.1	0,19	359	442	1,27	11,5	237 ± 3	279 ± 55	16	26,7	1,1	0,052	2,4	0,037	2,7	0,4
12.1	—	2 357	4 551	1,99	77,1	241 ± 2	272 ± 19	12	26,3	1,0	0,052	0,8	0,038	1,3	0,8
13.1	0,66	799	1 157	1,50	26,2	242 ± 3	230 ± 62	-5	26,1	1,2	0,051	2,7	0,038	2,9	0,4
14.1	—	4 278	14 333	3,46	143	246 ± 2	249 ± 14	1	25,7	1,0	0,051	0,6	0,039	1,2	0,8
15.1	0,10	2 763	7 744	2,90	91,0	243 ± 3	199 ± 20	-22	26,1	1,3	0,050	0,9	0,038	1,6	0,8
16.1	—	854	920	1,11	27,4	237 ± 2	259 ± 39	9	26,7	1,0	0,051	1,7	0,037	2,0	0,5
Пр. 1790 — долериты															
1.1	0,02	3 635	10 927	3,11	115	232 ± 3	252 ± 26	9	27,3	1,5	0,05125	1,2	0,037	1,9	0,8
2.1	0,00	2 014	3 628	1,86	64	234 ± 4	214 ± 34	-9	27,1	1,6	0,0504	1,4	0,037	2,1	0,7
3.1	2,42	3 191	9 318	3,02	102	229 ± 4	250 ± 310	9	27,6	1,7	0,0512	1,3	0,036	1,4	0,1
4.1	0,15	1 274	3 378	2,74	39,4	228 ± 4	207 ± 52	-9	27,8	1,6	0,0503	2,2	0,036	2,7	0,6
5.1	0,10	1 057	2 064	2,02	33,6	234 ± 4	223 ± 52	-5	27,1	1,6	0,0506	2,3	0,037	2,8	0,6
6.1	0,00	5 070	8 474	1,73	160	232 ± 3	205 ± 25	-12	27,2	1,5	0,05022	0,9	0,037	1,8	0,9

		Пр. 3031 — троктолит-долериты															
7.1	0,00	3 450	11 891	3,56	106	227 ± 3	221 ± 26	-2	27,9	1,5	0,05057	1,1	0,25	1,9	0,036	1,5	0,8
7.2	0,00	1 652	4 444	2,78	51	227 ± 4	205 ± 39	-10	27,9	1,6	0,05021	1,7	0,2486	2,3	0,036	1,6	0,7
1.1	0,11	1 837	3 626	2,04	58,9	236 ± 2	187	-27	26,8	1,0	0,0498	1,1	0,26	1,5	0,037	1,0	0,7
2.1	0,08	1 682	7 021	4,31	53,8	235 ± 3	193	-22	26,9	1,5	0,0500	1,1	0,26	1,9	0,037	1,5	0,8
3.1	0,14	654	1 969	3,11	20,7	233 ± 2	185	-26	27,2	1,1	0,0498	1,9	0,25	2,2	0,037	1,1	0,5
4.1	0,08	498	1 671	3,46	15,8	234 ± 2	251	+7	27,1	1,1	0,0512	3,5	0,26	3,7	0,037	1,1	0,3
5.1	0,09	827	2 787	3,48	26,6	237 ± 2	282	+16	26,7	1,0	0,0519	1,8	0,27	2,1	0,037	1,0	0,5
6.1	0,22	816	4 621	5,85	26,5	239 ± 4	289	+17	26,4	1,7	0,0521	1,9	0,27	2,5	0,038	1,7	0,7
7.1	0,35	790	1 217	1,59	25,2	235 ± 3	150	-58	26,9	1,5	0,0490	2,1	0,25	2,6	0,037	1,5	0,6
8.1	0,00	2 977	7 828	2,72	94,4	234 ± 2	256	+9	27,1	1,0	0,0513	0,7	0,26	1,2	0,037	1,0	0,8
9.1	0,07	855	1 639	1,98	26,9	232 ± 2	272	+15	27,3	1,0	0,0517	1,5	0,26	1,8	0,037	1,0	0,6
10.1	—	990	2 976	3,11	31,4	233 ± 2	277	+16	27,1	1,0	0,0518	1,7	0,26	2,0	0,037	1,0	0,5
11.1	0,19	1 086	4 168	3,96	34,9	237 ± 4	198	-20	26,8	1,7	0,0501	1,5	0,26	2,3	0,037	1,7	0,8
12.1	—	1 405	4 402	3,24	45,2	237 ± 3	240	+1	26,7	1,4	0,0510	1,4	0,26	2,0	0,037	1,4	0,7
13.1	4,76	208	665	3,30	6,64	235 ± 3	104	-128	26,9	1,4	0,0481	17,6	0,25	17,6	0,037	1,4	0,1
14.1	0,03	3 393	10 416	3,17	110	240 ± 2	244	+2	26,4	1,0	0,0511	0,7	0,27	1,2	0,038	1,0	0,8

Примечание. Pb\* и Pb\* — общий и радиогенный свинец. Погрешность калибровки стандарта 0,36%. (1) — коррекция по <sup>204</sup>Pb. D — дискордантность. Rho — коэффициент корреляции. Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приводятся на уровне 1σ, погрешности вычисленных возрастов — на уровне 2σ.

Циркон из троктолит-долеритов *интрузии Дегали* (пр. 3031 на рис. 5) представлен идиоморфными бесцветными прозрачными кристаллами и их обломками, по удлинению достигающими 100–180 мкм, КУ 1,5–3. В CL циркон темный или слабого свечения, заметна слабовыраженная грубая концентрическая зональность в зернах с анализами 2.1, 7.1, 9.1, 10.1. Внутри зерен с анализами 2.1 и 6.1 содержатся черные участки, окруженные границей с ярким свечением. Наблюдаются относительно высокие и ровные содержания U 1710 и Th 3795 ppm, пониженные в сером цирконе (анализы 3.1 и 13.1). Высокая средняя величина отношения Th/U = 2,29 характерна для циркона из основных пород. Преобладает высокое содержание Hf, среднее по 12 анализам 12422 ppm. Низкое содержание Hf 8889–9592 ppm в зернах с анализами 7.1 и 9.1 сочетается с пониженным отношением Th/U = 1,12–1,49. Высокие концентрации P 568–2721 ppm коррелируются с высоким содержанием Y 5906–22886 ppm, видимо, в цирконе присутствуют микровключения ксенотима.

Спайдерграммы циркона интрузии Дегали (рис. 4, з) совпадают с полем циркона из Хараелахского массива, но при этом имеют более глубокий Eu-минимум (Eu/Eu\* = 0,04–0,20) и значительные колебания ΣREE = 3024–11420 ppm. Средняя величина (Yb/Gd)<sub>N</sub> = 15,8 немного выше, чем в остальных пробах. Температура кристаллизации циркона (T<sub>Г</sub><sup>Zir</sup> в диапазоне 704–837 °C, среднее 753 °C) наиболее низкая по сравнению с другими изученными цирконами. Конкордантный U-Pb возраст циркона по 14 анализам составил 235 ± 1 млн лет (рис. 5). Он имеет очень низкое СКВО и высокую степень конкордантности, что позволяет с уверенностью говорить о позднеэриосовом возрасте кристаллизации пород интрузии Дегали.

**Изотопный состав Sr и Nd** в породах в разной степени обогащен радиогенными изотопами. Величина отношения <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd (табл. 4) во всех породах превышает хондритовое значение 0,16, что делает невозможным определить Nd-модельный возраст протолитов пород. Расчет величин ε<sub>Nd</sub>(T) и ε<sub>Sr</sub>(T) на возраст установленного в них циркона показывает, что значения ε<sub>Nd</sub>(T) варьируют от -0,4 до +1,9 и примерно соответствуют среднему составу Земли. Вариации величин <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr = 0,706177–0,708470 вполне сопоставимы с низкокальциевыми толеитами Сибирской платформы (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr = 0,705–0,707) [1]. Характерна обогащенность пород радиогенным стронцием, особенно пегматоидных габбродолеритов интрузии Ёкче (ε<sub>Sr</sub>(T) = 55), что может объясняться присутствием в составе магм корового компонента.

**Lu-Hf система** изучена только в 11 зернах циркона, так как в большинстве случаев размер зерен оказался меньше диаметра лазерного пучка (50–70 мкм), используемого при лазерной абляции (LA ICPMS). Подходящие по размеру зерна циркона были проанализированы

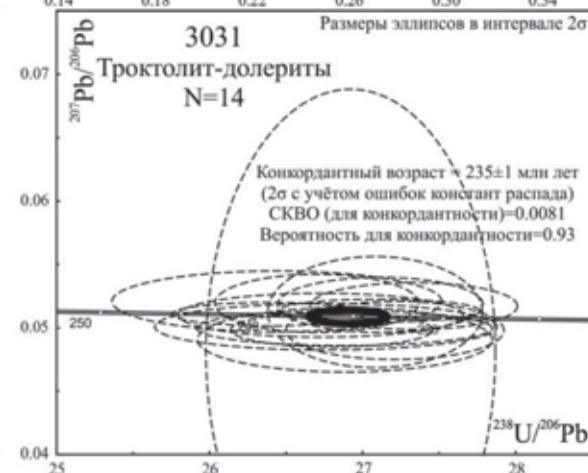
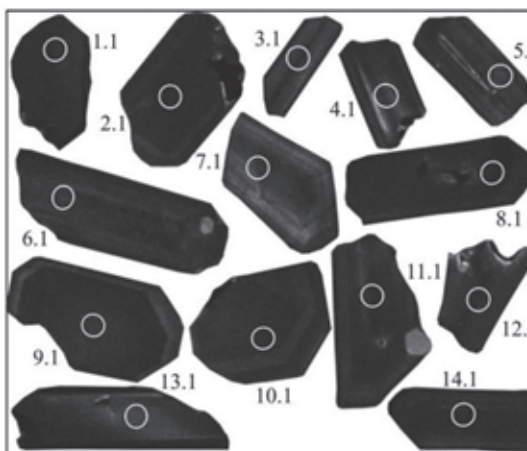
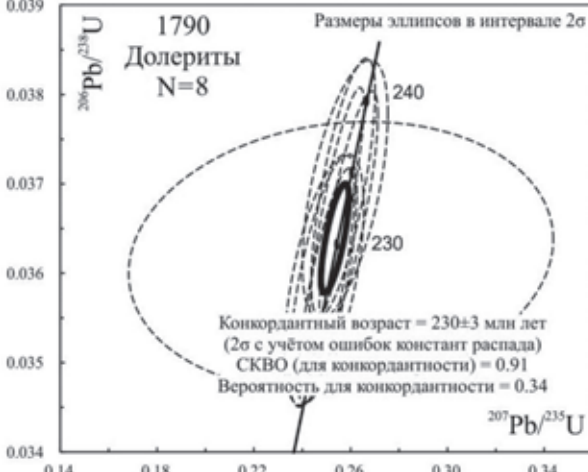
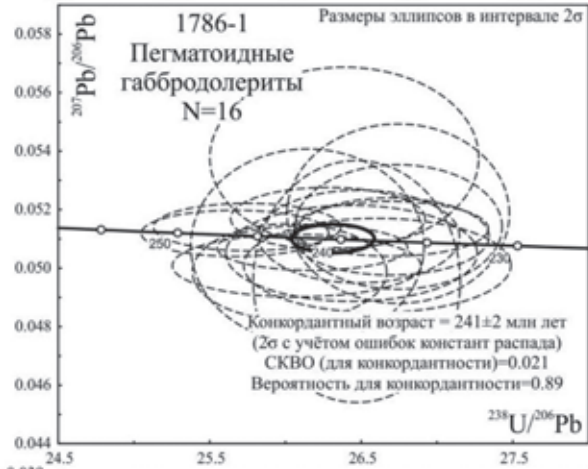
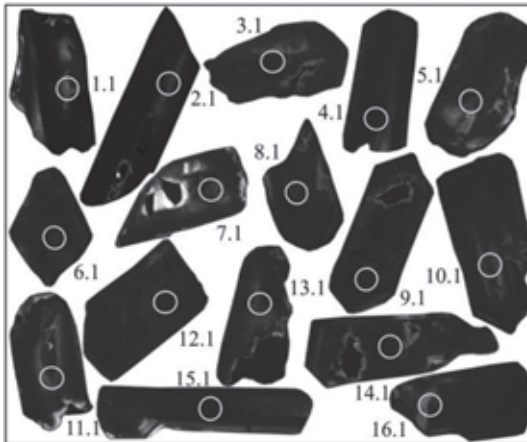
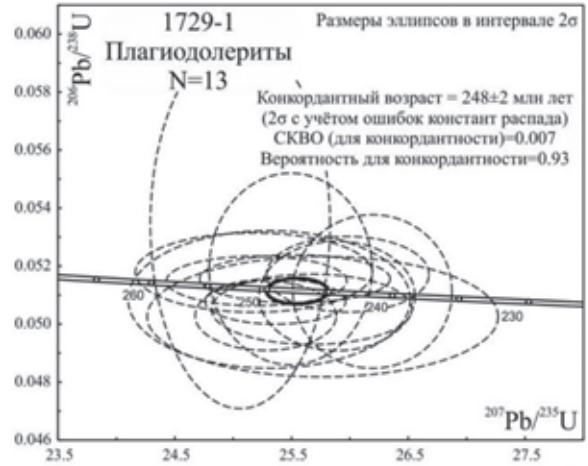
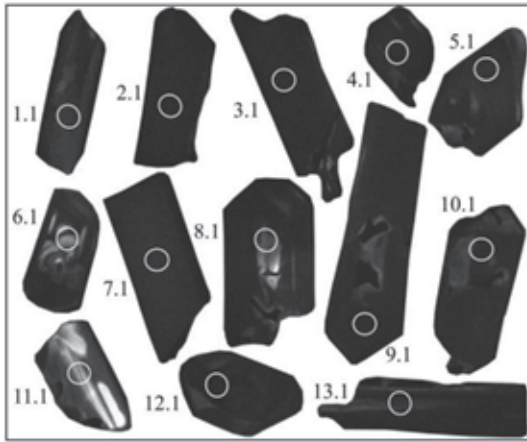




Таблица 4

## Изотопный состав Nd и Sr

Номер пробы	Возраст, млн лет	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$	Rb, ppm	Sr, ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\epsilon_{\text{Sr}}(\text{T})$
1729-1	248	2,04	7,07	0,1746	0,512701	1,9	9,998	350,0	0,0826	0,706919	34,3
1786-1	241	9,98	33,59	0,1795	0,512588	-0,4	17,34	456,1	0,1099	0,708470	55,0
1789	230	4,79	17,04	0,1700	0,512605	-0,6	15,20	238,1	0,1845	0,706191	19,24
3031	235	2,85	10,23	0,1685	0,512617	0,4	10,98	197,5	0,1607	0,706177	20,1

Примечание. Номера проб в таблице соответствуют номерам проб на рис. 1 и в табл. 1.

Таблица 5

## Изотопный Lu-Hf состав циркона

Номера точек анализа	T, млн лет (по данным SHRIMP II)	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm \sigma$	$\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T})$	$\pm 2\sigma$
1786-1_3.1	246	0,1371	0,008913	0,282922	0,000100	9,3	3,5
1786-1_4.1	227	0,1721	0,013816	0,283659	0,000144	34,3	5,0
1786-1_5.1	239	0,0985	0,005983	0,283376	0,000064	25,7	2,2
1786-1_7.1	237	0,0285	0,001522	0,282858	0,000047	8,0	1,6
1786-1_9.1	239	0,1595	0,010366	0,283600	0,000144	32,9	5,0
1786-1_12.1	241	0,2300	0,016155	0,284106	0,000255	49,9	8,9
1786-1_16.1	237	0,1123	0,008426	0,283104	0,000081	15,6	2,8
3031_1.1	236	0,0667	0,003985	0,283146	0,000043	17,8	1,4
3031_2.1	235	0,1480	0,006814	0,283390	0,000111	26,0	3,9
3031_9.1	232	0,0789	0,003874	0,283388	0,000051	26,3	1,7
3031_10.1	233	0,0698	0,004846	0,283071	0,000047	15,0	1,6

из пегматоидных габбродолеритов интрузии Ёкче (пр. 1786-1) и троктолит-долеритов Дегалинской интрузии (пр. 3031, табл. 5). Содержание REE в цирконах оказалось выше, чем в используемых цирконовых стандартах:  $^{175}\text{Yb}/^{177}\text{Hf} = 0,00058-0,049$ ;  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0,000015-0,0018$ , вследствие чего получена высокая погрешность результатов. В связи с существенным превышением содержания REE в стандартах, приемлемые результаты получены только по трем анализам: 1786-1\_7.1, 3031\_1.1 и 3031\_10.1. При расчете на U-Pb возраст циркон с минимальным содержанием REE характеризуется величиной  $\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T}) = +8...+15$ , соответствующей деплетированной мантии. В связи с малочисленностью корректных анализов Lu-Hf изотопной системы могут быть сделаны только предварительные заключения. Модельный возраст  $T_{\text{Hf}}(\text{DM})$  циркона из пегматоидных габбродолеритов интрузии Ёкче в двух случаях

позднерифейский и составляет 0,57–0,59 млрд лет. В одном случае (циркон с анализом 16.1)  $T_{\text{Hf}}(\text{DM}) = 0,26$  млрд лет соответствует пермскому периоду. Для циркона из троктолит-долеритов Дегалинской интрузии величина  $T_{\text{Hf}}(\text{DM}) = 0,29$  млн лет – также соответствует перми. Сочетание цирконов с позднерифейским и пермским модельным возрастaми  $T_{\text{Hf}}(\text{DM})$  и величинами  $\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T}) = +8...+15$ , вероятно, результат плавления смешанного мантийного источника, содержащего компоненты как рифейской деплетированной мантии Палеоазиатского океана, так и пермского плюмового источника.

**Обсуждение результатов.** Циркон в интрузивных траппах встречается редко и обычно его присутствие воспринимается с недоверием. Для извлечения циркона были отобраны и проанализированы десятки проб интрузивных пород, прежде чем был получен положительный результат по четырем пробам, рассмотренным выше. Циркон из всех трапповых интрузий однотипный, что хорошо видно на CL-изображениях рис. 5, но при этом существенно отличается по U-Pb изотопному возрасту. Отмечаются следующие общие признаки для циркона из трапповых интрузий. Преобладающий D-тип кристаллов [25] показатель для щелочных пород и высокотемпературных условий кристаллизации. Высокая величина Th/U отношения характерна для циркона из основных пород. Почти постоянно наблюдается

Рис. 5. Катодолюминесцентные изображения и U-Pb возраст циркона

Белыми окружностями обозначены аналитические кратеры, цифры соответствуют номерам анализов в табл. 2 и 3. Диаметр кратера везде составляет 20–30 мкм. На диаграммах: N – количество анализов, пунктирные эллипсы – результаты частных анализов, жирные сплошные эллипсы соответствуют конкордантному значению, а номера проб – 1729-1 – Вангская интрузия, 1786-1 – интрузия Ёкче, 1790 – интрузия Переломная, 3031 – интрузия Дегали

прямая корреляция высоких содержаний Р и У в цирконе. Возможно, это связано с контаминацией фосфатсодержащих или глинистых пород, предполагающейся для интрузий Норильского района [5]. В изученных цирконах преобладает высокое содержание REE, что также характерно для мафит-ультрамафитовых интрузий Норильского района:  $\Sigma\text{REE}$  достигает 38 500 ppm в интрузиве Норильск-1, 20 900 ppm – в Талнахском и 15 500 ppm в Хараелахском интрузивах [5]. Графики распределения REE в изученных нами трапповых интрузиях соответствуют магматическому типу и подобны циркону их Хараелахского массива. Величина аномалии Ce в цирконе возрастает с увеличением фугитивности кислорода в расплаве и при снижении температуры [20]. В большинстве изученных цирконов наблюдается хорошо выраженная положительная аномалия Ce, указывающая на окислительные условия при кристаллизации циркона. Однако ее редуцированность в отдельных цирконах из пегматоидных габбродолеритов интрузии Ёкче (пр. 1786-1) указывает на восстановительные условия. Отрицательная аномалия Eu почти во всех цирконах предполагает, что вместе с цирконом кристаллизовался плагиоклаз.

Возрастание содержаний Th, U и REE свидетельствует о кристаллизации циркона на поздних стадиях магматического процесса или в пегматоидных обособлениях, обогащенных летучими. Высокие содержания Th и U в изученных цирконах в сочетании с высоким Th/U отношением предполагают кристаллизацию из остаточного расплава, в котором эти элементы накапливались. В эту схему не вписывается циркон из троктолит-долеритов интрузии Дегали с высоким содержанием U 1710 и Th 3795 ppm и отношением Th/U = 2,29. К тому же этот циркон имеет наиболее низкую температуру кристаллизации ~753 °С. По данным предшественников, в Дегалинской интрузии происходила наиболее глубокая дифференциация расплава от троктолит-долеритов до кварцевых диоритов. Возможно, Дегалинский интрузив многофазный, и изученные нами троктолит-долериты представляют более позднюю фазу основного состава, контаминированную цирконом из кварцево-диоритовых дифференциатов.

Отметим различия в спектрах распределения REE Вангских плагиодолеритов и пегматоидных жил в других интрузиях (рис. 3). В Вангской интрузии плагиодолериты – результат гравитационной дифференциации и расслоения магмы, в ходе которого вблизи кровли накопился более легкий обогащенный плагиоклазом расплав (анортозитовый тренд), но обедненный REE. В отличие от плагиодолеритов Вангской интрузии, в пегматоидных жилах и обособлениях кристаллизовался остаточный расплав, отделившийся при застывании основного объема магмы и обогащенный летучими U, Th и REE. Поэтому пегматоидные обособления обычно имеют более высокое содержание REE по сравнению

с вмещающими породами. Это не относится к жилам долеритов (не пегматоидным) в интрузии Переломной, которые по геохимии практически не отличаются от вмещающих габбродолеритов. Следовательно, рост циркона происходил в процессе кристаллизации остаточного расплава, обогащенного летучими компонентами с образованием пегматоидных обособлений.

Высокое содержание REE в цирконе приводит к высокому отношению  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  и сильно затрудняет интерпретацию результатов изучения Lu-Hf изотопной системы. Высокое отношение  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  отмечается также для промышленно-рудноносных интрузивов Норильского района и связано с контаминацией фосфатсодержащих или глинистых пород [5]. Тем не менее по единичным анализам с минимальным содержанием REE установлены величины  $\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T}) = +8...+15$ , соответствующие деплетированной мантии. Следует отметить, что для продуктивных интрузивов Норильского района также характерна высокая величина  $\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T}) = +8,2 \pm 1,8$ , в то время как Нижнеталнахский малорудный интрузив отличается близкими к нулевым значениями  $\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T})$  [5]. По предварительным данным Lu-Hf изотопной системы, в цирконах магматический источник трапповых интрузий был гетерогенным. Он включал компоненты рифейской деплетированной мантии, признаками которой являются высокие величины  $\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T}) = +8...+15$  и позднерифейский модельный возраст  $T_{\text{Hf}}(\text{DM}) = 0,57-0,59$  млрд лет. Эти значения могут указывать на деплетированную мантию Палеоазиатского океана. Однако отдельные значения  $T_{\text{Hf}}(\text{DM}) = 0,26-0,29$  млрд лет указывают на возможное участие в источнике и более молодого, вероятно плюмового, компонента.

Согласно классификации трапповых интрузий [6], изученные массивы относятся к послелавовым фазам. Однако проблематично определение их принадлежности к конкретным комплексам серийной легенды ГГК-1000/3, по которым нет надежных изотопных датировок. Раннетриасовая интрузия Ванга ( $248 \pm 2$  млн лет) с определенной долей условности относится нами к курейскому комплексу, хотя точный возраст петротипа курейского комплекса не известен. Среднетриасовая интрузия Ёкче ( $241 \pm 2$  млн лет), сложенная преимущественно пойкилоофитовыми долеритами, возможно, относится к катангскому комплексу. Интрузия Дегали могла бы относиться к норильскому комплексу в понимании [6], однако она значительно моложе интрузий Норильского района [5]. По возрасту циркона интрузии Переломная ( $230 \pm 3$  млн лет) и Дегали ( $235 \pm 1$  млн лет) наиболее близки и могут относиться к одному позднетриасовому комплексу.

Импульс магматизма на границе среднего и позднего триаса, возможно, не относится к собственно трапповому этапу, если его ограничивать временем прекращения лавовых излияний. В Норильском районе в близком

возрастном диапазоне происходило формирование Болгохтохской сиенит-граносиенитовой интрузии, на севере и востоке Сибирской платформы – блуднинского комплекса трахидолеритового, ланктохотского габбро-диорит-сиенитового, на Таймыре – дьякатаринского плагиоверлит-габбродолеритового и восточнотаймырского монцогаббродолерит-диорит-граносиенитового комплексов. Возможно, что в южных областях траппового магматизма с умереннощелочными интрузиями северных районов коррелируется умереннощелочной тычанский комплекс, но его радиологический возраст пока надежно не установлен. Однако в отличие от этих комплексов преимущественно с отчетливо выраженным умереннощелочным уклоном изученные нами средне-позднетриасовые интрузии имеют нормальную щелочность и по геохимическим характеристикам неотличимы от обычных трапповых интрузий. В частности, Дегалинскую интрузию на основании ее высокой магнезиальности, дифференцированности и отсутствующей сульфидной минерализации обычно относили к курейскому троктолит-долеритовому комплексу, однако U-Pb возраст циркона Дегалинской интрузии указывает на позднетриасовое время кристаллизации расплава.

**Заключение.** Изученные интрузивные массивы основного состава в западной части Тунгусской синеклизы характеризуются нормальным типом щелочности, два массива (Вангский и Дегали) имеют повышенную магнезиальность и содержат сульфидную минерализацию. Среднее содержание в породах REE около 63 ppm, снижается до 35,79 ppm в плагиодолеритах Вангской интрузии и возрастает до 220,64 ppm в пегматоидных долеритах интрузии Ёкче. Вангская интрузия отличается от других графиками распределения с выпуклой структурой HREE, что, вероятно, связано с характером магматического источника. Наиболее благоприятные условия для образования циркона в долеритовых интрузиях возникают при кристаллизации лейкократовых горизонтов в кровле расслоенных интрузий, а также пегматоидных обособлений и жил. Результаты датирования цирконов из интрузивных массивов в западной части Тунгусской синеклизы свидетельствуют о продолжительности базитового магматизма не менее 20 млн лет (от раннего до позднего триаса). Морфологические, изотопно-геохимические характеристики цирконов не вызывают сомнений в их принадлежности к породам изученных интрузий основных пород. Несмотря на широкий возрастной диапазон формирования, циркон из интрузий однотипный, имеет признаки циркона из основных пород и во многом сходен с цирконом из мафит-ультрамафитовых интрузий Норильского района. Характерно высокое содержание REE в цирконе, что затрудняет интерпретацию результатов изучения Lu-Nf изотопной системы. По предварительным данным, изотопная Lu-Nf система

циркона свидетельствует о деплетированном мантийном источнике ( $\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T}) = +8...+15$ ) и двух группах модельных возрастов  $T_{\text{Hf}}(\text{DM})$ : 0,57–0,59 и 0,26–0,29 млрд лет. В качестве источника рассматриваемых магматитов предполагается плавление рифейской деплетированной мантии Палеоазиатского океана под воздействием пермского плюма.

Работа выполнена при составлении Госгеолкарты РФ м-ба 1 : 1 000 000/3 листа Q-46 – Туто-чана. Геохимия циркона изучена в рамках Госзадания ИГГД РАН (тема НИР № 0153-2019-0002).

1. Альмухамедов А. И.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  изотопия пермотриасовых базальтов Сибирской платформы и вероятные источники вещества при внутриплитовом магматизме / А. И. Альмухамедов, Г. С. Плюснин, Е. А. Альмухамедов, В. В. Золотухин, В. М. Николаев, С. В. Кузнецова, Г. П. Сандиминова // Геология и геофизика. 1992. – Т. 33, № 7. – С. 48–60.

2. Альмухамедов А. И., Медведев А. Я., Золотухин В. В. Вещественная эволюция пермотриасовых базальтов Сибирской платформы во времени и пространстве // Петрология. – 2004. – Т. 12, № 4. – С. 339–353.

3. Добрецов Н. Л. Термохимическая модель мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза месторождений благородных, цветных и редких металлов / Н. Л. Добрецов, А. С. Борисенко, А. Э. Изох, С. М. Жмодик // Геология и геофизика. – 2010. – № 9. – С. 1159–1187.

4. Иванов А. В. Внутриконтинентальный базальтовый магматизм (на примере мезозоя и кайнозоя Сибири): Автореф. доктора геол.-минерал. наук. – Иркутск, 2011. – 36с.

5. Изотопная геология Норильских месторождений. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2017. – 348 с.

6. Лурье М. Л., Масайтис В. Л., Полунина Л. А. Интрузивные траппы западной окраины Сибирской платформы // Петрография Восточной Сибири. Т. 1: Сибирская платформа и ее северное обрамление. – М.: АН СССР, 1962. – С. 5–70.

7. Петров О. В. Первые минералого-геохимические и геохронологические характеристики цирконов из пород интрузива Норильск-1 (Сибирская платформа, Россия) / О. В. Петров, К. Н. Малич, В. В. Дистлер, С. Ф. Служеникин, С. С. Шевченко, В. В. Кнауф, Д. И. Матуков, Е. Н. Лепехина, С. Л. Пресняков, Е. В. Толмачева, Е. В. Туганова, В. О. Халенев, С. А. Сергеев // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма: Материалы III Рос. конф. по изотопной геохронологии. Т. 2. – М.: ГЕОС, 2006. – С. 102–104.

8. Скундин В. С. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Тунгусская. Листы Q-46-XXXV, XXXVI. Объяснительная записка. – М.: ВГФ, 1974. – 98 с.

9. Скундин В. С. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Тунгусская. Листы Q-46-XXI, XXII. Объяснительная записка. – М.: ВГФ, 1978. – 119 с.

10. Малич К. Н., Баданина И. Ю., Туганова Е. В. Магматическая эволюция ультрамафит-мафитовых интрузивов Норильской провинции (Россия): вещественные и геохронологические данные // Литосфера. – 2010. – № 5. – С. 37–63.

11. Малич К. Н. Возраст и Hf-Nd изотопия ультрамафит-мафитовых интрузивов Норильской провинции по данным изучения монацита, бадделеита и циркона в рудоносных и нерудоносных породах / К. Н. Малич, И. Ю. Баданина, В. В. Хиллер, Е. А. Белоусова, С. Н. Бо-



- чаров, В. В. Кнауф, С. М. Туганова, А. А. Степашко // Труды ИГГ УрО РАН. — 2014. — Вып. 161. — С. 191–197.
12. Карта геологических формаций чехлы Сибирской платформы. Масштаб 1 : 1 500 000 / гл. ред. Н. С. Малич. — Л.: ВСЕГЕИ, 1976.
13. Радько В. А. Фации интрузивного и эффузивного магматизма Норильского района. — СПб.: Картофабрика ВСЕГЕИ, 2016. — 225 с.
14. Федотова А. А., Бибикина Е. В., Симакин С. Г. Геохимия циркона (данные ионного микрозонда) как индикатор генезиса минерала при геохронологических исследованиях // Геохимия. — 2008. — № 9. — С. 980–997.
15. Baksi A. K.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages of flood basalt provinces in Russia and China and their possible link to global faunal extinction events: A cautionary tale regarding alteration and loss of  $^{40}\text{Ar}$  // Journal of Asian Earth Sciences. — 2014. — Vol. 84. — P. 118–130
16. Burgess S. D., Bowring S. A. High-precision geochronology confirms voluminous magmatism before, during, and after Earth's most severe extinction // Science Advances. — 2015. — Vol. 1, N 7. e1500470. doi: 10.1126/sciadv.1500470 (31.05.2019).
17. Griffin W. L., Pearson N. J., Belousova E. et al. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites // Geochimica et Cosmochimica Acta. — 2000. — Vol. 64. — P. 133–147.
18. Grimes C. B., John B. E., Cheadle M. J. et al. On the occurrence, trace element geochemistry, and crystallization history of zircon from in situ ocean lithosphere // Contributions to Mineralogy and Petrology. — 2009. — Vol. 158, N 6. — P. 757–783.
19. Hoskin P. W. O., Ireland T. R. Rare earth element chemistry of zircon and its use as a provenance indicator // Geology. — 2000. — Vol. 28, N 7. — P. 627–630.
20. Hoskin P. W. O. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia // Geochimica et Cosmochimica Acta. — 2005. — Vol. 69. — P. 637–648.
21. Ivanov A. V., He H., Yang L., Nikolaeva I. V., Paleskii S. V.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of intrusive magmatism in the Angara-Taseevskaya syncline and its implication for duration of magmatism of Siberian Traps // Journal of Asian Earth Sciences. — 2009. — Vol. 35, N 1. — P. 1–12.
22. Kamo S. L., Czamanske G. K., Krough T. E. A minimum U-Pb age for Siberian flood-basalt volcanism // Geochimica et Cosmochimica Acta. — 1996. — Vol. 60. — P. 3505–3511.
23. Kamo S. L., Czamanske G. K., Amelin Y., Fedorenko V. A., Davis D. W., Trofimov V. R. 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. — 2003. — Vol. 214. — P. 75–91.
24. Malitch K. N., Belousova E. A., Griffin W. L., Badanina I. Yu., Pearson N. J., Presnyakov S. L., Tuganova E. V. Magmatic evolution of the ultramafic-mafic Kharaelakh intrusion (Siberian Craton, Russia): insights from trace-element, U-Pb and Hf-isotope data on zircon // Contributions to Mineralogy and Petrology. — 2010. — Vol. 159. — P. 753–768.
25. Pupin J. P. Zircon and granite petrology // Contributions to Mineralogy and Petrology. — 1980. — Vol. 73. — P. 207–220.
26. Reichow M. K., Pringle M. S., Al'Mukhamedov A. I. et al. The timing and extent of the eruption of the Siberian Traps large igneous province: implications for the end-Permian environmental crisis // Earth and Planetary Science Letters. — 2009. — Vol. 277. — P. 9–20.
27. Renne P. R., Basu A. R. Rapid eruption of the Siberian traps flood basalts at the Permo-Triassic boundary // Science. — 1991. — Vol. 253. — P. 176–179.
28. Sun S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geological Society London Special Publications. — 1989. — N 42. — P. 313–345.
29. Watson E., Harrison T. Zircon thermometer reveals minimum melting conditions on earliest Earth // Science. — 2005. — Vol. 308. — P. 841–844.
30. Whitney D. L., Evans B. W. Abbreviations for names of rock-forming minerals // American Mineralogist. — 2010. — Vol. 95. — P. 185–187.
31. Williams I. S. U-Th-Pb geochronology by ion-microprobe // Reviews in Economic Geology. — 1998. — Vol. 7. — P. 1–35.
- 
1. Al'mukhamedov A. I., Plyusnin G. S., Al'mukhamedov E. A., Zolotukhin V. V., Nikolaev V. M., Kuznetsova S. V., Sandimirova G. P.  $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$  isotopy of Permo-Triassic basalts of the Siberian Platform and probable sources of matter during intraplate magmatism. *Geologiya i geofizika*. 1992. Vol. 33. No. 7, pp. 48–60. (In Russian).
2. Al'mukhamedov A. I., Medvedev A. Ya., Zolotukhin V. V. Real evolution of Permo-Triassic basalts of the Siberian Platform in time and space. *Petrologiya*. 2004. Vol. 12. No. 4, pp. 339–353. (In Russian).
3. Dobretsov N. L., Borisenko A. S., Izokh A. E., Zhmodik S. M. Thermochemical model of mantle plumes of Eurasia as a basis for identifying the patterns of formation and forecasting of deposits of noble, non-ferrous and rare metals. *Geologiya i geofizika*. 2010. No. 9, pp. 1159–1187. (In Russian).
4. Ivanov A. V. Intracontinental basaltic magmatism (on the example of the Mesozoic and Cenozoic of Siberia). *Doct. Diss. (Geology)*. Irkutsk. 2011. 36 p. (In Russian).
5. *Izotopnaya geologiya Noril'skikh mestorozhdeniy [Isotope geology of the Norilsk deposits]*. St. Petersburg: VSEGEI. 2017. 348 p.
6. Lur'e M. L., Masaytis V. L., Polunina L. A. Intrusive traps of the western margin of the Siberian Platform. *Petrography of Eastern Siberia. Vol. 1: Siberian platform and its northern border*. Moscow: AN SSSR. 1962. Pp. 5–70. (In Russian).
7. Petrov O. V., Malich K. N., Distler V. V., Sluzhenikin S. F., Shevchenko S. S., Knauf V. V., Matukov D. I., Lepekhina E. N., Presnyakov S. L., Tolmacheva E. V., Tuganova E. V., Khalenev V. O., Sergeev S. A. The first mineralogical-geochemical and geochronological characteristics of zircons from rocks of the Norilsk-1 intrusion (Siberian Platform, Russia). *Isotopic dating of the processes of ore formation, magmatism, sedimentation and metamorphism: Proceedings of the III Russian Conference on Isotope Geochronology*. Moscow: GEOS. 2006. Vol. 2. Pp. 102–104. (In Russian).
8. Skundin V. S. *Geologicheskaya karta SSSR mashtaba 1 : 200 000. Seriya Tunguskaya. Listy Q-46-XXXV, XXXVI. Ob'yasnitel'naya zapiska [Geological map of the USSR on a scale of 1:200,000. Series Tunguska. Sheets Q-46-XXXV, XXXVI. Explanatory note]*. Moscow: VGF. 1974. 98 p.
9. Skundin V. S. *Geologicheskaya karta SSSR mashtaba 1 : 200 000. Seriya Tunguskaya. Listy Q-46-XXI, XXII. Ob'yasnitel'naya zapiska [Geological map of the USSR on a scale of 1:200,000. Series Tunguska. Sheets Q-46-XXI, XXII. Explanatory note]*. Moscow: VGF. 1978. 119 p.
10. Malich K. N., Badanina I. Yu., Tuganova E. V. Magmatic evolution of ultramafic-mafic intrusives of the Norilsk province (Russia): material and geochronological data. *Litofsfera*. 2010. No. 5, pp. 37–63. (In Russian).
11. Malich K. N., Badanina I. Yu., Khiller V. V., Belousova E. A., Bocharov S. N., Knauf V. V., Tuganova S. M., Stepashko A. A. Age and Hf-Nd isotopy of ultramafic-mafic intrusives of the Norilsk province according to the study of monazite, baddeleyite and zircon in ore-bearing and non-ore-bearing rocks. *Transactions of IGG UB RAS*. 2014. Iss. 161, pp. 191–197. (In Russian).
12. *Karta geologicheskikh formatsiy chekhly Sibiroyskoy platformy. Masshtab 1 : 1 500 000 [Map of geological formations of the Siberian platform cover. Scale 1:1,500,000]*. Chief editor N. S. Malich. Leningrad: VSEGEI. 1976.

13. Radko V. A. Fatsii intruzivnogo i effuzivnogo magmatizma Noril'skogo rayona [Facies of intrusive and effusive magmatism of the Norilsk region]. St. Petersburg: Karfabrika VSEGEI. 2016. 225 p.
14. Fedotova A. A., Bibikova E. V., Simakin S. G. Zircon geochemistry (ion microprobe data) as an indicator of the mineral genesis in geochronological studies. *Geokhimiya*. 2008. No. 9, pp. 980–997. (In Russian).
15. Baksi, A. K. 2014:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages of flood basalt provinces in Russia and China and their possible link to global faunal extinction events: A cautionary tale regarding alteration and loss of  $^{40}\text{Ar}$ . *Journal of Asian Earth Sciences*. 84. 118–130.
16. Burgess, S. D., Bowring, S. A. 2015: High-precision geochronology confirms voluminous magmatism before, during, and after Earth's most severe extinction. *Science Advances*. 28. 1. 7. e1500470, doi: 10.1126/sciadv.1500470 (31.05.2019).
17. Griffin, W. L., Pearson, N. J., Belousova, E. et al. 2000: The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 64. 133–147.
18. Grimes, C. B., John, B. E., Cheadle, M. J. et al. 2009: On the occurrence, trace element geochemistry, and crystallization history of zircon from in situ ocean lithosphere. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 158. 6. 757–783.
19. Hoskin, P. W. O., Ireland, T. R. 2000: Rare earth element chemistry of zircon and its use as a provenance indicator. *Geology*. 28. N 7. 627–630.
20. Hoskin, P. W. O. 2005: Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 69. 637–648.
21. 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 Siberian Traps. *Journal of Asian Earth Sciences*. 35. 1. 1–12.
22. Kamo, S. L., Czamanske, G. K., Krough, T. E. 1996: A minimum U-Pb age for Siberian flood-basalt volcanism. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 60. 3505–3511.
23. 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. 75–91.
24. Malitch, K. N., Belousova, E. A., Griffin, W. L., Badanina, I. Yu., Pearson, N. J., Presnyakov, S. L., Tuganova, E. V. 2010: Magmatic evolution of the ultramafic-mafic Kharaelakh intrusion (Siberian Craton, Russia): insights from trace-element, U-Pb and Hf-isotope data on zircon. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 159. 753–768.
25. Pupin, J. P. 1980: Zircon and granite petrology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 73. 207–220.
26. Reichow, M. K., Pringle, M. S., Al'Mukhamedov, A. I. et al. 2009: The timing and extent of the eruption of the Siberian Traps large igneous province: implications for the end-Permian environmental crisis. *Earth and Planetary Science Letters*. 277. 9–20.
27. Renne, P. R., Basu, A. R. 1991: Rapid eruption of the Siberian traps flood basalts at the Permo-Triassic boundary. *Science*. 253. 176–179.
28. Sun, S., McDonough, W. F. 1989: Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society London Special Publications*. 42. 313–345.
29. Watson, E., Harrison, T. 2005: Zircon thermometer reveals minimum melting conditions on earliest Earth. *Science*. 308. 841–844.
30. Whitney, D. L., Evans, B. W. 2010: Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*. 95. 185–187.
31. Williams, I. S. 1998: U-Th-Pb geochronology by ion-microprobe. *Reviews in Economic Geology*. 7. 1–35.

Гусев Николай Иванович – зав. отделом, ВСЕГЕИ<sup>1</sup>. <nikolay\_gusev@vsegei.ru>

Сергеева Людмила Юрьевна – вед. инженер, ВСЕГЕИ<sup>1</sup>. <ludmila\_sergeeva@vsegei.ru>

Строев Тимофей Сергеевич – вед. инженер, ВСЕГЕИ<sup>1</sup>. <timofey\_stroev@vsegei.ru>

Савельев Сергей Олегович – инженер, ВСЕГЕИ<sup>1</sup>. <sergey\_savelev@vsegei.ru>

Шарипов Альберт Гизарович – вед. инженер, ВСЕГЕИ<sup>1</sup>. <albert\_sharipov@vsegei.ru>

Ларионов Александр Николаевич – канд. геол.-минерал. наук, ст. науч. сотрудник, ВСЕГЕИ<sup>1</sup>. <alexander\_larionov@vsegei.ru>

Скублов Сергей Геннадьевич – доктор геол.-минерал. наук, гл. науч. сотрудник, Институт геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук (ИГГД РАН). Наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, 199034, Россия; профессор, Санкт-Петербургский горный университет (СПГУ). 21-я линия, Васильевский остров, 2, Санкт-Петербург, 199106, Россия. <skublov@yandex.ru>

Gusev Nikolay Ivanovich – Head of Department, VSEGEI<sup>1</sup>. <nikolay\_gusev@vsegei.ru>

Sergeeva Lyudmila Yur'evna – Leading Engineer, VSEGEI<sup>1</sup>. <ludmila\_sergeeva@vsegei.ru>

Stroev Timofey Sergeevich – Leading Engineer, VSEGEI<sup>1</sup>. <timofey\_stroev@vsegei.ru>

Savel'ev Sergey Olegovich – Engineer, VSEGEI<sup>1</sup>. <sergey\_savelev@vsegei.ru>

Sharipov Albert Gizarovich – Leading Engineer, VSEGEI<sup>1</sup>. <albert\_sharipov@vsegei.ru>

Larionov Aleksandr Nikolaevich – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Lead Researcher, VSEGEI<sup>1</sup>. <alexander\_larionov@vsegei.ru>

Skublov Sergey Gennad'evich – Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Chief Researcher, RAS Institute of the Precambrian Geology and Geochronology (IPGG RAS). 2 Naberezhnaya Makarova, St. Petersburg, 199034, Russia; Professor, Saint-Petersburg Mining University (SPMU). 2 21st Line, St. Petersburg, 199106, Russia. <skublov@yandex.ru>

<sup>1</sup> Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ). Средний пр., 74, Санкт-Петербург, 199106, Россия.

A. P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI). 74 Sredny Prospect, St. Petersburg, 199106, Russia.