

**MATERIAL COMPOSITION, ISOTOPIC-GEOCHRONOLOGICAL STUDIES AND METALLOGENIC POTENTIAL OF GRANITES OF THE KHOTUGU-EYEKIT MASSIF AND RHYOLITE DIKE OF THE SOLOLI UPLIFT**A.I. Ivanov <sup>1</sup>, B.B. Gerasimov <sup>1</sup>, M.S. Ivanov <sup>1</sup>✉, A.I. Zhuravlev <sup>1</sup>, D.A. Vasiliev <sup>1</sup>, A.I. Kondratiev<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Diamond and Precious Metal Geology Institute, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 39 Lenin Ave, Yakutsk 677007, Republic of Sakha (Yakutia), Russia

<sup>2</sup> JSC "Almazy Anabara", 18B, Kirov St, Yakutsk, 677000, Republic of Sakha (Yakutia), Russia

**ABSTRACT.** The paper describes the petrographic and petro-geochemical composition of granitoids of the Khotugu-Eyekit massif and the rhyolite dike of the Sololi uplift. It was revealed that the rocks of the massif are represented by microcline granites. The massif is monotonous in composition, i.e. it does not exhibit any facies transitions or differences in intrusion phases. In addition to the massif rocks, the study area is characterized by a widespread occurrence of small bodies of rhyolite dike rocks that have been strongly altered by secondary processes. An assumption was made about the pre-granitoid origin of these dikes and their intensive post-magmatic alteration. Based on the content of basic petrooxides, its ratios and relationships, as well as indicator petrochemical coefficients, it was concluded that the rocks of the Khotugu-Eyekit massif are most similar to the  $A_2$ -type plumasite granites of the high-potassium calc-alkaline petrochemical series. The main geochemical criteria indicate the dual nature of the granites of the Khotugu-Eyekit massif, which are similar to the granitoids of the collisional formation setting of the area, and their petrogenesis is apparently associated with both mixed crust-mantle and purely crustal source. The same compositional parameters suggest that the rhyolite dike belongs to low-alkaline formations of the tholeiitic series, corresponding to those of the plumasite rare metal series of the crustal nature. The U-Pb dating yielded an absolute age of  $2146 \pm 13$  Ma for the rhyolite dikes; the same method and the geological data imply that the Khotugu-Eyekit massif is Mesozoic in age, dating back to 186.7–157.2 Ma. Mineragenic specialization analysis of the Khotugu-Eyekit massif and the rhyolite dike, performed on the basis of the geochemical data, allows classifying the studied formations as productive in terms of gold-bearing ore formations.

**KEYWORDS:** Sololi uplift; Khotugu-Eyekit massif; calc-alkaline granite; dike; rhyolite; U-Pb dating

**FUNDING:** The study was funded by the Russian Science Foundation, grant No. 22-27-20033.



EDN: BGGUPK

**RESEARCH ARTICLE****Correspondence:** Michil S. Ivanov, [ivanov.michil@bk.ru](mailto:ivanov.michil@bk.ru)

Received: September 20, 2023

Revised: October 27, 2023

Accepted: November 8, 2023

**FOR CITATION:** Ivanov A.I., Gerasimov B.B., Ivanov M.S., Zhuravlev A.I., Vasiliev D.A., Kondratiev A.I., 2024. Material Composition, Isotopic-Geochronological Studies and Metallogenic Potential of Granites of the Khotugu-Eyekit Massif and Rhyolite Dike of the Sololi Uplift. *Geodynamics & Tectonophysics* 15 (6), 0796. doi:10.5800/GT-2024-15-6-0796

## ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ, ВОЗРАСТ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОТЕНЦИАЛ ГРАНИТОИДОВ ХОТУГУ-ЭКИТСКОГО МАССИВА И ДАЙКИ РИОЛИТОВ СОЛОЛИЙСКОГО ПОДНЯТИЯ

А.И. Иванов<sup>1</sup>, Б.Б. Герасимов<sup>1</sup>, М.С. Иванов<sup>1</sup>, А.И. Журавлев<sup>1</sup>, Д.А. Васильев<sup>1</sup>, А.И. Кондратьев<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, 677007, Якутск, пр-т Ленина, 39, Республика Саха (Якутия), Россия

<sup>2</sup> АО «Алмазы Анабара», 677000, Якутск, ул. Кирова, 18Б, Республика Саха (Якутия), Россия

**АННОТАЦИЯ.** В работе дано описание петрографического и петрогеохимического состава гранитоидов Хотугу-Экитского массива и дайки риолитов Сололийского поднятия. Выявлено, что породы массива представлены микроклиновыми гранитами. Массив монотонен по своему составу, т.е. без видимых фациальных переходов и разностей фаз внедрения. Помимо пород массива, на рассматриваемой территории развиты малые тела даек риолитов, породы которых сильно изменены вторичными процессами. Выдвинуто предположение о догранитоидном происхождении этих даек и об их интенсивной постмагматической проработке. На основе содержания основных петроокислов, значений их отношений и соотношений, а также индикаторных петрохимических коэффициентов сделан вывод о том, что породы Хотугу-Экитского массива наиболее близки к плюмазитовым гранитам  $A_2$ -типа высококальциевой известково-щелочной петрохимической серии. Основные геохимические критерии свидетельствуют о двойственной природе гранитов Хотугу-Экитского массива, имеющих близость к гранитоидам коллизионной обстановки формирования территории, а их петрогенезис связан, по всей видимости, как со смешанным корово-мантийным, так и с чисто коровым источником. По тем же параметрам составов установлена принадлежность дайки риолитов к низкощелочным образованиям толеитовой серии, отвечающим таковым плюмазитового редкометалльного ряда коровой природы. На основе U-Pb датирования установлен абсолютный возраст даек риолитов –  $2146 \pm 13$  млн лет, по тому же методу и геологическим данным выдвинуто предположение о мезозойском возрасте Хотугу-Экитского массива 186.7–157.2 млн лет. Анализ минерогенической специализации Хотугу-Экитского массива и дайки риолитов, выполненный на основе геохимических данных, позволяет отнести изученные образования к продуктивным в отношении золотоносного рудообразования.

**КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА:** Сололийское поднятие; Хотугу-Экитский массив; известково-щелочной гранит; дайка; риолит; U-Pb датирование

**ФИНАНСИРОВАНИЕ:** Работа выполнена в рамках проекта РФФ, грант № 22-27-20033.

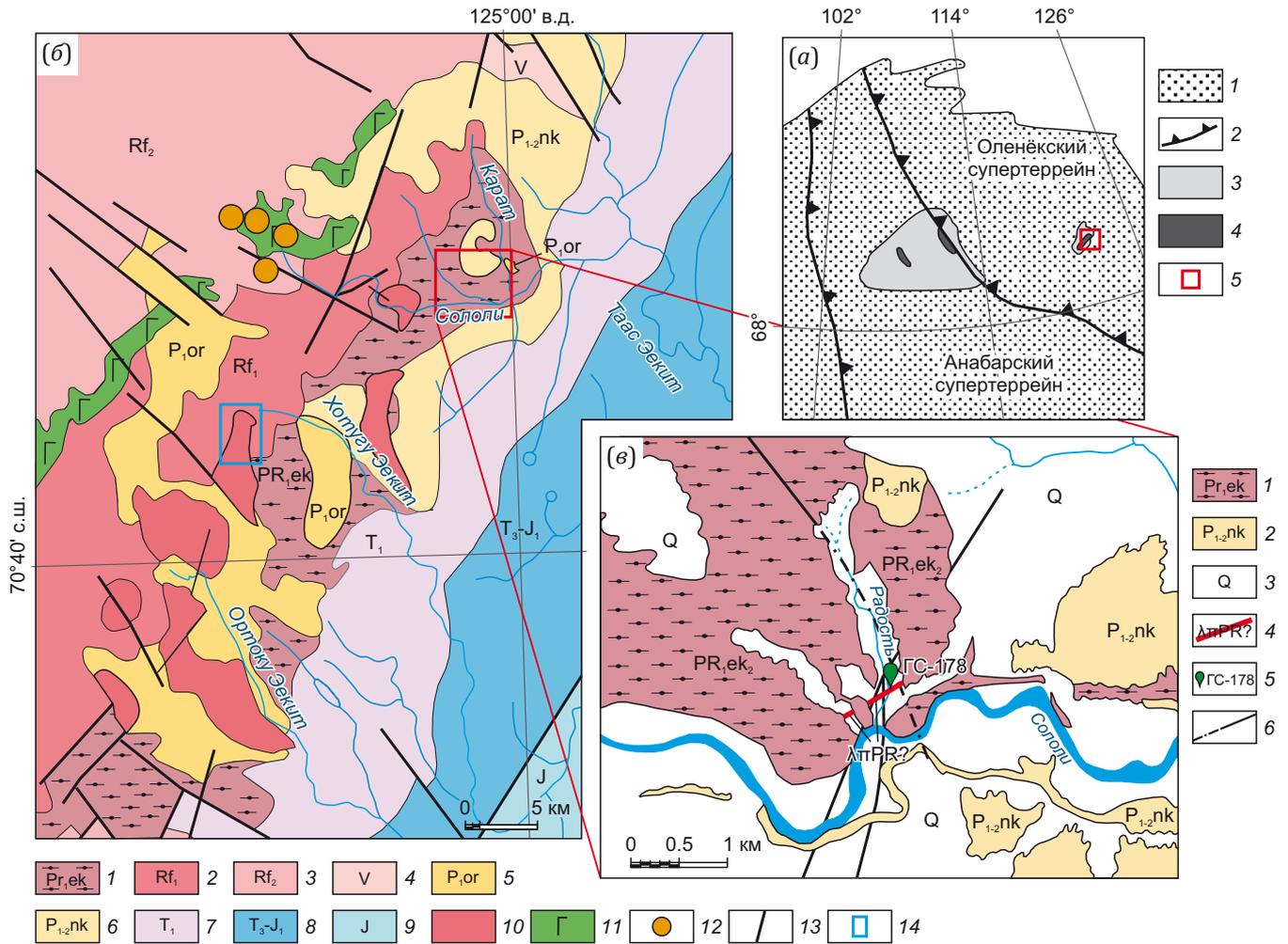
### 1. ВВЕДЕНИЕ

Гранитоидный магматизм в пределах Сололийского поднятия фундамента (рис. 1, а) является одной из актуальных тем исследований северо-западной части региона. Помимо труднодоступности района работ, это связано прежде всего с рядом принципиальных вопросов, таких как уточнение геохронологических данных, определение условий образования гранитных массивов и установление возможной связи с золотоносным рудообразованием. Магматические образования Сололийского поднятия представлены раннепротерозойскими плутонами гранитоидов, образующих несколько отдельных массивов (рис. 1, б). U-Pb возраст по циркону гранитов Сололийского массива оценивается как  $2036 \pm 11$  млн лет [Wingate et al., 2009]. Одним из практически неисследованных гранитоидных образований рассматриваемой территории является Хотугу-Экитский массив, локализованный в истоках одноименной реки (рис. 1, б). Кроме массивов, в пределах площади получили свое развитие дайки риолитов, которые также являются слабоизученными (рис. 1, в).

Как уже отмечалось, один из основных нерешенных вопросов связан с установлением абсолютного

возраста гранитов Хотугу-Экитского массива и дайки риолитов р. Сололи. По аналогии с наиболее изученными Ортоку-Экитским и Сололийским массивами [Donskaya et al., 2018], возраст Хотугу-Экитского массива принимался как раннепротерозойский (по неопубликованным фондовым материалам), однако нами было установлено что массив интродуцирует терригенные образования нижнепермских образований, т.е. на основании геологических данных абсолютный возраст массива должен рассматриваться как более молодой.

Так как каждому петротипу гранитоидов присуще наличие своей характерной рудной минерализации [Chappell, White, 2001; Collins et al., 1982; Nenakhov et al., 1992; Whalen et al., 1987], особый интерес вызывает определение серийной и типовой принадлежности гранитов массива (каковыми являются I, S, A-типы), как одного из классификационных и поисковых критериев на благороднометалльную минерализацию, связанную с подобными массивами. Последнее утверждение, а также наличие золотой минерализации в непосредственной близости с Хотугу-Экитским массивом и дайками риолитов [Shpunt, 1974; Yablokova, Izrailev, 1988; Konstantinovskii, 2000] определяют фундаментальность



**Рис. 1.** Схема геологического строения Сололийского поднятия Оленекского свода.

(а) – схема основных тектонических элементов Сибирского кратона и выходы раннепротерозойских гранитоидов (с изменениями авторов, по [Gladkochub et al., 2006; Rosen, 2003]). 1 – основные супертеррейны (провинции); 2 – шовные зоны; 3 – поднятия фундамента; 4 – раннепротерозойские гранитоиды; 5 – исследуемый район; (б) – схема геологического строения дочетвертичных образований (по данным [State Geological Map..., 2013]): 1 – образования эекитской серии раннего протерозоя; 2 – раннерифейские песчаники, алевролиты, гравелиты и конгломераты; 3 – позднерифейские среднерифейские песчаники, доломиты и известняки; 4 – вендские песчаники, конгломераты, доломиты и известняки; 5 – конгломераты, гравелиты, песчаники, углистые сланцы, алевролиты ортокинской свиты ранней перми; 6 – переослаивание пачек аргиллитов, алевролитов и песчаников никабытской свиты поздней перми; 7 – триасовые аргиллиты, алевролиты и туфопесчаники; 8 – поздне триасовые – раннеюрские конгломераты, песчаники, алевролиты; 9 – песчаники, конгломераты, прослои аргиллитов и алевролитов, линзы известняков юрского возраста; 10 – гранитоиды; 11 – раннерифейский уэттяхский комплекс долеритов; 12 – вендский трахибазальт-трахитовый Монгусский комплекс; 13 – разломы; 14 – объект исследований; (в) – схема геологического строения долины р. Сололи и ее притоков: 1 – образования эекитской серии раннего протерозоя; 2 – переослаивание пачек аргиллитов, алевролитов и песчаников никабытской свиты поздней перми; 3 – отложения четвертичного возраста; 4 – дайка риолитов; 5 – место отбора пробы; 6 – разлом.

**Fig. 1.** Scheme of the geological structure of the Sololi uplift of the Olenek arch.

(a) – main tectonic elements of the Siberian craton and the Early Proterozoic granitoid outcrops (modified after [Gladkochub et al., 2006; Rosen, 2003]). 1 – main superterrane provinces; 2 – suture zones; 3 – basement uplifts; 4 – Early Proterozoic granitoids; 5 – study area; (b) – scheme of the geological structure of the Pre-Quaternary formations (according to [State Geological Map..., 2013]): 1 – Eyekit series of the Early Proterozoic formations; 2 – Early Riphean sandstones, siltstones, gritstones and conglomerates; 3 – Late-Riphean Middle-Riphean sandstones, dolomites and limestones; 4 – Vendian sandstones, conglomerates, dolomites and limestones; 5 – conglomerates, gritstones, sandstones, coaly shales, siltstones of the Early Permian Ortok formation; 6 – intercalated claystone, siltstone and sandstone units of the Late Permian Nikabyt formation; 7 – Triassic claystones, siltstones and tuffaceous sandstones; 8 – Late Triassic-Early Jurassic conglomerates, sandstones, siltstones; 9 – sandstones, conglomerates, claystone and siltstone interlayers, lenses of the Jurassic limestones; 10 – granitoids; 11 – Early Riphean Uettyakh dolerite complex; 12 – Vendian Mongus trachybasaltic-trachytic complex; 13 – faults; 14 – object of research; (c) – scheme of the geological structure of the Sololi River and its tributaries: 1 – Eyekit series of the Early Proterozoic formations; 2 – interlayered mudstone, siltstone and sandstone units of the Late Permian Nikabyt formation; 3 – Quaternary sediments; 4 – rhyolite dike; 5 – sampling site; 6 – fault.

и практическую значимость нашей работы при установлении петрографических, петрогеохимических, изотопно-геохронологических характеристик составов пород Хотугу-Эекитского массива и тела риолитов.

## 2. ГЕОЛОГИЯ РАЙОНА

Район исследования приурочен к Сололийскому поднятению фундамента Сибирского кратона и входит в состав Оленекского супертеррейна (рис. 1, а). В пределах рассматриваемой территории на современном уровне эрозионного среза обнажаются породы раннего протерозоя, рифея, венда, перми, триаса, юры и четвертичного периода [State Geological Map..., 2013] (рис. 1, б).

Магматические породы слагают тела ранне-, позднпротерозойского и вендского возраста. Раннепротерозойские комплексы представлены субщелочными габброидами, гранитоидами и метариолитами. Рифейские изверженные комплексы включают силлы и дайки долеритов, вендские – сиениты и трахибазальты, слагающие штоки, дайки, неки, трубки взрыва [State Geological Map..., 2013].

## 3. МЕТОДЫ И МАТЕРИАЛЫ

Основные петроокислы в породах определены методом силикатного анализа на спектрофотометре СП-56 (8 проб), элементы группы Fe – методом мультиканального атомно-эмиссионного спектрометрического анализа ПГС-2 (3 пробы) в отделе физико-химических анализов ИГАБМ СО РАН (аналитики Л.Т. Галенчикова и С.Ю. Коркина).

Содержания РЗЭ в породах (7 проб) определялись с помощью масс-спектрометра ELAN, модель DRC-e, в лаборатории ООО «ХАЦ «Плазма» (г. Томск).

Анализ концентраций рубидия и стронция (Rb-Sr) в породах производился с применением метода изотопного разбавления. Выделение рубидия и стронция для изотопного анализа производилось путем катионообменной хроматографии на смоле марки AG50W-X8. Изотопный анализ Rb и Sr в гранитах Хотугу-Эекитского массива проводился на мультиколлекторном масс-спектрометре TRITON в статическом режиме. Коррекция на изотопное фракционирование стронция производилась при помощи нормализации измеренных значений по отношению  $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=8.37521$ . Нормализованные отношения приводятся к значению  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.71025$  в международном изотопном стандарте NBS-987. Погрешность определения содержаний Rb и Sr составляет 0.5 %. Уровень холостого опыта составляет 30 пг для Rb, 30 пг для Sr. Анализы выполнены в отделе физико-химических анализов ИГАБМ СО РАН к.г.-м.н. А.И. Зайцевым.

U-Pb (LA-ICP-MS) геохронологические исследования выполнены в ЦКП «Геоспектр» (Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ) на одноколлекторном магнитно-секторном масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой Element XR (Termo Scientific), оснащенном устройством лазерной абляции UP-213 (New Wave Research). Обработка полученных результатов произво-

дилась с помощью программ Glitter [Griffin et al., 2008] и Isoplot v. 3.6 [Ludwig, 2008].

## 4. РЕЗУЛЬТАТЫ

### 4.1. Петрография магматических пород

**Хотугу-Эекитский массив.** Массив на современном уровне эрозионного среза имеет неправильную, вытянутую форму тела, длинная ось которого ориентирована в северном направлении и контролируется разломом юго-западного простирания. Он сложен массивными среднезернистыми, розовато-серыми порфировидными лейкократовыми биотитовыми гранитами. Площадь выходов интрузива около 25 км<sup>2</sup> при протяженности около 7 км и максимальной ширине 3.5 км (рис. 1, б). Граниты массива контактируют с терригенными образованиями сыгынахтахской, кютюнгинской, эекитской и ортокинской свит. В силу сильной задренованности территории, четких контактов с вмещающими породами выявить не удалось, за исключением юго-восточной части, где граниты интрузируют терригенные образования ортокинской свиты раннепермского возраста.

Для гранитов Хотугу-Эекитского массива характерна гипидиоморфно-зернистая структура (рис. 2, а), массивная текстура и следующий минеральный состав: плагиоклаз – 15 %, микроклин – 50 %, кварц – 30 %, а также темноцветные (роговая обманка, биотит) – 4 % и акцессорные минералы (циркон, апатит) – 1 %.

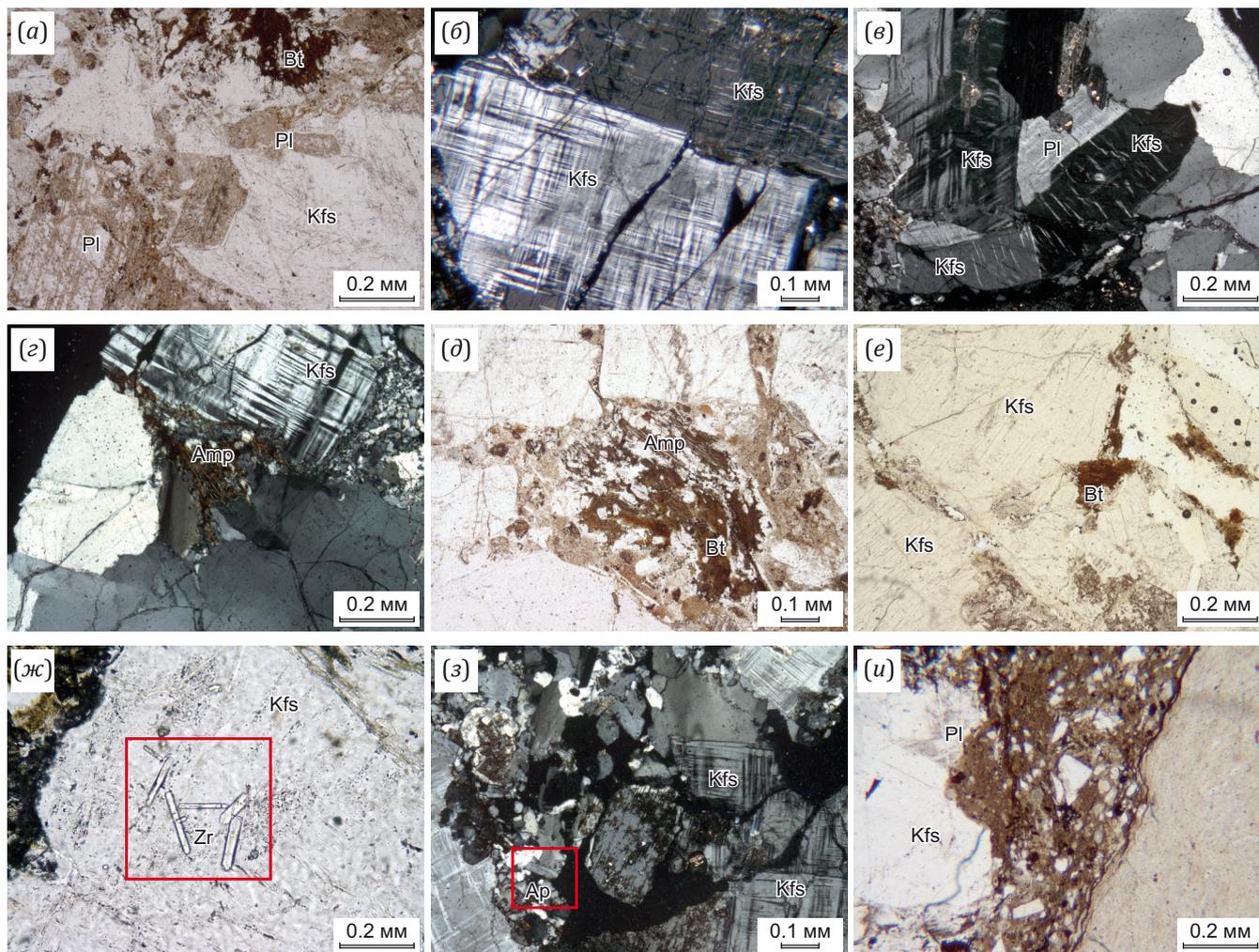
Плагиоклаз представлен самостоятельными призматическими кристаллами и практически полностью серицитизирован, из-за чего с трудом поддается диагностике (рис. 2, а). Наименее измененные кристаллы выделяются едва уловимым полисинтетическим двойникованием. КПШ ранней генерации присутствует в качестве кристаллов призматической и неправильной формы, в большинстве случаев представлен микроклином, для которого характерны тонкие полисинтетические и решетчатые двойники (рис. 2, б, в). Поздняя генерация микроклина, наряду с кварцем второй генерации в виде основного базиса, заполняет промежутки между салическими минералами ранних генераций. Первая генерация кварца диагностируется в качестве скоплений гипидиоморфных зерен с облачным погасанием (рис. 2, в). Вторая генерация кварца представлена в виде базиса основной массы, а также выполняет редкие тонкие прожилки в породе (рис. 2, г). Амфибол представлен зернами неправильной формы, редко – короткими призмами, зачастую замещается биотитом почти до полных псевдоморфоз (рис. 2, д). Биотит присутствует в виде мелких, неправильной формы зерен, с измененными направлениями спайности (рис. 2, е), имеет неравномерное распределение по породе. По амфиболу и биотиту интенсивно развит хлорит и карбонат. Циркон призматического габитуса, в шлифах бесцветен, иногда буроватого оттенка, с прямым углом погасания, высокими цветами интерференции. Редкие кристаллы апатита отмечены в виде короткостолбчатых индивидов, как отдельных, так и

в виде включений в КПШ ранних генераций (рис. 2, з). Погасание прямое, отдельность по (001). Контакт гранитов массива (шлиф ГС-118/5-2) с вмещающими песчаниками ортокинской свиты неровный, тектонического характера, с обилием обломков вмещающих пород (рис. 2, и).

**Дайка риолитов.** Тело риолитов левобережья р. Сололи прорывает метаморфические породы экитской свиты, в бассейнах нижнего течения ручьев Радость и Карат (см. рис. 1, в). Дайка мощностью от 0.5 до 3 м и протяженностью до 15 м сложена сильно измененными

мелко-, микрозернистыми однообразными по составу светло-серыми, розовато-зеленовато-серыми риолитами порфиривого облика. Как правило, сами риолиты и вмещающие метаморфические породы рвутся жилами (0.2–1.0 м) светло-серо-белого массивного, гребенчатого кварца.

Микроскопически породы дайки характеризуются фельзитовой структурой, на фоне которой выделяются редкие вкрапленники обильно серицитизированного плагиоклаза (рис. 3, а). Текстура массивная. Основная фельзитовая масса (труднодиагностируемая)

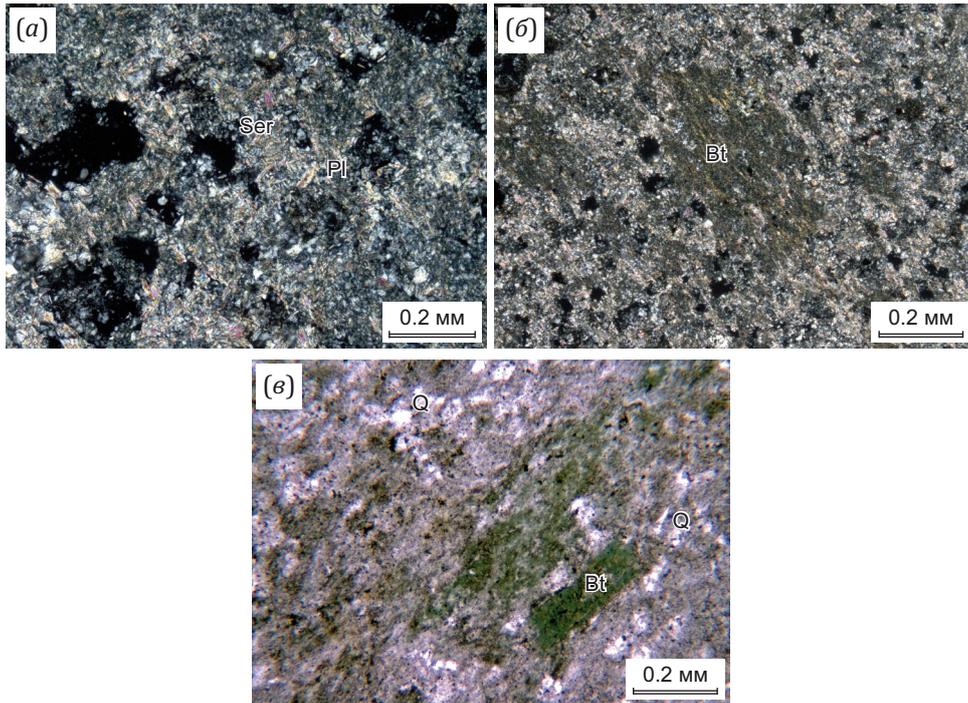


**Рис. 2.** Примеры микроструктур пород, принимающих участие в строении Хотугу-Экитского массива.

(а) – шлиф ГС-118/5-1, наименее измененный гипидиоморфно-зернистый гранит. В центре шлифа измененные кристаллы плагиоклаза, увел. 40×, николи –; (б) – микроклин с характерным решетчатым двойникованием, николи +; (в) – пертитовое строение КПШ, николи +; (г) – в центре шлифа измененный амфибол (роговая обманка), николи +; (д) – замещение амфибола биотитом, николи –; (е) – неправильные зерна биотита в граните, николи –; (ж) – центр шлифа, скопление циркона с зонами распада, увел. 100×, николи +; (з) – в левом нижнем углу кристалл апатита, минералы второй генерации (кварц, КПШ), николи +; (и) – шлиф ГС-118/5-2, контакт гранитов Хотугу-Экитского массива с песчаниками ортокинской свиты, николи –.

**Fig. 2.** Examples of microstructures of rocks of the Khotugu-Eyekit massif.

(а) – thin section ГС-118/5-1, least altered hypidiomorphic granite. In the center of the thin section there are altered plagioclase crystals, magnification  $\times 40$ , nicols –; (б) – microcline with a typical lattice twinning, nicols +; (в) – perthite structure of KFS, nicols +; (г) – in the center of the thin section, there is an altered amphibole (hornblende), nicols +; (д) – replacement of amphibole with biotite, nicols –; (е) – irregular biotite grains in granite, nicols –; (ж) – center of the thin section, accumulation of zircon with decay zones, magnification  $\times 100$ , nicols +; (з) – in the lower left corner is an apatite crystal, second generation minerals (quartz, KFS), nicols +; (и) – thin section ГС-118/5-2, contact of granites of the Khotugu-Eyekit massif with sandstones of the Ortok formation, nicols –.



**Рис. 3.** Дайка риолитов. Шлиф ГС-178.

(а) – общая структура риолита, сильно опацизированная порода, увел. 40×, николи +; (б) – хлоритизированный биотит на фоне тонкозернистой кварц-карбонат-полевошпатовой основной массы, увел. 40×, николи +; (е) – хлоритизированный биотит, увел. 40×, николи –.

**Fig. 3.** Rhyolite dike. Thin section ГС-178.

(а) – general structure of rhyolite, highly opacitized rock, mag. 40×, nicols +; (б) – chloritized biotite in the fine-grained quartz-carbonate-feldspar groundmass, mag. 40×, nicols +; (е) – chloritized biotite, mag. 40×, nicols –.

представлена тонкозернистым кварц-карбонат-полевошпатовым базисом. Темноцветные минералы полностью изменены и практически не поддаются диагностике, чему способствует интенсивная опацизация и хлоритизация. В составе пород на фоне общей сливной массы отмечается интенсивно хлоритизированный мелкий биотит (рис. 3, б, в). В породах выделяются белые и серые прожилки постмагматического кварца (рис. 3, в).

#### 4.2. Петрохимический состав магматических пород

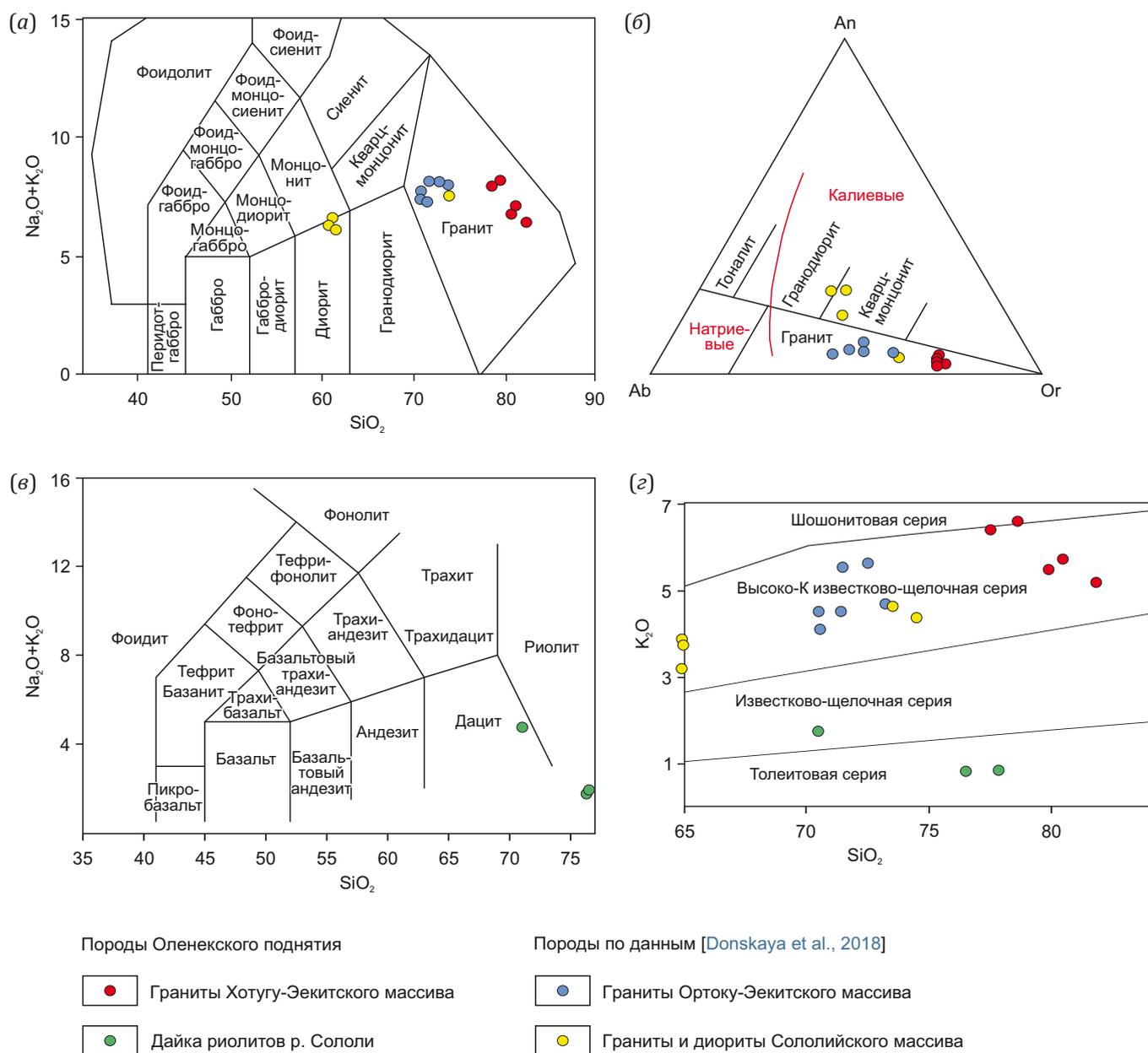
**Хотугу-Экитский массив.** Граниты массива характеризуются калиевым типом щелочности ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ )  $< 0.3$  при преобладании  $\text{K}_2\text{O}$  5.16–6.59 % над  $\text{Na}_2\text{O}$  1.26–1.53 % (Прил. 1, табл. 1.1). По отношению глиноземистости к суммарному содержанию щелочей и кальция  $\text{Al}_2\text{O}_3 > \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  (Прил. 1, табл. 1.1) последние близки к плюмазитовым пересыщенным алюминием  $\text{al}'$  8.94–15.31 гранитам [Petrographic Code..., 2009]. На классификационных диаграммах [Middlemost, 1985; O'Connor, 1965; Irvine, Baragar, 1971] точки составов наименее измененных пород массива концентрируются в рамках полей гранитов, являясь умеренно щелочными  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  6.45–8.13, ультракислыми [Petrographic Code..., 2009] образованиями  $\text{SiO}_2$  77.51–81.85 % (рис. 4, а, б; Прил. 1, табл. 1.1). Породы массива по отношению

$\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$  [Peccerillo, Taylor, 1976] относятся к высококалиевой известково-щелочной серии, хотя и с незначительным отклонением параметров составов к шонитовой петрохимической серии (рис. 4, г; 5, а) и характеризуются высокими значениями индекса ASI 1.04–1.22  $> 1$  и железистости  $f^*$  0.83–0.94  $> 0.8$  (рис. 5, б, в; Прил. 1, табл. 1.1).

**Дайка риолитов.** Для риолитов характерен натриевый тип щелочности  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 0.3$ , а также принадлежность к высокоглиноземистой серии  $\text{al}'$  0.41–1.92,  $f^*$  0.23–0.94 (Прил. 1, табл. 1.1). Наименее измененные породы дайки р. Сололи по классификационным данным [Le Bas et al., 1986] занимают поле составов риолитов и относятся к низкощелочным образованиям  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  1.85–4.57 [Petrographic Code..., 2009] при довольно высоких значениях  $\text{SiO}_2$  – до 78.59 % (см. рис. 4, в; Прил. 1, табл. 1.1). Вариации составов риолитов по отношению  $\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$  (см. рис. 4, г) близки образованиям толеитовой серии пород [Peccerillo, Taylor, 1976].

#### 4.3. Геохимический состав магматических пород Хотугу-Экитского массива

Породы массива геохимически специализированы на Rb, Ba, Sr, Cr, V (Прил. 1, табл. 1.2), т.е. на литофильные элементы [Goldschmidt, 1954], наиболее низкие содержания характерны для халькофильных Cu, Sn, Zn, Pb, Ge и сидерофильных Ni, Co элементов. Граниты

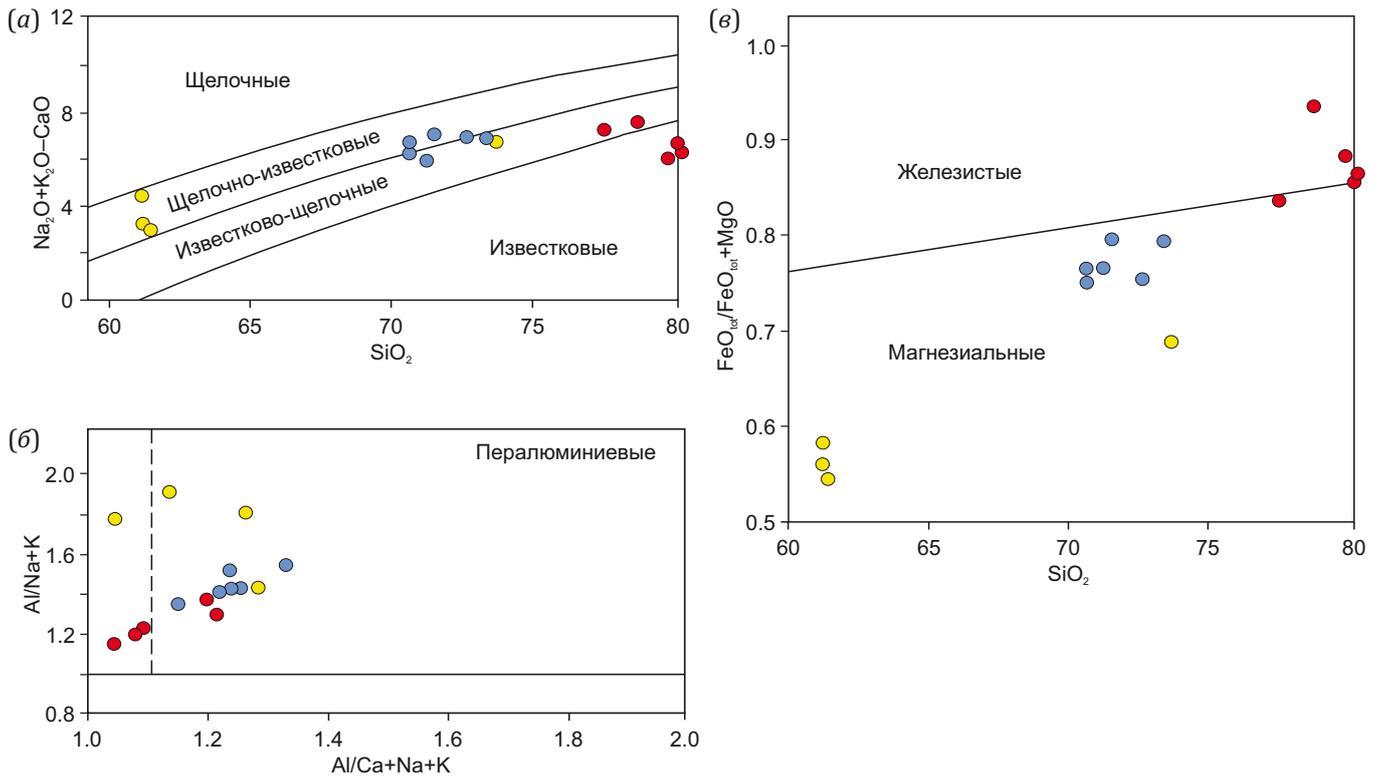


**Рис. 4.** Классификация магматических пород Сололийского поднятия по данным авторов и опубликованным материалам [Donskaya et al., 2018].

(а) – диаграмма  $Na_2O+K_2O - SiO_2$ , поля магматических пород по [Middlemost, 1985]; (б) – диаграмма  $Ab - An - Or$ , поля магматических пород по [O'Connor, 1965], красный тренд и разделение пород по [Irvine, Baragar, 1971]; (в) – классификационная диаграмма  $Na_2O+K_2O - SiO_2$ , поля магматических пород по [Le Bas et al., 1986]; (г) – классификационная диаграмма  $K_2O - SiO_2$  для магматических пород. Серии пород [Peccherillo, Taylor, 1976]: I – толеитовая, II – среднекалиевая известково-щелочная, III – высококалиевая известково-щелочная, IV – шохонитовая. Данные по гранитоидам Ортоку-Эекитского и Сололийского массивов представлены по публикации [Donskaya et al., 2018].

**Fig. 4.** Classification of igneous rocks of the Sololi uplift according to the authors' data and published materials [Donskaya et al., 2018] data.

(а) – diagram  $Na_2O+K_2O - SiO_2$ , fields of igneous rocks after [Middlemost, 1985]; (б) – diagram  $Ab - An - Or$ , fields of igneous rocks after [O'Connor, 1965], red trend and division of the rocks used in reference to [Irvine, Baragar, 1971]; (в) – classification diagram  $Na_2O+K_2O - SiO_2$ , fields of igneous rocks after [Le Bas et al., 1986]; (г) – classification diagram  $K_2O - SiO_2$  for igneous rocks. Rock series according to [Peccherillo, Taylor, 1976]: I – tholeiitic, II – medium-potassium calc-alkaline, III – high-potassium calc-alkaline, IV – shoshonitic. Data on the granitoids of the Ortoku-Eyekit and Sololi massifs are presented after [Donskaya et al., 2018].



**Рис. 5.** Классификационные диаграммы для магматических пород Сололийского поднятия по данным авторов и опубликованным материалам [Donskaya et al., 2018].

Поля составов в молекулярных количествах по [Frost et al., 2001]: (а) –  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}) - \text{SiO}_2$ ; (б) –  $\text{Al}/(\text{Na}+\text{K}) - \text{Al}/(\text{Ca}+\text{Na}+\text{K})$ ; (в) –  $\text{FeO}_{\text{tot}}/(\text{FeO}_{\text{tot}}+\text{MgO}) - \text{SiO}_2$ . Условные обозначение точек составов см. на рис. 4.

**Fig. 5.** Classification diagrams for igneous rocks of the Sololi uplift after [Donskaya et al., 2018].

Compositional fields in molecular quantities after [Frost et al., 2001]: (а) –  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}) - \text{SiO}_2$ ; (б) –  $\text{Al}/(\text{Na}+\text{K}) - \text{Al}/(\text{Ca}+\text{Na}+\text{K})$ ; (в) –  $\text{FeO}_{\text{tot}}/(\text{FeO}_{\text{tot}}+\text{MgO}) - \text{SiO}_2$ . The other symbols are the same as in Fig. 4.

массива по высокому содержанию Rb (137.34–170.14 г/т), Ba (280.25–370.00 г/т), Sr (86.36–170.00), а также по концентрациям Pb (до 21 г/т), Zn (до 30 г/т), Cr (до 550 г/т) (Прил. 1, табл. 1.1, 1.2) наиболее близки к гранитоидам известково-щелочного ряда [Tauson et al., 1987]. Породы характеризуются типичным гранитным спектром распределения РЗЭ [Sun, McDonough, 1989] с резким преобладанием легких (LREE) над тяжелыми (HREE) элементами при слабом проявлении отрицательной аномалии Eu. На спайдер-диаграмме в составах гранитов отчетливо заметны минимумы в содержаниях Ba, Nb и Rb, а также максимумы Th и Nd (рис. 6, а, б; Прил. 1, табл. 1.3).

**Дайка риолитов.** Геохимический состав пород дайки характеризуется высокими содержаниями литофильных V, Sc, Nb, Zr, Y, халькофильных Cu, Zn, Ge и сидерофильных элементов Ni, Co (Прил. 1, табл. 1.2).

Геохимическая специализация риолитов неоднородна. По содержанию Rb (26.65–56.81 г/т), Hf (1.64–3.64 г/т), Nb (5.65–15.32 г/т), Ta (0.44–5.06 г/т) породы близки образованиям андезитового ряда [Tauson et al., 1987], а по значениям Ba (125.82–320.00 г/т), Sr (65.00–96.41 г/т), Zr (68.36–167.95 г/т), Pb (8.5–13.0 г/т) (Прил. 1, табл. 1.2, 1.3) отвечают таковым плюмазитового редкометалльного ряда [Tauson et al., 1987]. По-

роды дайки обогащены LREE и обеднены HREE [Sun, McDonough, 1989]. Для рассматриваемых риолитов характерны (спайдер-диаграмма) минимумы Ba, Nb и Sr, а также максимумы U и Nd (рис. 6, а, б; Прил. 1, табл. 1.3).

#### 4.4. Геохронология магматических пород Сололийского поднятия

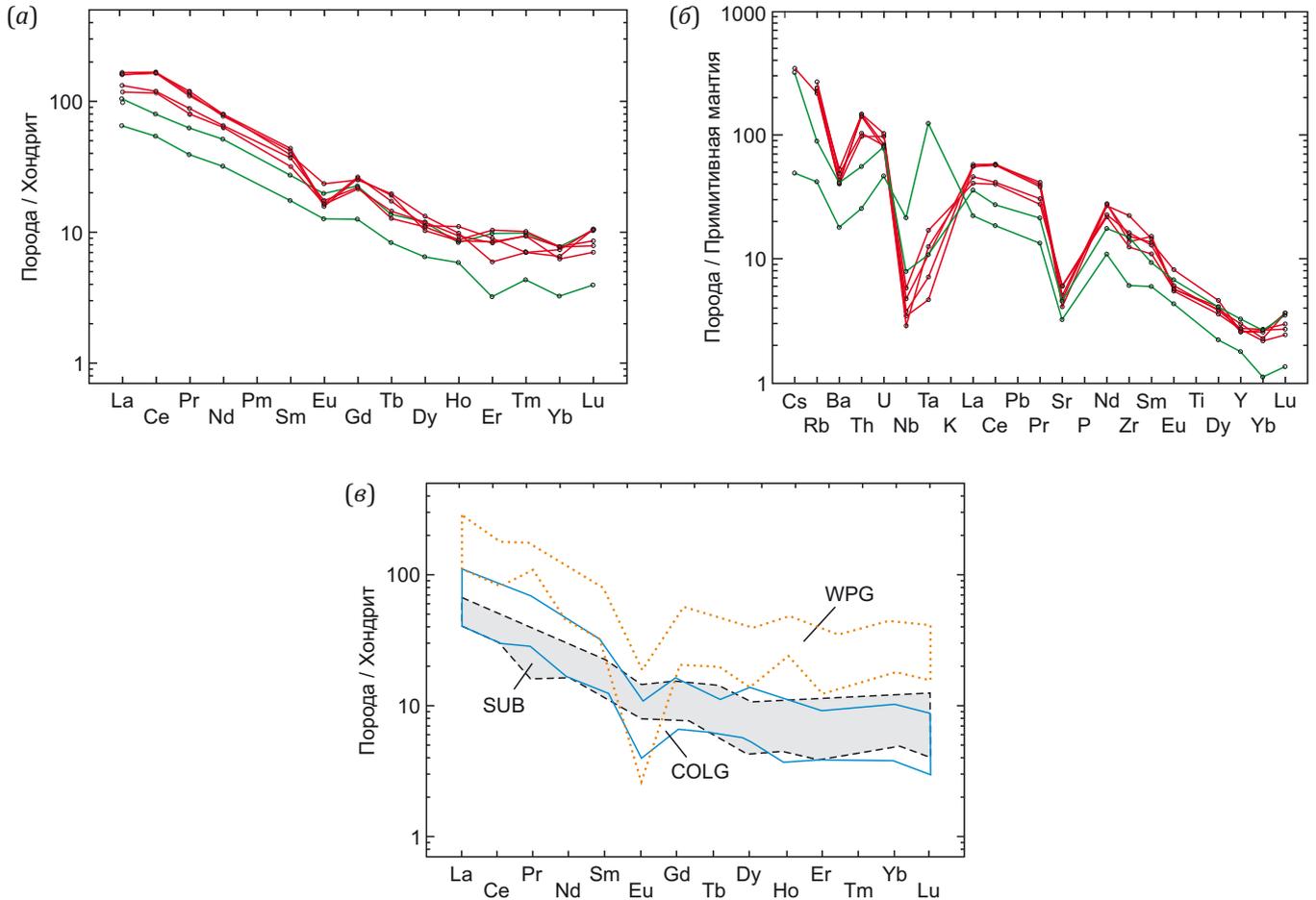
Определение абсолютного возраста гранитов Хотугу-Экитского массива и дайки риолитов проводилось Rb-Sr методом и U-Pb датированием по цирконам с помощью LA-ICP-MS.

Не совсем ясной является картина по датированию пород массива Rb-Sr методом. В связи с небольшим интервалом между измеренными значениями  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  в гранитах определение точного Rb-Sr изохронного возраста оказалось невозможным. По четырём точкам отмечается тенденция положительной связи между  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (Прил. 1, табл. 1.4), которая позволяет оценить с большой ошибкой примерный изохронный возраст образцов –  $287 \pm 66$  млн лет (рис. 7).

При U-Pb датировании методом LA-ICP-MS было проанализировано 25 кристаллов из гранитов Хотугу-Экитского массива, 25 кристаллов из дайки риолитов. По морфологическим особенностям в гранитах

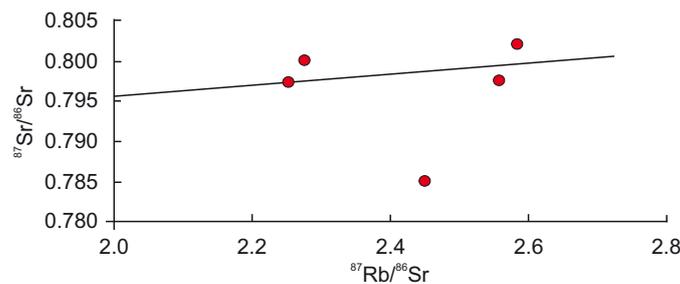
массива и в дайке риолитов выделяются три морфотипа цирконов [Pupin, 1980] (рис. 8, а). Первый преобладающий тип (60 об. %) цирконов  $S_{23}$  – среднепризматические кристаллы (коэффициент удлинения более 2) бледно-розового и бледно-желтого оттенка. Развитие граней (100), в меньшей степени (110) в сочетании с

равно развитыми гранями пирамиды – (101) и (211). Второй тип  $S_{21}$  (30 об. %) – кристаллы короткопризматического габитуса (коэффициент удлинения 1.5) розового и светло-желтого цвета, как с ровными, так и с корродированными гранями. С развитием граней призмы (100) и подчиненных граней (110) пирамида



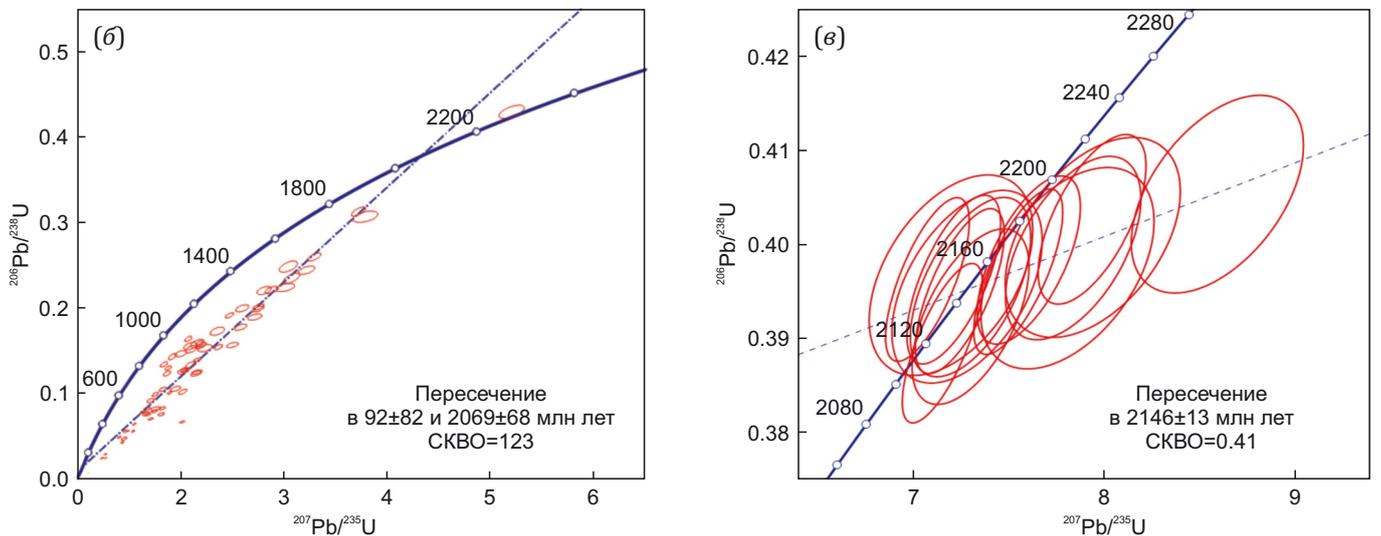
**Рис. 6.** Нормирование геохимических составов в магматических породах Сололийского поднятия: (а) – к хондриту [Sun, McDonough, 1989], (б) – к примитивной мантии [McDonough et al., 1992]; (в) – хондрит-нормализованные спектры РЗЭ [Sun, McDonough, 1989] в гранитоидах внутриплитных (WPG), коллизионных (COLG) и субдукционных (SUB) обстановок, по [Velikoslavinskii, 2003]. Цвет линий на рисунках соответствует цвету точек на рис. 4.

**Fig. 6.** Normalization of geochemical compositions of igneous rocks of the Sololi uplift: (a) – to chondrite [Sun, McDonough, 1989], (b) – to primitive mantle [McDonough et al., 1992]; (c) – chondrite-normalized REE spectra [Sun, McDonough, 1989] in granitoids under intraplate (WPG), collisional (COLG) and subduction (SUB) conditions after [Velikoslavinskii, 2003]. The color of the lines corresponds to that of the points in Fig. 4.



**Рис. 7.** Соотношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  –  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  в гранитоидах Хотугу-Эекитского массива.

**Fig. 7.**  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  –  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  ratio in granitoids of the Khotugu-Eyekit massif.



**Рис. 8.** Геохронология магматических пород Сололийского поднятия. (а) – изображение цирконов из гранитов Хотугу-Экитского массива с точками определений и значениями датировок; (б) – диаграмма конкордии и средневзвешенное значение <sup>207</sup>Pb/<sup>235</sup>U для цирконов из пород Хотугу-Экитского массива, эллипсы ошибок точек данных составляют 2σ; (е) – диаграмма конкордии и средневзвешенное значение <sup>207</sup>Pb/<sup>235</sup>U для цирконов из дайки риолитов, эллипсы ошибок точек данных составляют 2σ.

**Fig. 8.** Geochronology of igneous rocks of the Soiloli uplift. (a) – image of zircons from granites of the Khotugu-Eyakit massif with identification points and dating values; (б) – concordia diagram and weighted mean <sup>207</sup>Pb/<sup>235</sup>U for zircons from the Khotugu-Eyakit massif, data-point error ellipses are 2σ; (е) – concordia diagram and weighted mean <sup>207</sup>Pb/<sup>235</sup>U for zircons from rhyolite dike, data-point error ellipses are 2σ.

сформирована сочетанием граней (101) и (211) с преобладанием последней. Третий тип – по типизации [Krasnobaev, 1986] «гранулитовый» (10 об. %) – представлен округлыми, прозрачными кристаллами, розоватого и желтоватого оттенка, с неровной, бугорчатой поверхностью.

В результате U-Pb LA-ICP-MS датирования цирконов гранитов Хотугу-Экитского массива были также получены не совсем однозначные данные (Прил. 1, табл. 1.5). Изотопные составы цирконов (41 определение) из гранитов массива лежат в области дискордантной линии, которая имеет верхнее пересечение с конкордией в точке с датой  $2069 \pm 68$  млн лет (рис. 8, б). Стоит отметить, что по результатам определений выделяются еще две области с вариациями значений абсолютного возраста (11 определений) 514.5–274.4 млн лет и (3 определения) 186.7–157.2 млн лет (рис. 8, а). Это, вероятно, связано с палеозойскими и мезозойскими геологическими событиями, происходившими в пределах Сололийского поднятия.

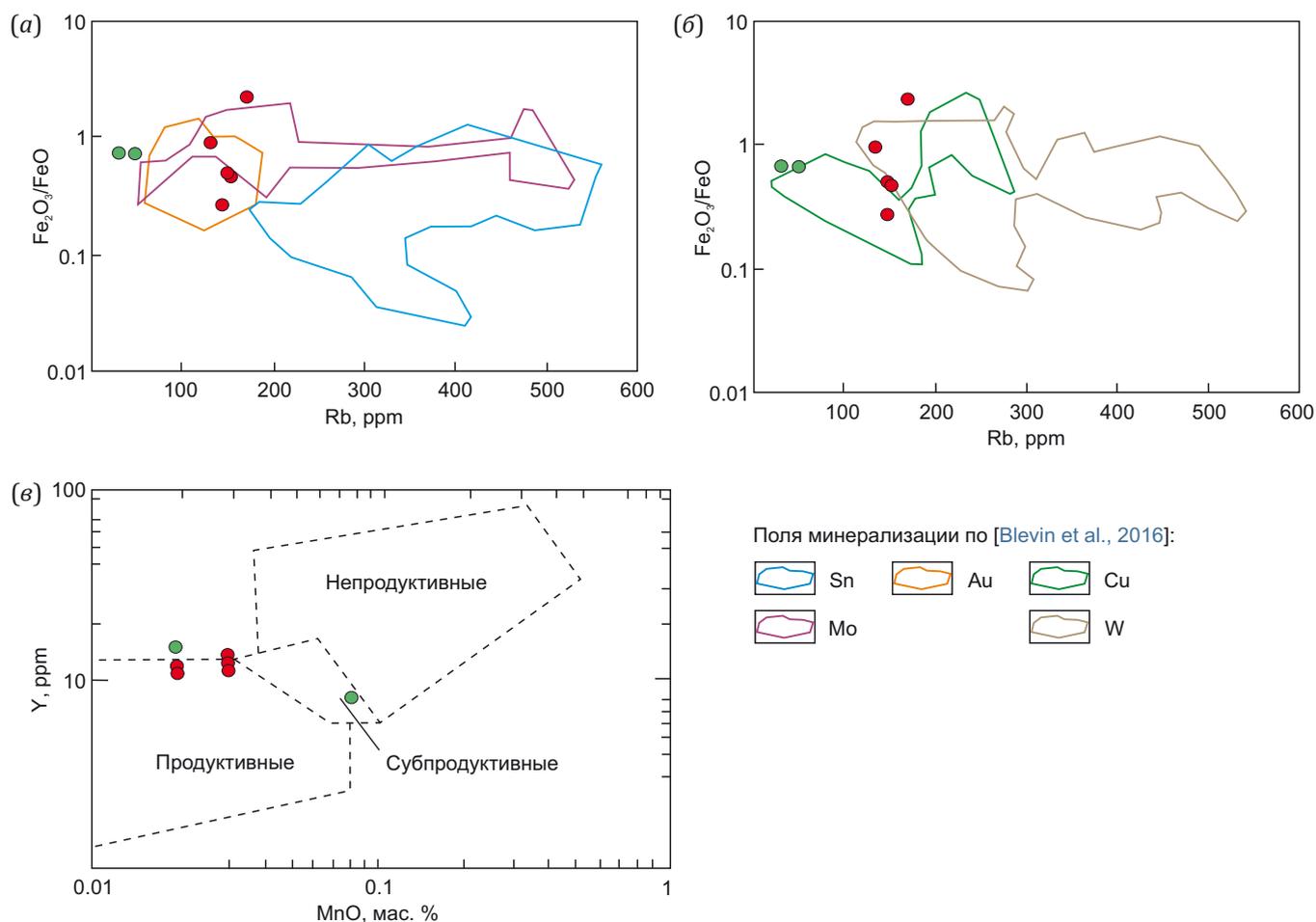
Определенный по этой же методике возраст дайки риолитов с параметрами СКВО=0.41 составляет  $2146 \pm 13$  млн лет (Прил. 1, табл. 1.5; рис. 8, в), что хорошо увязывается с геологическими наблюдениями.

#### 4.5. Минерагенический потенциал гранитов Хотугу-Экитского массива и дайки риолитов

На основе геохимических данных выполнен анализ минерагенической перспективности Хотугу-Экитского массива и дайки риолитов. Исходя из диаграмм соотношения  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}-\text{Rb}$  [Blevin, Chappell, 1992], можно констатировать, что граниты Хотугу-Экитского массива специализированы на комплексную Mo-Au-Cu-W минерализацию, а риолиты, возможно, несут Au-Cu минерализацию (рис. 9, а, б).

### 5. ОБСУЖДЕНИЕ

В результате петрографического описания магматических пород Хотугу-Экитского массива Сололийского поднятия установлено, что последний имеет



**Рис. 9.** Металлогеническая специализация гранитоидов и риолитов Сололийского поднятия.

(а, б) – поля диаграмм  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}-\text{Rb}$  по [Blevin, Chappell, 1992]; (в) – дискриминантная Y – MnO диаграмма для идентификации продуктивности Cu-Au минерализации [Baldwin, Pearce, 1982]. Условные обозначение точек составов см. на рис. 4.

**Fig. 9.** Metallogenic specialization of granitoids and rhyolites of the Sololi uplift.

(а, б) – fields of  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}-\text{Rb}$  diagrams after [Blevin, Chappell, 1992]; (в) – discriminant Y – MnO diagram for identifying the productivity of Cu-Au mineralization [Baldwin, Pearce, 1982]. See Fig. 4 for composition point symbols.

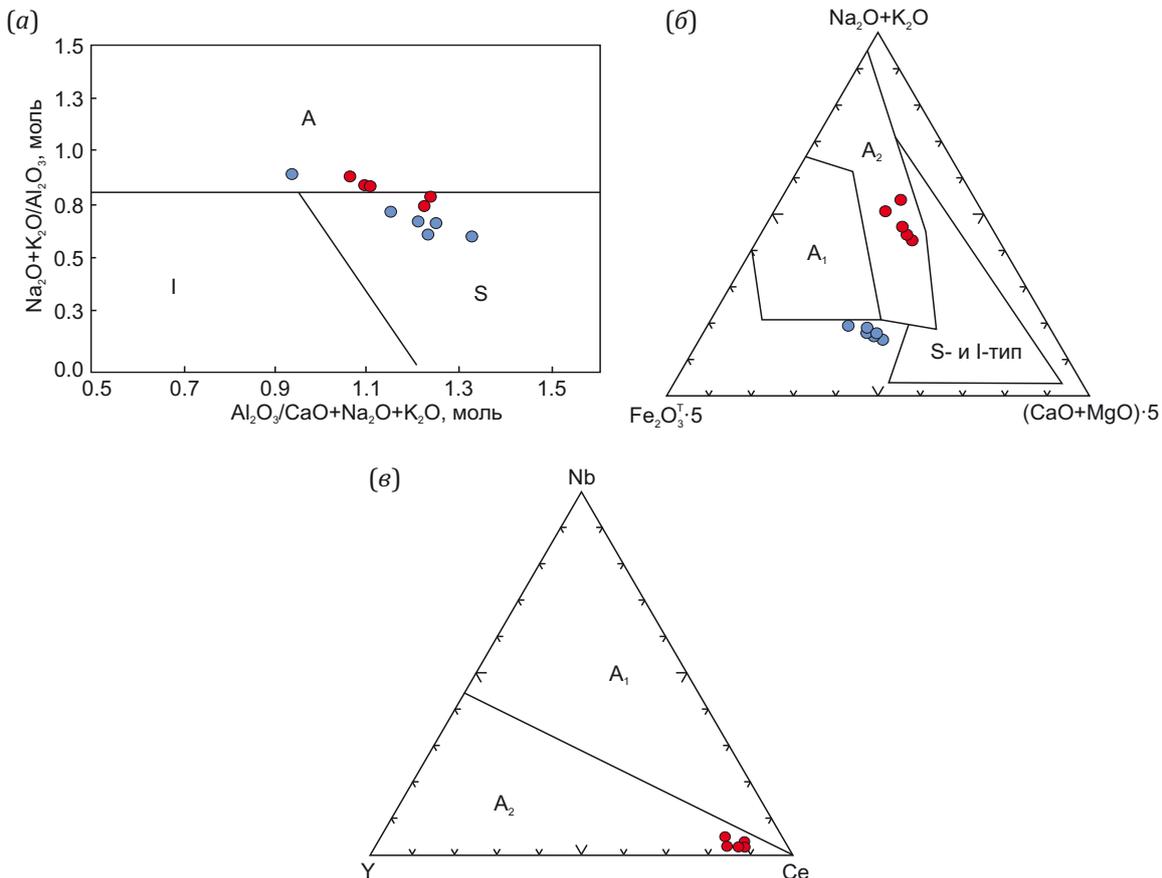
монотонный состав (нет разностей фаз внедрения или фациальных переходов) и сложен лейкократовыми гранитами. Породы дайки риолитов сильно изменены.

Стоит отметить, что в непосредственной близости от выходов Хотугу-Экитского массива на территории Сололийского поднятия получили свое развитие такие массивы гранитоидов, как Ортоку-Экитский и Сололийский, которые по петрохимическим параметрам (см. рис. 4, 5; рис. 10, 11) относятся к I и S-типу [Don-skaya et al., 2018].

Граниты Хотугу-Экитского массива по содержанию основных петроокислов, отношению K/Rb 330–354, а также значению индикаторных петрохимических коэффициентов  $f^*$  0.83–0.94, AG 0.73–0.87 (Прил. 1, табл. 1.1) близки гранитам A-типа [Collins et al., 1982; Nenakhov et al., 1992]. По значению индекса ASI (1.04–1.22) > 1 и отношению Rb/Sr 1.09 (Прил. 1, табл. 1.1, 1.3) граниты массива близки таковым S-типа [Chappell, White, 1974, 2001]. Соответственно, на диаграмме ти-

пизации гранитоидов [Maeda, 1990] точки состава пород Хотугу-Экитского массива намечают тренд из поля гранитов S-типа в поле A-типа (см. рис. 10, а).

Вместе с тем по соотношению  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}) - \text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}} \cdot 5 - (\text{CaO}+\text{MgO}) \cdot 5$  [Grebennikov, 2014] и Y – Nb – Ce [Eby, 1992] (см. рис. 10, б, в) породы массива отвечают только гранитам A<sub>2</sub>-типа с метками верхнекорового источника, на который указывают высокие значения соотношений первичных изотопов стронция  $I_0=0.784-0.802$  [Sergeev et al., 2015] (Прил. 1, табл. 1.4), слабая отрицательная Eu-аномалия  $\text{Eu}/\text{Eu}^* (0.48-0.75) < 0.95$  [Balashov, 1976] и высокие значения суммы PЗЭ  $\Sigma 153.32-209.21$  [Taylor, McLennan, 1988; Balashov, 1976] (Прил. 1, табл. 1.3). Об этом также свидетельствуют и низкие значения Nb/La – (0.06–0.15) < 1, означающие отрицательную ниобиевую (танталовую) аномалию [Rudnick, Gao, 2003], высокие значения Th/U – (4.04–7.32) > 2 (Прил. 1, табл. 1.3) как явный признак контаминации корой [Taylor, McLennan, 1988]. Однако отношение



**Рис. 10.** Типизация магматических пород Сололийского поднятия. (а) – диаграмма  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  по [Maeda, 1990], поля: A, I, S – петрогенетические типы гранитоидов; (б) – диаграмма  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}) - \text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}} \cdot 5 - (\text{CaO}+\text{MgO}) \cdot 5$  для гранитов, поля по [Grebennikov, 2014], A<sub>1</sub>, A<sub>2</sub>, I, S – петрогенетические типы гранитоидов; (в) – диаграмма Y – Nb – Ce для выделения A-гранитов: мантийного A<sub>1</sub>, корового и мантийно-корового A<sub>2</sub> происхождения [Eby, 1992]. Условные обозначение точек составов см. на рис. 4.

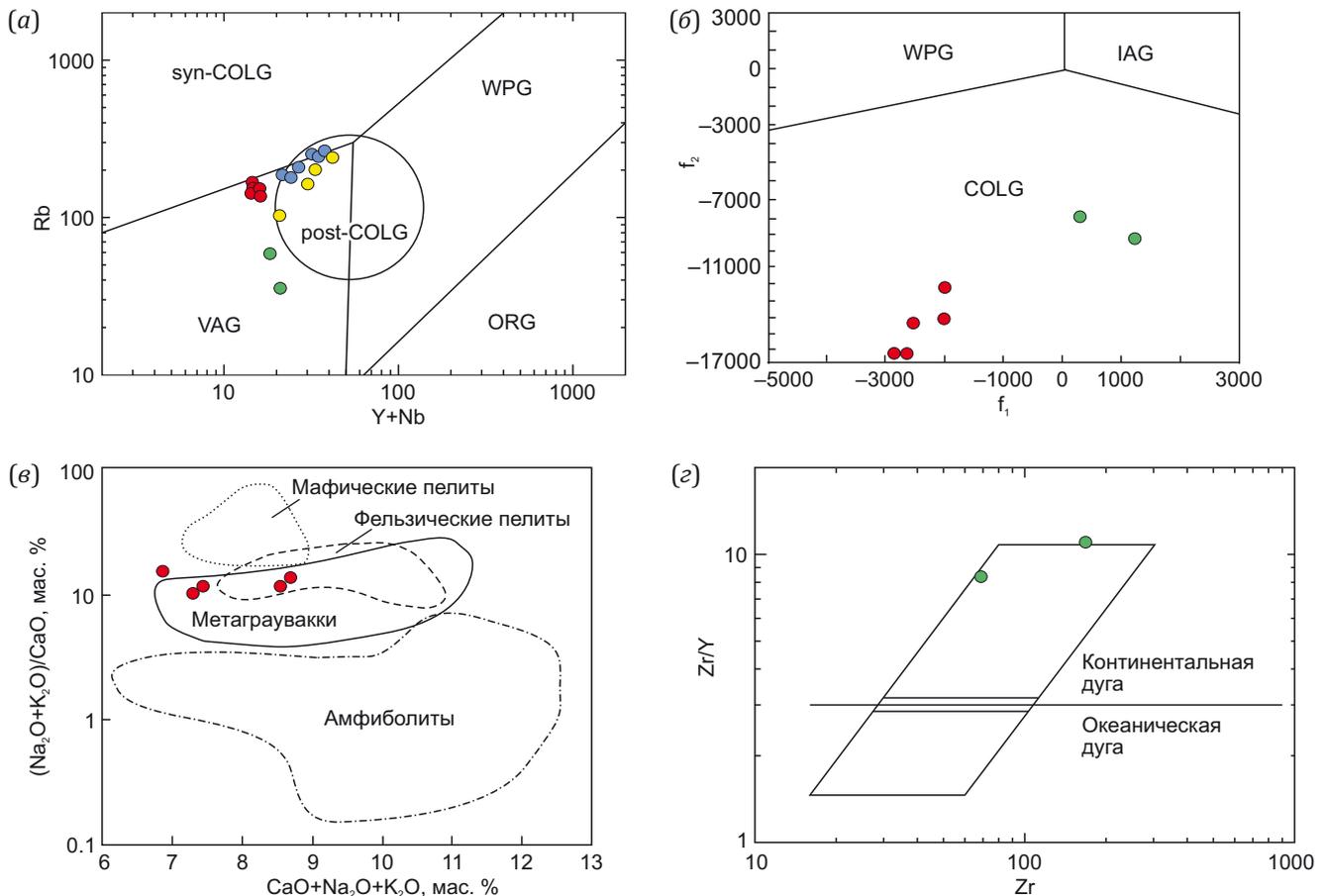
**Fig. 10.** Typification of igneous rocks of the Sololi uplift. (a) – diagram  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  after [Maeda, 1990], fields: A, I, S – petrogenetic types of granitoids; (б) – diagram  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}) - \text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}} \cdot 5 - (\text{CaO}+\text{MgO}) \cdot 5$  for granites, fields after [Grebennikov, 2014], A<sub>1</sub>, A<sub>2</sub>, I, S – petrogenetic types of granitoids; (в) – Y – Nb – Ce diagram for identifying A-granites of mantle A<sub>1</sub>, crustal and mantle-crustal A<sub>2</sub> origin [Eby, 1992]. See Fig. 4 for composition point symbols.

$Y/Nb (2.82-6.08) > 1$  (Прил. 1, табл. 1.3) может говорить о значительной мантийной составляющей [Eby, 1990].

В целом петрогеохимические характеристики гранитов Хотугу-Экитского массива не однозначны и имеют двойственную природу, по которой они близки к образованиям вулканических дуг [Pearce et al., 1984] (рис. 11, а), что, вероятно, связано не с обстановкой образования самих гранитов, а с соответствующими характеристиками плавящегося субстрата [Roberts,

Clemens, 1993], то есть с их источником [Degtyarev et al., 2005], а также близки к коллизионным гранитам [Velikoslavinskii, 2003] (рис. 11, б), выплавки которых, как уже отмечалось, связаны с участием корового вещества, но, возможно, разных по возрасту источников [Patiño Douce, 1999], в частности метаграувакк и метapelитов (рис. 11, г).

Группа  $A_2$  – это внутриплитные плутоны, происхождение которых, вероятно, связано с повторным плавлением континентальной коры под влиянием подъема



**Рис. 11.** Условия образований магматических пород Сололийского поднятия.

(а) – дискриминационная диаграмма Rb – Y+Nb, поля по [Pearce et al., 1984]: граниты: ORG – океанических хребтов, WPG – внутриплитные, VAG – вулканических дуг, syn-COLG – коллизионные, post-COLG – постколлизионные; (б) – дискриминационная диаграмма  $f_2-f_1$  [Velikoslavinskii, 2003]. Поля гранитов: WPG – внутриплитные, IAG – островодужные, COLG – коллизионные.  $f_1=(196.203 \cdot SiO_2)+(753.953 \cdot TiO_2)+(481.96 \cdot Al_2O_3)+(92.664 \cdot FeO)+(521.5 \cdot MgO)+(374.766 \cdot CaO)+(7.571 \cdot Na_2O)-(584.778 \cdot K_2O)-(0.379 \cdot Ba)-(0.339 \cdot Sr)-(0.733 \cdot Rb)-(0.429 \cdot La)-(3.33 \cdot Ce)+(5.242 \cdot Nd)+(10.565 \cdot Sm)-19823.8$ ;  $f_2=(1292.962 \cdot SiO_2)+(4002.667 \cdot TiO_2)+(1002.231 \cdot Al_2O_3)+(1297.136 \cdot FeO)+(262.067 \cdot MgO)+(1250.48 \cdot CaO)+(1923.417 \cdot Na_2O)+(1009.287 \cdot K_2O)+(0.3634 \cdot Ba)-(0.325 \cdot Sr)-(0.701 \cdot Rb)+(0.8015 \cdot La)+(3.347 \cdot Ce)+(2.68 \cdot Nd)+(10.11 \cdot Sm)-126860$ ; (г) – сопоставление изученных гранитоидов с экспериментальными данными, по [Patiño Douce, 1999]; (з) – дискриминационная диаграмма Zr/Y – Zr для дайки риолитов, поля по [Pearce, 1983]. Условные обозначение точек составов см. на рис. 4.

**Fig. 11.** Formation conditions for igneous rocks of the Sololi uplift.

(а) – discrimination diagram Rb – Y+Nb, fields after [Pearce et al., 1984]. granites: ORG – oceanic ridges, WPG – intraplate, VAG – volcanic arcs, syn-COLG – collision, post-COLG – post-collision; (б) – discrimination diagram  $f_2-f_1$  [Velikoslavinskii, 2003]. Granite fields: WPG – intraplate, IAG – island arc, COLG – collision.  $f_1=(196.203 \cdot SiO_2)+(753.953 \cdot TiO_2)+(481.96 \cdot Al_2O_3)+(92.664 \cdot FeO)+(521.5 \cdot MgO)+(374.766 \cdot CaO)+(7.571 \cdot Na_2O)-(584.778 \cdot K_2O)-(0.379 \cdot Ba)-(0.339 \cdot Sr)-(0.733 \cdot Rb)-(0.429 \cdot La)-(3.33 \cdot Ce)+(5.242 \cdot Nd)+(10.565 \cdot Sm)-19823.8$ ;  $f_2=(1292.962 \cdot SiO_2)+(4002.667 \cdot TiO_2)+(1002.231 \cdot Al_2O_3)+(1297.136 \cdot FeO)+(262.067 \cdot MgO)+(1250.48 \cdot CaO)+(1923.417 \cdot Na_2O)+(1009.287 \cdot K_2O)+(0.3634 \cdot Ba)-(0.325 \cdot Sr)-(0.701 \cdot Rb)+(0.8015 \cdot La)+(3.347 \cdot Ce)+(2.68 \cdot Nd)+(10.11 \cdot Sm)-126860$ ; (г) – comparison of the studied granitoids with the experimental data after [Patiño Douce, 1999]; (з) – discrimination diagram Zr/Y – Zr for rhyolite dike, fields after [Pearce, 1983]. See Fig. 4 for composition point symbols.

базальтовой магмы из астеносферы [Eby, 1990, 1992]. Однако в работах [Donskaya et al., 2005, 2008; Luchitskaya, 2012] было показано, что на заключительных стадиях коллизионного процесса могут внедряться гранитоиды, образующие дискордантные плутоны, которые по особенностям своего состава похожи на граниты А-типа, а их петрогенезис связан как со смешанными корово-мантийными, так и с чисто коровыми источниками.

Петрохимические параметры состава дайки риолитов, так же как и породы массива, имеют двойственную природу, по которой они относятся к низкощелочным образованиям толеитовой серии, близким таковым андезитового ряда.

Для риолитов характерны низкие значения Nb/La – 0.23–1.00 и высокие значения Th/U – (2.20–2.79) > 2 (Прил. 1, табл. 1.4) – как явный признак корового источника [Rudnick, Gao, 2003; Taylor, McLennan, 1988]. Они характеризуются слабой отрицательной Eu-аномалией Eu/Eu\* (0.79–0.85) < 0.95, что говорит о фракционировании плагиоклаза в ходе дифференциации [Balashov, 1976], а также низкими концентрациями  $\Sigma$ РЗЭ до 120.38 (Прил. 1, табл. 1.3), что может указывать на присутствие нижнекорового источника [Taylor, McLennan, 1988; Balashov, 1976]. По соотношению Rb – Y+Nb геодинамическая позиция риолитов близка породам вулканических дуг [Pearce et al., 1984] (рис. 11, а), что также подтверждается отношением Y/Nb 0.53–2.64 (Прил. 1, табл. 1.3), характерным для пород, источниками для которых могли служить образования с геохимическими характеристиками базальтов островных дуг и континентальных окраин (рис. 11, г) [Eby, 1990], хотя по диаграмме [Velikoslavinskii, 2003], так же как и граниты Хотугу-Экитского массива, отвечают сугубо коллизионным образованиям (рис. 11, б).

Полученное значение при датировании методом U-Pb LA-ICP-MS 2069±68 млн лет требует пересмотра, так как были получены более молодые группы датировок палеозойского U-Pb (514.5–274.4 млн лет), Rb/Sr (287 млн лет) и мезозойского возраста U-Pb (186.7–157.2 млн лет). По всей видимости, эти значения свидетельствуют о влиянии некоторых тектонических событий, происходивших на исследуемой и смежных территориях. По данным А.В. Прокопьева с соавторами, в палеозое весь восток Сибирской платформы испытывал процессы растяжения. Эти события подразделяются на два этапа: эдиакарско-раннекембрийский (546–524 млн лет) [Prokopiev et al., 2016] и среднедевонско-среднекаменноугольный (380–346 млн лет) [Polyansky et al., 2017] континентальный рифтогенез. Осевая часть первого рифта располагалась на месте современного Хараулахского антиклинория, т.е. восточнее, и этот рифтогенез сопровождался бимодальным магматизмом. Среднепалеозойский рифтогенез привел к формированию Вилюйского палеорифта и базитов Якутско-Вилюйской крупной изверженной провинции.

Что касается мезозойских событий, то следует отметить, что по данным трекового датирования апати-

тов (АФТ) установлено воздымание на северо-востоке Оленекского свода в период 199–171 млн лет [Vasiliev et al., 2018, 2019]. Кроме этого, Ф.Ф. Брахфогелем в восточной части Оленекского свода выделяется третья эпоха денудации (230–180 млн лет), связываемая с воздыманием всей северо-восточной части Сибирской платформы [Brakhfogel, 1984]. Расхождения в возрасте, возможно, связаны с тем, что воздымания этого периода, по Ф.Ф. Брахфогелю, носили отчетливо дифференцированный характер, в силу чего разные части региона (северо-восток Сибирской платформы, включая Оленекский свод) оказались приподняты неодновременно. С другой стороны, самые начальные стадии образования верхоянской орогении связаны концом юры – началом мела [Prokopiev, Daykunenko, 2001]. Так же приблизительно раннеюрский возраст имеют складчато-надвиговые деформации при образовании Таймыро-Североземельского орогенного пояса [Khudoley et al., 2018].

Таким образом, на изученной территории и в смежных районах происходили различные тектонические события, в палеозое связанные с растяжением, а в мезозое – со сжатием. Последнее событие, вероятно, нашло свое отражение в геохронологических определениях, соответствующих мезозойскому (?) этапу формирования пород Хотугу-Экитского массива.

Возраст образования дайки риолитов 2146±13 млн лет согласуется с особенностями геологического строения рассматриваемой территории и сопоставляется с данными абсолютного возраста, полученными ранее для гранитоидов Сололийского поднятия [Wingate et al., 2009].

По данным предшественников, в районе широко проявлено гидротермальное золотосульфидное оруденение, которое выявлено в кварцевые жилах, развитых в метаморфизованных песчаниках и сланцах экитской серии раннего протерозоя, а также риолитах того же возраста [Shpunt, 1974; Yablokova, Izrailev, 1988; Konstantinovskii, 2000]. Кроме этого, нами обнаружена золотосульфидная минерализация, сформированная по песчаникам ныкабытской свиты ранне- и среднепермского, а также по конгломератам ортокинской свиты раннепермского возраста, что предполагает ее позднепермский или мезозойский возраст образования [Gerasimov et al., 2021, 2023]. В этой связи весьма примечательным является определение изученных магматических тел как золотопродуктивных образований (см. рис. 9). Роль магматизма авторами рассматривается в качестве источника тепла и флюидов, способствующих циркуляции гидротерм, содержащих рудную минерализацию в системе.

## 6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, при петрографическом описании магматических пород Хотугу-Экитского массива и малых тел Сололийского поднятия выявлено, что массив монотонен по своему составу, т.е. без видимых фациальных переходов и разностей фаз внедрения. Дайка

сложена сильно измененными вторичными процессами риолитами.

По содержанию основных петроокислов, значению их отношений и соотношений, индикаторным петрохимическим коэффициентам породы Хотугу-Эекитского массива наиболее близки к плюмазитовым гранитам высококальциевой известково-щелочной петрохимической серии  $A_2$  типа корово-мантийного или, вероятно, верхнекорового генезиса заключительной стадии коллизионного процесса. Для риолитов характерна двойственность петрогеохимических составов, по которым они наиболее близки к низкощелочным образованиям толеитовой серии пород нижнекоровой природы.

С учетом геолого-петрографических наблюдений и U-Pb датирования абсолютный возраст образования даек риолитов составляет  $2146 \pm 13$  млн лет. По тем же параметрам граниты Хотугу-Эекитского массива могут быть отнесены к мезозойским образованиям 186.7–157.2 млн лет, что требует доработки и уточнений.

Анализ минерагенической специализации Хотугу-Эекитского массива и малых тел даек риолитов, выполненный на основе геохимических данных, позволяет отнести изученные образования к продуктивным в отношении золотоносного рудообразования. Предполагается генетическая связь кислого магматизма и золотосульфидного оруденения, выявленного на изученной территории. Безусловно, данное заключение требует дальнейшего более детального изучения.

## 7. ЗАЯВЛЕННЫЙ ВКЛАД АВТОРОВ / CONTRIBUTION OF THE AUTHORS

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

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

## 8. РАСКРЫТИЕ ИНФОРМАЦИИ / DISCLOSURE

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

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

## 9. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

Balashov Yu.A., 1976. *Geochemistry of Rare-Earth Elements*. Nauka, Moscow, 267 p. (in Russian) [Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 267 с.].

Baldwin J.A., Pearce J.A., 1982. Discrimination of Productive and Nonproductive Porphyritic Intrusions in the Chilean Andes. *Economic Geology* 77 (3), 665–674. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.77.3.664>.

Blevin P.L., Chappell B.W., 1992. The Role of Magma Sources, Oxidation States and Fractionation in Determining the Granite Metallogeny of Eastern Australia. *Earth and*

*Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh* 83 (1–2), 305–316. <https://doi.org/10.1017/S0263593300007987>.

Brakhfogel F.F., 1984. *Geological Aspects of Kimberlite Magmatism of North-East of Siberian Platform*. Yakutsk Branch of the USSR Academy of Sciences, 128 p. (in Russian) [Брахфогель Ф.Ф. Геологические аспекты кимберлитового магматизма северо-востока Сибирской платформы. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1984. 128 с.].

Chappell B.W., White A.J.R., 1974. Two Contrasting Granite Types. *Pacific Geology* 8, 173–174.

Chappell B.W., White A.J.R., 2001. Two Contrasting Granite Types: 25 Years Later. *Australian Journal of Earth Sciences* 48 (4), 489–499. <https://doi.org/10.1046/j.1440-0952.2001.00882.x>.

Collins W.J., Beams S.D., White A.J.R., Chappell B.W., 1982. Nature and Origin of A-Type Granites with Particular Reference to Southeastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 80, 189–200. <https://doi.org/10.1007/BF00374895>.

Degtyarev K.E., Shatagin K.N., Luchitskaya M.V., 2005. Paleozoic Granitoids of the Chingiz Range, Eastern Kazakhstan: Main Stages of Emplacement, Compositional Features, and Source Nature. *Geochemistry International* 43 (9), 904–919.

Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Kovach V.P., Mazukabzov A.M., 2005. Petrogenesis of the Early Proterozoic Postcollisional Granitoids of the Southern Siberian Craton. *Petrology* 13 (3), 229–252.

Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., 2008. Crust-Mantle Interaction in Petrogenesis of Paleoproterozoic Postcollisional Acid Granitoids and Volcanites of Western Pribaikalie. In: *Granites and Evolution of Earth: Geodynamic Position, Petrogenesis and Ore Potential of Granitoid Batholiths*. Proceedings of I International Geological Conference (August 26–29, 2008). GIN SB RAS, Ulan-Ude, p. 129–131 (in Russian) [Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М. Корово-мантийное взаимодействие в петрогенезисе палеопротерозойских постколлизийных гранитоидов и вулканитов кислого состава Западного Прибайкалья // Граниты и эволюция Земли. Геодинамическая позиция, петрогенезис и рудоносность гранитоидных батолитов: Материалы I международной геологической конференции (26–29 августа 2008 г.). Улан-Удэ: ГИН СО РАН, 2008. С. 129–131].

Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., 2018. Early Proterozoic Granitoids of the Olenek Complex (Northern Siberian Craton): Petrogenesis and Geodynamic Setting. *Russian Geology and Geophysics* 59 (3), 226–237. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2018.03.002>.

Eby G.N., 1990. The A-Type Granitoids: A Review of Their Occurrence and Chemical Characteristics and Speculations on Their Petrogenesis. *Lithos* 26 (1–2), 115–134. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(90\)90043-Z](https://doi.org/10.1016/0024-4937(90)90043-Z).

Eby G.N., 1992. Chemical Subdivision of the A-Type Granitoids: Petrogenetic and Tectonic Implications. *Geology* 20 (7), 641–644. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0641:CSOTAT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0641:CSOTAT>2.3.CO;2).

- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D., 2001. A Geochemical Classification for Granitic Rocks. *Journal of Petrology* 42 (11), 2033–2048. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033>.
- Gerasimov B.B., Zhelonkin R.Yu., Mukhamediarov M.G., 2021. Mineralogical Features of Gold of Conglomerates of Permian Age of Sololi Uplift. *Vestnik of Saint Petersburg University. Earth Sciences* 66 (3), 578–594 (in Russian) [Герасимов Б.Б., Желонкин Р.Ю., Мухамедьяров М.Г. Минералогические особенности золота конгломератов пермского возраста Сололийского поднятия Оленёкского свода (северо-восток Сибирской платформы) // Вестник СПбГУ. Науки о Земле. 2021. Т. 66. № 3. С. 578–594]. <https://doi.org/10.21638/spbu07.2021.308>.
- Gerasimov B.B., Zhuravlev A.I., Ivanov A.I., Ivanov M.S., 2023. Mineralogical Features of Gold Ore Occurrences of Sololi Uplift of Olenek Arch. *Geology and Mineral Resources of Siberia* 56 (4), 166–178 (in Russian) [Герасимов Б.Б., Журавлев А.И., Иванов А.И., Иванов М.С. Минералогические особенности рудных проявлений золота Сололийского поднятия Оленекского свода // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2023. Т. 56. № 4. С. 166–178]. <https://doi.org/10.20403/2078-0575-2023-46-166-178>.
- Gladkochub D.P., Pisarevskii S.A., Donskaya T.V., Natopov L.M., Mazukabzov A.M., Stanevich A.M., Sklyarov E.V., 2006. The Siberian Craton and Its Evolution in Terms of the Rodinia Hypothesis. *Episodes* 29 (3), 169–174. <https://doi.org/10.18814/epiiugs/2006/v29i3/002>.
- Goldschmidt V.M., 1954. *Geochemistry*. Oxford University Press, London, 730 p.
- Grebennikov A.V., 2014. A-Type Granites and Related Rocks: Petrogenesis and Classification. *Russian Geology and Geophysics* 55 (9), 1074–1086. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2014.08.003>.
- Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y., 2008. GLITTER: Data Reduction Software for Laser Ablation ICPMS. In: P.J. Sylvester (Ed.), *Laser Ablation ICP-MS in the Earth Sciences: Current Practices and Outstanding Issues*. Mineralogical Association of Canada Short Course Series. Vol. 40. Vancouver, Canada, p. 308–311.
- Irvine T.N., Baragar W.R.A., 1971. A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8 (5), 523–548. <https://doi.org/10.1139/e71-055>.
- 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 T.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>.
- Konstantinovskii A.A., 2000. *Paleoplacers in Evolution of Sedimentary Shell of Continents*. Nauchnii Mir, Moscow, 228 p. (in Russian) [Константиновский А.А. Палеороссыпи в эволюции осадочной оболочки континентов. М.: Научный мир, 2000. 228 с.]
- Krasnobaev A.A., 1986. Zircon as an Indicator of Geological Processes. Nauka, Moscow, 152 p. (in Russian) [Краснобаев А.А. Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 1986. 152 с.]
- Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B., 1986. A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram. *Journal of Petrology* 27 (3), 745–750. <https://doi.org/10.1093/petrology/27.3.745>.
- Luchitskaya M.V., 2012. *Granitoid Magmatism and Formation of the Continental Crust of the Northern Frame of the Pacific Ocean in Mesozoic-Cenozoic*. PhD Thesis (Doctor of Geology and Mineralogy). Moscow, 360 p. (in Russian) [Луцицкая М.В. Гранитоидный магматизм и становление континентальной коры северного обрамления Тихого океана в мезозое–кайнозое: Дис. ... докт. геол.-мин. наук. М., 2012. 360 с.]
- Ludwig K.R., 2008. *ISOPLOT 3.70. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. User's Manual*. Berkeley Geochronology Center Special Publication 4, 76 p.
- Maeda J., 1990. Opening of the Kuril Basin Deduced from the Magmatic History of Central Hokkaido, North Japan. *Tectonophysics* 174 (3–4), 235–255. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(90\)90324-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90324-2).
- McDonough W.F., Sun S.-S., Ringwood A.E., Jagoutz E., Hofmann A.W., 1992. Potassium, Rubidium, and Cesium in the Earth and Moon and the Evolution of the Mantle of the Earth. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 56 (3), 1001–1012. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(92\)90043-I](https://doi.org/10.1016/0016-7037(92)90043-I).
- Middlemost E.A., 1985. *Magmas and Magmatic Rocks: An Introduction to Igneous Petrology*. Longman, Scientific & Technical, London, 266 p.
- Nenakhov V.M., Ivannikov V.V., Kuznetsov L.V., Strick Yu.N., 1992. Features of the Study and Geological Mapping of Collisional Granitoids. Roscomnedra, Moscow, 100 p. (in Russian) [Ненахов В.М., Иваников В.В., Кузнецов Л.В., Стрик Ю.Н. Особенности изучения и геологического картирования коллизионных гранитоидов. М.: Роскомнедра, 1992. 100 с.]
- O'Connor J.T., 1965. A Classification of Quartz-Rich Igneous Rock Based on Feldspar Ratios. U.S. Geological Survey Professional Paper 525-B, 79–84.
- Patiño Douce A.E., 1999. What Do Experiments Tell Us about the Relative Contributions of Crust and Mantle to the Origin of Granitic Magmas? *Geological Society of London Special Publications* 168 (1), 55–75. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.168.01.05>.
- Pearce J.A., 1983. Role of Sub-Continental Lithosphere in Magma Genesis at Active Continental Margins. In: C.J. Hawkesworth, M.J. Norry (Eds), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva, Nantwich, p. 230–249.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G., 1984. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology* 25 (4), 956–983. <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>.
- Peccerillo A., Taylor S.R., 1976. Geochemistry of Eocene Calc-Alkaline Volcanic Rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58, 63–81. <https://doi.org/10.1007/BF00384745>.

Petrographic Code of Russia, 2009. Magmatic, Metamorphic, Metasomatic and Impact Formations. VSEGEI Publishing House, Saint Petersburg, 200 p. (in Russian) [Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.].

Polyansky O.P., Prokopiev A.V., Koroleva O.V., Tomshin M.D., Reverdatto V.V., Selyatitsky A.Yu., Travin A.V., Vasiliev D.A., 2017. Temporal Correlation Between Dyke Swarms and Crustal Extension in the Middle Palaeozoic Vilyui Rift Basin, Siberian Platform. *Lithos* 282–283, 45–64. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.02.020>.

Prokopiev A.V., Daykunenko A.V., 2001. Deformation Structures of Fold-Thrusts Belts. In: L.M. Parfenov, M.I. Kuzmin (Eds), *Tectonics, Geodynamics and Metallogeny of the Sakha Republic (Yakutia)*. МАИК Наука/Interperiodika, Moscow, p. 156–198 (in Russian) [Прокопьев А.В., Дейкуненко А.В. Деформационные структуры складчато-надвиговых поясов // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Ред. Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин. М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. С. 156–198].

Prokopiev A.V., Khudoley A.K., Koroleva O.V., Kazakova G.G., Lokhov D.K., Malyshev S.V., Zaitsev A.I., Roev S.P., Sergeev S.A., Berezhnaya N.G., Vasiliev D.A., 2016. The Early Cambrian Bimodal Magmatism in the Northeastern Siberian Craton. *Geology and Geophysics* 57 (1), 199–224. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2016.01.011>.

Pupin J.P., 1980. Zircon and Granite Petrology. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 73, 207–220. <https://doi.org/10.1007/BF00381441>.

Roberts M.P., Clemens J.D., 1993. Origin of High-Potassium, Calc-Alkaline, I-Type Granitoids. *Geology* 21 (9), 825–828. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1993\)021<0825:OOHPTA>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1993)021<0825:OOHPTA>2.3.CO;2).

Rosen O.M., 2003. Siberian Craton: Tectonic Zoning, Stages of Evolution. *Geotectonics* 3, 3–21 (in Russian) [Розен О.М. Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции // Геотектоника. 2003. № 3. С. 3–21].

Rudnick R.L., Gao S., 2003. Composition of the Continental Crust. *Treatise on Geochemistry* 3, 1–64. <https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/03016-4>.

Sergeev S.A., Pushkarev Yu.D., Lokhov K.I., Sergeev D.S., 2015. Review of Modern Methods of Isotope Geochronology (Component of the Geochronological Atlas). VSEGEI, Saint-Petersburg, 31 p. (in Russian) [Сергеев С.А., Пушкарев Ю.Д., Лохов К.И., Сергеев Д.С. Обзор современных методов изотопной геохронологии (составная часть Геохронологического Атласа). СПб.: ВСЕГЕИ, 2015. 31 с.].

Shpunt B.R., 1974. Typomorphic Features and Genesis of Placer Gold in the North of Siberian Platform. *Russian Geology and Geophysics* 9, 77–88 (in Russian) [Шпунт Б.Р. Типоморфные особенности и генезис россыпного золота на севере Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1974. № 9. С. 77–88].

State Geological Map of the Russian Federation, 2013. Anabar-Viluy Series. Scale of 1:1000000. Sheet R-51 (Dzhar-

dzhan). Explanatory Note. VSEGEI, Saint-Petersburg, 397 p. (in Russian) [Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000. Серия Анабаро-Вилуйская. Лист R-51 (Джарджан): Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2013. 397 с.].

Sun S.-S., McDonough W.F., 1989. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes. *Geological Society of London Special Publications* 42 (1), 313–345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>.

Tauson L.V., Gundobin G.M., Zorina L.D., 1987. Geochemical Fields of Ore-Magmatic Systems. Nauka, Novosibirsk, 202 p. (in Russian) [Таусон Л.В., Гундобин Г.М., Зорина Л.Д. Геохимические поля рудно-магматических систем. Новосибирск: Наука, 1987. 202 с.].

Taylor S.R., McLennan S.M., 1988. Continental Crust: Its Composition and Evolution. Mir, Moscow, 384 p. (in Russian) [Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.].

Vasiliev D.A., Prokopiev A.V., Khudoley A.K., Ershova V.B., Kazakova G.G., Vetrov E.V., 2019. Thermochronology of the Northern Part of the Verkhoyansk Fold-and-Thrust Belt According to Apatite Fission-Track Age. *Arctic and Subarctic Natural Resources* 24 (4), 49–66 (in Russian) [Васильев Д.А., Прокопьев А.В., Худoley А.К., Ершова В.Б., Казакова Г.Г., Ветров Е.В. Термохронология северной части Верхоянского складчато-надвигового пояса по данным трекового датирования апатита // Природные ресурсы Арктики и Субарктики. 2019. Т. 24. № 4. С. 49–66]. DOI:10.31242/2618-9712-2019-24-4-4.

Vasiliev D.A., Prokopiev A.V., Khudoley A.K., Kazakova G.G., Vetrov E.V., 2018. Thermochronology of Ust'-Olenek Fold System and North of Olenek Uplift According Track Dating of Apatite. In: *Geology and Mineral Resources of the North-East of Russia: Proceedings of the VIII All-Russian Scientific and Practical Conference (April 18–20, 2018)*. Vol. 2. Publishing House of the North-Eastern Federal University, Yakutsk, p. 32–36 (in Russian) [Васильев Д.А., Прокопьев А.В., Худoley А.К., Казакова Г.Г., Ветров Е.В. Термохронология Усть-Оленекской системы складок и севера Оленекского поднятия по данным трекового датирования апатита // Геология и минерально-сырьевые ресурсы северо-востока России: Материалы VIII Всероссийской научно-практической конференции (18–20 апреля 2018 г.). Якутск: Издательский дом СВФУ, 2018. Т. 2. С. 32–36].

Velikoslavinskii S.D., 2003. Geochemical Classification of Silicic Igneous Rocks of Major Geodynamic Environments. *Petrology* 11 (4), 327–342.

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

Wingate M.T.D., Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., Don-skaya T.V., Konstantinov K.M., Mazukabzov A.M., Stanovich A.M., 2009. Geochronology and Paleomagnetism of Mafic Igneous Rocks in the Olenek Uplift, Northern Siberia: Implications for Mesoproterozoic Supercontinents and

Paleogeography. *Precambrian Research* 170 (3–4), 256–266.  
<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2009.01.004>.

Yablokova S.V., Izrailev L.M., 1988. Mineralogy of Gold in Heterochronous Sedimentary Cover Units of the Olenek Uplift. In: S.S. Kalnichenko, E.Ya. Sinyugina (Eds), *Geology of Precious Metal Placer Deposits and Their Forecast*. Iss. 227.

TsNIGRI, Moscow, p. 58–65 (in Russian) [Яблокова С.В., Израилев Л.М. Минералогия золота в разновозрастных толщах осадочного чехла Оленекского поднятия // Геология россыпей благородных металлов и их прогнозирование / Ред. С.С. Кальниченко, Е.Я. Синюгина. М.: ЦНИГРИ, 1988. Вып. 227. С. 58–65].

## ПРИЛОЖЕНИЕ 1 / APPENDIX 1

**Таблица 1.1.** Петрохимический состав гранитов Хотугу-Эекитского массива и дайки риолитов  
**Table 1.1.** Petrochemical composition of granites of the Khotugu-Eyekit massif and rhyolite dike

№образца	ГС-118-5-1	ГС-118-5-2	ГС-118-5-3	ГС-118-5-4	ГС-118-5-5	ГС-178	ГС-178-2	П12-15	I	S	A
Порода	1	2	3	4	5	6	7	8			
SiO <sub>2</sub>	77.51	81.85	79.9	80.44	78.67	76.54	78.59	70.61	69.20	70.30	73.81
TiO <sub>2</sub>	0.15	0.13	0.12	0.11	0.04	0.22	0.05	0.58	0.43	0.48	0.26
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.47	10.05	11	10.19	11.05	6.05	5.59	13.71	14.30	14.10	12.40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.42	0.12	0.22	0.2	0.35	1.19	0.96	1.77	1.04	0.56	1.24
FeO	0.43	0.43	0.42	0.43	0.28	1.56	1.78	2.39	2.29	2.87	1.58
MnO	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.08	0.09	0.02	0.07	0.06	0.06
MgO	0.16	0.1	0.08	0.1	0.04	0.07	4.18	0.97	1.42	1.42	0.20
CaO	0.62	0.31	0.65	0.51	0.51	6.33	0.15	1.15	3.20	2.03	0.75
Na <sub>2</sub> O	1.51	1.29	1.26	1.39	1.53	1.11	1.07	2.74	3.13	2.41	4.07
K <sub>2</sub> O	6.42	5.16	5.47	5.72	6.59	0.77	0.78	1.83	3.40	3.96	4.65
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.14	0.06	0.18	0.1	0.12	0.4	0.26	0.28	-	-	-
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0.26	0.14	0	0.13	0.1	0	0	0	-	-	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.07	0.04	0.06	0.05	0.05	0.04	0.06	0.13	-	-	-
CO <sub>2</sub>	0	0	0	0	0	4.44	5.2	0.53	-	-	-
Rb <sub>2</sub> O	0.0168	0.0142	0.0144	0.0148	0.0169	0.30	0.00	0.73	-	-	-
S	0.02	0.04	0.04	0.02	0.01	0	0	0	-	-	-
F	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.04	-	-	-
Total	99.26	99.78	99.46	99.46	99.42	99.12	98.79	97.48	-	-	-
Na+K	7.93	6.45	6.73	7.11	8.12	1.88	1.85	4.57	-	-	-
Na/K	0.24	0.25	0.23	0.24	0.23	1.44	1.37	1.50	-	-	-
Ca+Na+K	8.55	6.76	7.38	7.62	8.63	2.28	2.11	4.85	-	-	-
al'	8.94	10.70	11.71	10.29	15.31	1.92	0.41	1.97	-	-	-
ASI	1.09	1.22	1.20	1.08	1.04	0.43	1.94	1.60	0.96	1.18	0.95
f*	0.83	0.84	0.89	0.86	0.94	0.94	0.23	0.65	0.55	0.55	0.88
AG	0.82	0.77	0.73	0.83	0.87	-	-	-	0.62	0.58	>0.95
K/Rb	347	330	345	351	354	-	-	-	187	151	229

Примечание. Состав пород: 1–5 граниты Хотугу-Эекитского массива, 6–8 дайка риолитов. Все значения кроме коэффициентов даны в мас. %; al'=Al/(Fe\*+Mg), ASI=Al/(Ca+Na+K), f\*=Fe\*/(Fe\*+Mg), AG=Na+K)/Al – молекулярные количества; I-, S-, A-тип гранитов по [Chappell, White, 2001; Nenakhov et al., 1992].

Note. Rock compositions: 1–5 granites of the Khotugu-Eyekit massif, 6–8 rhyolite dike. All values except for the coefficients are in wt. %; al'=Al/(Fe\*+Mg), ASI=Al/(Ca+Na+K), f\*=Fe\*/(Fe\*+Mg), AG=Na+K)/Al – molecular quantities; I-, S-, A-type of granites after [Chappell, White, 2001; Nenakhov et al., 1992].

**Таблица 1.2.** Геохимический состав магматических пород Сололийского поднятия  
**Table 1.2.** Geochemical composition of igneous rocks of the Sololi uplift

Образец №	По [Goldschmidt, 1954]	ГС-118/5-1	ГС-178	П12-15
Порода	Гранит	Гранит	Риолит	Риолит
Sr	I	170	65	96
Ba		370	160	320
Cr		550	60	92
V		36	28	76
Sc		3.5	5.3	15
Nb		6.7	33	14
Zr		160	150	200
Y		17	17	21
Cu	II	25	100	15
Sn		3.1	2.5	2.3
Zn		30	110	68
Pb		21	13	8.5
Ge		1.6	2.1	2.6
Ni	III	20	24	38
Co		2.7	8.9	7.5

Примечание. Элементы группы Fe даны в г/т, по классификации [Goldschmidt, 1954]: I – литофильные, II – халькофильные, III – сидерофильные.

Note. Elements of the Fe group are in ppm, according to the classification presented in [Goldschmidt, 1954]: I – lithophilic, II – chalcophilic, III – siderophilic.

**Таблица 1.3.** Геохимический состав магматических пород Сололийского поднятия**Table 1.3.** Geochemical composition of igneous rocks of the Sololi uplift

Образец	ГС-118-5-1	ГС-118-5-2	ГС-118-5-3	ГС-118-5-4	ГС-118-5-5	ГС-178	П12-15
Порода	1	2	3	4	5	6	7
Rb	137.34	143.48	150.14	152.14	170.14	26.65	56.81
Sr	126.40	86.36	106.46	99.12	127.78	68.41	96.41
Y	11.65	12.25	11.74	13.57	12.45	8.13	14.92
Zr	139.11	249.50	170.03	153.66	181.62	68.36	167.95
Nb	4.13	2.68	3.39	2.46	2.05	15.32	5.65
Cs	2.73	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.39	2.53
Ba	280.25	283.83	369.07	301.42	339.41	125.82	287.97
La	27.94	39.58	38.21	38.22	31.53	15.34	24.65
Ce	70.89	103.08	101.75	101.00	73.48	32.98	48.64
Pr	7.59	10.91	11.41	10.50	8.42	3.70	5.91
Nd	29.51	36.20	37.45	37.42	30.67	14.81	23.87
Sm	4.85	6.44	6.02	6.73	5.70	2.66	4.15
Eu	0.95	0.92	1.37	0.96	1.02	0.73	1.14
Gd	4.40	5.33	5.19	5.46	4.55	2.57	4.61
Tb	0.54	0.72	0.74	0.65	0.48	0.31	0.51
Dy	3.02	2.63	3.39	2.87	2.81	1.64	3.02
Ho	0.53	0.49	0.56	0.63	0.50	0.33	0.47
Er	1.37	1.41	0.99	1.50	1.73	0.53	1.61
Tm	0.24	0.24	0.18	0.18	0.26	0.11	0.25
Yb	1.31	1.07	1.26	1.12	1.33	0.55	1.31
Lu	0.20	0.18	0.27	0.27	0.22	0.10	0.26
Hf	3.46	6.21	4.45	3.88	4.55	1.64	3.64
Ta	0.69	0.29	н.о.	0.19	0.51	5.06	0.44
Th	8.25	12.51	12.41	11.97	8.76	2.17	4.73
U	2.04	2.15	1.75	1.63	1.72	0.98	1.69
Rb/Sr	1.09	1.66	1.41	1.53	1.33	0.39	0.59
Y/Nb	2.82	4.57	3.46	5.51	6.08	0.53	2.64
Nb/La	0.15	0.07	0.09	0.06	0.07	1.00	0.23
Th/U	4.04	5.82	7.09	7.32	5.11	2.20	2.79
Eu/Eu*	0.63	0.48	0.75	0.48	0.61	0.85	0.79
ΣR3Э	153.32	209.21	208.78	207.54	162.70	76.37	120.38

Примечание. Породы: 1–5 – граниты Хотугу-Эекитского массива, 6, 7 – дайка риолитов. По данным ICP MS все значения в г/т; н.о. – не обнаружено;  $Eu/Eu^* = Eu_N / [Sm_N \cdot Gd_N]^{1/2}$ .

Note. Rocks: 1–5 – granites of the Khotugu-Eyekit massif, 6, 7 – rhyolite dike. All ICP MS data are in ppm; н.о. – not detected;  $Eu/Eu^* = Eu_N / [Sm_N \cdot Gd_N]^{1/2}$ .

**Таблица 1.4.** Результаты Rb-Sr изотопного анализа гранитов Хотугу-Эекитского массива**Table 1.4.** Results of Rb-Sr isotopic analysis of granites of the Khotugu-Eyekit massif

№ лаб.	Образец и № определения	<sup>87</sup> Rb	<sup>86</sup> Sr	<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr
Рс-3922	ГС-118-5-1	49.4069	19.0866	2.5588	0.7973
Рс-3923	ГС-118-5-2	42.8823	16.4113	2.5829	0.8023
Рс3924	ГС-118-5-3	45.0077	18.1635	2.4494	0.7849
Рс-3925	ГС-118-5-4	45.4293	19.7324	2.2758	0.8004
Рс-3926	ГС-118-5-5	49.9733	21.9045	2.2552	0.7973

Примечание. Данные получены А.И. Зайцевым в отделе ФХМА ИГАБМ СО РАН.

Note. The data have been obtained by A.I. Zaitsev at the DPCMA of the DPMGI SB RAS.

**Таблица 1.5.** Результаты U-Pb (LA-ICP-MS) изотопных данных для цирконов из гранитов Хотугу-Эекитского массива и дайки риолитов**Table 1.5.** U-Pb (LA-ICP-MS) isotope ages of zircons from the Khotugu-Eyakit massif granites and rhyolite dike

№	1	3	5	6	7	8	9	10	11
Pb, ppm	128	103	285	149	207	249	226	271	248
Th, ppm	1260	123	544	5906	421	385	1286	384	652
U, ppm	2158	379	2692	5555	1536	1692	3298	1341	1473
Th/U	0.54	0.30	0.19	0.98	0.25	0.21	0.36	0.26	0.40
$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	17.6	3.8	9.9	38.9	7.8	7.1	15.3	5.2	6.2
1 $\sigma$ , abs	0.1307	0.0284	0.072	0.2879	0.0568	0.0525	0.1125	0.0383	0.0464
$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	0.1368	0.1277	0.1274	0.1515	0.1178	0.12	0.1211	0.1114	0.1065
1 $\sigma$ , abs	0.0019	0.0017	0.0017	0.0021	0.0016	0.0016	0.0017	0.0015	0.0015
Rho4	0.5	0.6	0.6	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
Rho2	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.5
$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1.0682	4.5872	1.7787	0.5361	2.0878	2.3151	1.09	2.945	2.3516
1 $\sigma$ , abs	0.012	0.0499	0.019	0.0062	0.0232	0.0261	0.0126	0.0336	0.028
$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	0.0567	0.2608	0.1014	0.0257	0.1286	0.1401	0.0653	0.192	0.1602
1 $\sigma$ , abs	0.0004	0.0019	0.0007	0.0002	0.0009	0.001	0.0005	0.0014	0.0012
Rho3	0.7	0.7	0.7	0.6	0.7	0.7	0.6	0.6	0.6
Rho1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	0.0139	0.0502	0.0604	0.0053	0.0441	0.0611	0.028	0.0443	0.0253
1 $\sigma$ , abs	0.0002	0.0006	0.0007	0.0001	0.0005	0.0007	0.0003	0.0005	0.0003
T $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2187	2066	2062	2363	1923	1956	1973	1822	1741
1 $\sigma$ , abs	23	23	23	23	24	24	24	25	26
T $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	355.5	1494.1	622.3	163.5	780.0	845.0	407.9	1132.0	958.0
1 $\sigma$ , abs	3	10	4	1	5	6	3	8	7
T $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	738	1747	1038	436	1145	1217	749	1394	1228
1 $\sigma$ , abs	6	9	7	4	8	8	6	9	8
T $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	280	990	1185	107	872	1199	557	876	505
1 $\sigma$ , abs	3	11	12	1	10	13	6	10	6
D1, %	108	17	67	167	47	44	84	23	28
D2, %	515	38	231	1345	147	131	384	61	82
T $^{207}\text{PbCorr}$	319.4	1436.4	572.7	142.7	731.8	793.0	375.1	1088.0	918.6
1 $\sigma$ , abs	2.5	10.6	4.3	1.1	5.4	5.9	2.8	8.0	6.8

Таблица 1.5 (продолжение)

Table 1.5 (continued)

№	13	14	15	16	17	18	20	21	22
Pb, ppm	556	588	132	180	293	230	182	109	275
Th, ppm	694	587	536	258	305	610	146	206	1105
U, ppm	3430	2808	625	1317	1698	1724	788	425	1477
Th/U	0.19	0.19	0.79	0.18	0.16	0.32	0.17	0.44	0.68
$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	6.5	5.0	5.0	7.6	6.1	7.8	4.5	4.1	5.6
1 $\sigma$ , abs	0.0481	0.0373	0.0374	0.0576	0.0459	0.0595	0.0347	0.032	0.0438
$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	0.1277	0.1272	0.1261	0.0971	0.094	0.1166	0.1234	0.1316	0.1286
1 $\sigma$ , abs	0.0018	0.0018	0.0019	0.0015	0.0015	0.0018	0.002	0.0022	0.0021
Rho4	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
Rho2	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2.7215	3.5042	3.5037	1.7535	2.1365	2.0509	3.7615	4.4382	3.156
1 $\sigma$ , abs	0.0328	0.0426	0.044	0.023	0.0281	0.0274	0.0515	0.0644	0.0457
$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	0.1547	0.2	0.2017	0.1311	0.165	0.1277	0.2212	0.2448	0.1781
1 $\sigma$ , abs	0.0012	0.0015	0.0015	0.001	0.0013	0.001	0.0017	0.0019	0.0014
Rho3	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.5	0.5
Rho1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	0.048	0.0599	0.0285	0.0404	0.0555	0.0367	0.0757	0.0493	0.031
1 $\sigma$ , abs	0.0006	0.0008	0.0004	0.0006	0.0008	0.0005	0.0011	0.0008	0.0005
T $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2067	2059	2044	1569	1508	1904	2006	2119	2079
1 $\sigma$ , abs	25	25	26	28	29	28	28	29	29
T $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	927.0	1175.1	1184.2	794.0	984.3	774.7	1288.3	1411.4	1056.8
1 $\sigma$ , abs	6	8	8	6	7	6	9	10	8
T $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1334	1528	1528	1029	1161	1133	1585	1720	1447
1 $\sigma$ , abs	9	10	10	8	9	9	11	12	11
T $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	947	1176	569	800	1091	729	1475	972	617
1 $\sigma$ , abs	12	14	7	11	15	10	21	15	9
D1, %	44	30	29	30	18	46	23	22	37
D2, %	123	75	73	98	53	146	56	50	97
T $^{207}\text{PbCorr}$	864.9	1110.6	1121.2	764.7	959.2	727.7	1230.5	1344.2	991.1
1 $\sigma$ , abs	6.5	8.3	8.5	5.8	7.2	5.6	9.5	10.7	7.9

Таблица 1.5 (продолжение)

Table 1.5 (continued)

№	23	25	27	28	29	30	32	34
Pb, ppm	142	139	156	155	164	139	119	118
Th, ppm	1084	1588	854	339	347	246	174	303
U, ppm	3128	4525	945	670	785	701	508	898
Th/U	0.32	0.32	0.83	0.47	0.41	0.32	0.32	0.31
$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	23.0	34.0	6.3	4.5	5.0	5.3	4.4	8.0
1 $\sigma$ , abs	0.1798	0.2665	0.0511	0.0366	0.0406	0.0429	0.0372	0.0674
$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	0.1436	0.134	0.1379	0.1185	0.1156	0.1311	0.1301	0.1333
1 $\sigma$ , abs	0.0024	0.0023	0.0025	0.0022	0.0022	0.0025	0.0026	0.0027
Rho4	0.5	0.5	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4
Rho2	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	0.8603	0.5425	2.9962	3.6086	3.1897	3.4352	4.0290	2.3039
1 $\sigma$ , abs	0.0127	0.0082	0.048	0.0587	0.0524	0.0572	0.0712	0.0416
$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	0.0435	0.0294	0.1577	0.221	0.2003	0.1901	0.2248	0.1254
1 $\sigma$ , abs	0.0003	0.0002	0.0013	0.0018	0.0016	0.0016	0.0019	0.0011
Rho3	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
Rho1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	-0.1
$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	0.0346	0.0175	0.0125	0.0396	0.0429	0.0664	0.0637	0.0349
1 $\sigma$ , abs	0.0005	0.0003	0.0002	0.0007	0.0008	0.0012	0.0012	0.0007
T $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2270	2151	2200	1934	1889	2113	2099	2142
1 $\sigma$ , abs	29	30	31	33	33	33	35	35
T $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	274.4	186.7	944.1	1287.2	1176.9	1122.0	1307.1	761.8
1 $\sigma$ , abs	2	1	7	9	9	8	10	6
T $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	630	440	1407	1551	1455	1513	1640	1214
1 $\sigma$ , abs	7	5	12	13	13	13	14	13
T $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	687	351	251	784	850	1300	1249	693
1 $\sigma$ , abs	10	6	4	13	15	22	23	13
D1, %	130	136	49	21	24	35	25	59
D2, %	727	1052	133	50	60	88	61	181
T $^{207}\text{PbCorr}$	243.4	167.2	870.4	1236.5	1128.1	1052.5	1239.8	700.2
1 $\sigma$ , abs	2.1	1.4	7.3	10.2	9.3	8.9	10.7	6.2

Таблица 1.5 (продолжение)

Table 1.5 (continued)

№	1-1	2-1	3-1	4-1	5-1	6-1	7-1	8-1	9-1	10-1
Pb, ppm	150	81	97	204	181	272	198	195	239	232
Th, ppm	859	274	136	556	1117	548	3979	350	402	342
U, ppm	1849	768	398	1988	3505	1666	2364	1373	1823	1526
Th/U	0.43	0.33	0.31	0.26	0.29	0.30	1.54	0.23	0.20	0.20
$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	12.7	9.7	4.2	10.1	20.0	6.4	12.5	7.4	8.0	7.0
1 $\sigma$ , abs	0.1262	0.0978	0.0423	0.0996	0.1963	0.0632	0.1256	0.0741	0.0814	0.0697
$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	0.1161	0.1433	0.1275	0.1103	0.1174	0.1109	0.1344	0.0899	0.101	0.0925
1 $\sigma$ , abs	0.0019	0.0024	0.0021	0.0018	0.0019	0.0018	0.0023	0.0015	0.0018	0.0016
Rho4	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6
Rho2	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4
$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1.2579	2.027	4.1424	1.5071	0.808	2.3906	1.4774	1.6702	1.7310	1.8318
1 $\sigma$ , abs	0.0191	0.0316	0.0646	0.0231	0.0125	0.0378	0.0236	0.0272	0.0292	0.0302
$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	0.0786	0.1027	0.2358	0.0992	0.05	0.1566	0.0798	0.1349	0.1244	0.1438
1 $\sigma$ , abs	0.0008	0.001	0.0024	0.001	0.0005	0.0016	0.0008	0.0014	0.0013	0.0014
Rho3	0.7	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6
Rho1	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	0.0109	0.0313	0.0591	0.0326	0.0177	0.0341	0.0084	0.0326	0.0484	0.0418
1 $\sigma$ , abs	0.0002	0.0005	0.001	0.0005	0.0003	0.0006	0.0001	0.0006	0.0009	0.0008
T $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1898	2268	2064	1805	1917	1814	2156	1423	1643	1478
1 $\sigma$ , abs	28	28	29	29	29	30	29	32	33	33
T $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	487.9	629.9	1364.7	609.6	314.3	937.6	494.9	816.0	755.9	865.9
1 $\sigma$ , abs	5	6	12	6	3	9	5	8	7	8
T $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	827	1125	1663	933	601	1240	921	997	1020	1057
1 $\sigma$ , abs	9	11	13	9	7	11	10	10	11	11
T $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	220	623	1161	648	354	678	169	649	955	828
1 $\sigma$ , abs	4	10	19	10	6	11	3	11	17	15
D1, %	69	79	22	53	91	32	86	22	35	22
D2, %	289	260	51	196	510	93	336	74	117	71
T $^{207}\text{Pb}/\text{Corr}$	453.0	568.0	1302.5	573.1	289.3	893.6	448.8	793.5	723.4	841.1
1 $\sigma$ , abs	4.5	5.8	12.9	5.7	2.9	8.8	4.6	7.8	7.3	8.3

Таблица 1.5 (продолжение)

Table 1.5 (continued)

№	11-1	12-1	13-1	14-1	15-1	16-1	17-1	18-1	19-1	20-1
Pb, ppm	224	241	132	179	518	240	233	130	61	225
Th, ppm	1158	1133	480	482	342	406	412	2097	2950	7363
U, ppm	2566	2173	1637	1379	2000	1716	2426	5022	7444	1407
Th/U	0.42	0.48	0.27	0.32	0.16	0.22	0.16	0.39	0.37	4.89
$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	12.0	9.5	13.0	8.1	4.0	7.5	10.9	40.5	126.7	6.6
1 $\sigma$ , abs	0.1217	0.0965	0.1333	0.0824	0.0411	0.0779	0.1136	0.4265	1.2851	0.0694
$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	0.1171	0.1135	0.1252	0.1341	0.1191	0.1185	0.112	0.1373	0.1853	0.1047
1 $\sigma$ , abs	0.0021	0.0021	0.0023	0.0025	0.0022	0.0024	0.0023	0.0028	0.0039	0.0022
Rho4	0.6	0.6	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
Rho2	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.3	0.3	0.3	0.3
$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1.3397	1.6542	1.3277	2.2931	4.0837	2.1872	1.4171	0.4669	0.2012	2.1961
1 $\sigma$ , abs	0.0231	0.0288	0.0237	0.041	0.0731	0.0418	0.0274	0.0092	0.0041	0.0441
$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	0.0831	0.1058	0.077	0.1242	0.249	0.134	0.0919	0.0247	0.0079	0.1523
1 $\sigma$ , abs	0.0008	0.0011	0.0008	0.0013	0.0026	0.0014	0.001	0.0003	0.0001	0.0016
Rho3	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
Rho1	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1	0.2
$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	0.0156	0.028	0.0281	0.0565	0.0827	0.0683	0.0453	0.0084	0.006	0.0022
1 $\sigma$ , abs	0.0003	0.0005	0.0006	0.0011	0.0016	0.0014	0.001	0.0002	0.0001	0.0001
T $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1912	1857	2032	2153	1942	1934	1831	2194	2701	1710
1 $\sigma$ , abs	32	33	33	32	33	35	36	35	35	38
T $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	514.5	648.4	478.1	754.4	1433.5	810.9	566.9	157.2	50.6	913.6
1 $\sigma$ , abs	5	6	5	7	13	8	6	2	1	9
T $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	863	991	858	1210	1651	1177	896	389	186	1180
1 $\sigma$ , abs	10	11	10	13	15	13	12	6	3	14
T $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	312	558	559	1112	1606	1334	895	168	121	44
1 $\sigma$ , abs	6	10	11	21	30	27	19	4	3	1
D1, %	68	53	79	60	15	45	58	147	268	29
D2, %	272	186	325	185	35	138	223	1295	5238	87
T $^{207}\text{Pb}/\text{Corr}$	477.7	608.1	438.5	692.5	1387.2	761.1	531.0	140.0	41.8	876.2
1 $\sigma$ , abs	4.9	6.3	4.6	7.2	14.2	8.0	5.6	1.6	0.5	9.3

Таблица 1.5 (продолжение)

Table 1.5 (continued)

№	21-1	22-1	23-1	24-1	25-1	26-1	27-1	28-1	29-1	30-1
Pb, ppm	210	153	137	283	222	309	168	89	221	184
Th, ppm	864	314	333	423	981	488	343	257	4450	1068
U, ppm	1895	846	1031	1711	4474	2017	1044	1029	1356	3105
Th/U	0.42	0.34	0.30	0.23	0.20	0.22	0.30	0.23	2.96	0.31
<sup>238</sup> U/ <sup>206</sup> Pb	9.4	5.8	7.9	6.3	20.9	6.8	6.5	12.1	6.4	17.6
1σ, abs	0.1019	0.0628	0.086	0.0688	0.2317	0.0761	0.0736	0.1387	0.0734	0.2024
<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	0.1292	0.1132	0.1165	0.1062	0.1358	0.0982	0.1162	0.1322	0.1016	0.12
1σ, abs	0.0029	0.0026	0.0027	0.0024	0.0032	0.0024	0.0029	0.0034	0.0026	0.0031
Rho4	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.4	0.4	0.4
Rho2	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3
<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	1.8889	2.7033	2.0396	2.3251	0.8943	1.9912	2.4675	1.5059	2.1852	0.9361
1σ, abs	0.0399	0.0582	0.0446	0.051	0.0199	0.0466	0.0588	0.0367	0.0533	0.0231
<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	0.1062	0.1735	0.1272	0.1591	0.0478	0.1473	0.1542	0.0828	0.1562	0.0567
1σ, abs	0.0012	0.0019	0.0014	0.0017	0.0005	0.0017	0.0018	0.001	0.0018	0.0007
Rho3	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
Rho1	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
<sup>208</sup> Pb/ <sup>232</sup> Th	0.0351	0.0355	0.0314	0.0447	0.0315	0.0437	0.0505	0.037	0.0038	0.0119
1σ, abs	0.0008	0.0009	0.0008	0.0011	0.0008	0.0011	0.0014	0.001	0.0001	0.0003
T <sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2087	1851	1903	1735	2174	1590	1899	2127	1654	1956
1σ, abs	38	40	41	42	40	45	44	44	47	46
T <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	650.7	1031.3	771.6	951.6	301.2	885.6	924.4	512.5	935.7	355.4
1σ, abs	7	10	8	10	3	9	10	6	10	4
T <sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	1077	1329	1129	1220	649	1113	1263	933	1176	671
1σ, abs	14	16	15	16	11	16	17	15	17	12
T <sup>208</sup> Pb/ <sup>232</sup> Th	697	706	624	884	626	864	996	735	77	239
1σ, abs	16	17	15	21	15	22	26	20	2	7
D1, %	66	29	46	28	115	26	37	82	26	89
D2, %	221	79	147	82	622	80	105	315	77	450
T <sup>207</sup> PbCorr	598.2	984.3	724.9	912.6	270.3	855.0	874.6	466.5	901.7	326.5
1σ, abs	6.7	10.8	8.1	10.0	3.2	9.6	10.1	5.6	10.4	3.9

Таблица 1.5 (продолжение)

Table 1.5 (continued)

№	P3	P5	P6	P7	P10	P14	P15	P19
Pb, ppm	25	29	36	46	27	76	90	44
Th, ppm	40	69	87	114	59	131	43	78
U, ppm	62	71	89	112	66	183	215	107
Th/U	0.57	0.84	0.86	0.90	0.80	0.69	0.19	0.68
$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	0.1332	0.1379	0.1295	0.133	0.132	0.1385	0.143	0.135
$1\sigma$ , abs	0.0018	0.0019	0.0018	0.0019	0.002	0.0022	0.0023	0.0025
$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	7.1547	7.552	7.0764	7.2459	7.2141	7.6075	7.9387	7.3019
$1\sigma$ , abs	0.0858	0.0952	0.0896	0.0951	0.1003	0.1103	0.1154	0.1252
$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	0.3894	0.397	0.3962	0.395	0.3962	0.3983	0.4026	0.3923
$1\sigma$ , abs	0.0035	0.0036	0.0036	0.0036	0.0037	0.0037	0.0037	0.0038
Rho3	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7	0.6	0.6	0.6
$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	0.1083	0.1161	0.1111	0.1113	0.1044	0.1072	0.1613	0.1069
$1\sigma$ , abs	0.0012	0.0013	0.0013	0.0013	0.0014	0.0015	0.0023	0.0018
$T^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2141	2201	2091	2138	2125	2208	2264	2164
$1\sigma$	23	24	24	25	26	27	27	31
$T^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2120	2155	2152	2146	2151	2161	2181	2133
$1\sigma$	16	17	16	17	17	17	17	18
$T^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2131	2179	2121	2142	2138	2186	2224	2149
$1\sigma$	11	11	11	12	12	13	13	15
$T^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	2079	2220	2130	2134	2008	2059	3022	2054
$1\sigma$	22	24	23	24	25	27	41	33
D1, %	1	1	-1	0	-1	1	2	1
D2, %	1	2	-3	0	-1	2	4	1
$T^{207}\text{PbCorr}$	2116.5	2146.5	2162.6	2147.2	2156.4	2151.8	2164.3	2127.6
$1\sigma$ , abs	19.4	20.2	20.1	20.2	20.7	20.6	20.8	21.7

**Таблица 1.5** (продолжение)  
**Table 1.5** (continued)

№	P20	P21	P27	P30	P31	P32	P34
Pb, ppm	29	47	29	37	20	35	33
Th, ppm	33	49	18	41	24	66	51
U, ppm	70	112	68	89	50	87	81
Th/U	0.43	0.40	0.26	0.44	0.45	0.72	0.59
$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	0.1339	0.1423	0.1537	0.1335	0.1425	0.1437	0.1316
1 $\sigma$ , abs	0.0025	0.0028	0.0034	0.0031	0.0035	0.0035	0.0033
$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	7.3017	7.8397	8.5947	7.2837	7.8097	7.9423	7.1996
1 $\sigma$ , abs	0.1288	0.1449	0.1843	0.1609	0.1853	0.1874	0.175
$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	0.3954	0.3995	0.4053	0.3954	0.3974	0.4007	0.3967
1 $\sigma$ , abs	0.0039	0.004	0.0043	0.0042	0.0044	0.0043	0.0044
Rho3	0.6	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	0.1143	0.1086	0.1198	0.1044	0.1167	0.11	0.1079
1 $\sigma$ , abs	0.0021	0.0021	0.0029	0.0024	0.0029	0.0026	0.0027
T $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2150	2255	2388	2145	2257	2272	2119
1 $\sigma$	32	33	38	40	42	42	43
T $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2148	2167	2193	2148	2157	2172	2154
1 $\sigma$	18	18	20	19	20	20	20
T $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2149	2213	2296	2147	2209	2225	2137
1 $\sigma$	16	17	20	20	21	21	22
T $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	2187	2084	2286	2006	2232	2109	2070
1 $\sigma$	38	38	53	44	52	48	48
D1, %	0	2	5	0	2	2	-1
D2, %	0	4	9	0	5	5	-2
T $^{207}\text{Pb}\text{Corr}$	2147.5	2149.5	2151.9	2148.5	2137.3	2152.1	2160.1
1 $\sigma$ , abs	22.2	22.7	24.6	24.2	25.2	25.1	25.3

Примечание. Датированы образцы: ГС-118/5 (№ 1–34 и 1-1 по 30-1) – граниты Хотугу-Эекитского массива; ГС-178 (№ P3 по P34) – дайка риолитов.

Note. Dated samples: ГС-118/5 (No. 1–34 and 1-1 to 30-1) – granites of the Khotugu-Eyekit massif; ГС-178 (No. P3 to P34) – a rhyolite dike.