

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ И ВОЗРАСТ ОБРАЗОВАНИЯ ГРАНИТОИДОВ КОМПЛЕКСА МАЛЫХ ИНТРУЗИЙ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЯНО-КОЛЫМСКОГО ЗОЛОТОНОСНОГО ПОЯСА (северо-восток Азии)

В.Ю. Фридовский¹, А.Е. Верниковская^{1,2,3}, К.Ю. Яковлева¹, Н.В. Родионов⁵,
А.В. Травин⁴, Н.Ю. Матушкин^{2,3}, П.И. Кадильников^{2,3}

¹Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, 677980, Якутск, просп. Ленина, 39, Россия

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

³Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 1, Россия

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

⁵Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,
199106, Санкт-Петербург, Средний просп., 74, Россия

Представлены результаты геологических, минералого-петрографических, геохимических, изотопно-геохимических (Sm-Nd, Rb-Sr) и геохронологических (U-Pb, ⁴⁰Ar/³⁹Ar) исследований кислых и средних интрузивных пород (гранодиориты, лейкократовые граниты, субщелочные граниты и субщелочные лейкократовые граниты, диориты и кварцевые диориты) Букесченского и Самырского малых массивов, локализованных в западной части Яно-Колымского золотоносного пояса (северо-восток Азии). Эти породы, как и позднеюрские (151—145 млн лет) дайки основного, среднего и кислого состава, выделенные в единый комплекс малых интрузий, прорывают верхнетриасово-среднеюрские терригенные отложения окраинно-континентальных блоков северо-восточной части Верхояно-Колымской складчатой области. Формирование гранитоидов Букесченского и Самырского массивов, согласно впервые полученным U-Pb данным по цирконам (SHRIMP-II), происходило в берриасе соответственно 144.5 и 143.0 млн л. н. Наблюдается подобие геохимических и изотопных (Sm-Nd и Rb-Sr) характеристик для гранитоидов малых массивов и позднеюрских даек разнообразного состава, свидетельствуя о возможности их объединения в единый комплекс малых интрузий. Образование этих пород происходило из смешанного источника с участием мантийной (OIB- и E-MORB типа), нижнекоревой и субдукционной компонент, с мезопротерозой-палеопротерозойскими Sm-Nd модельными оценками возраста их магматических источников. Позднеюрско-раннемеловые магматические и постмагматические события и остывание интрузий играли важную роль в процессах локализации золота западной части Яно-Колымского золотоносного пояса, отраженных двумя тектонотермальными этапами (с учетом температур закрытия U-Pb, ⁴⁰Ar/³⁹Ar и Re-Os изотопных систем для различных минералов), 141—151 и 137—138 млн лет. Полученные результаты для комплекса малых интрузий согласуются с тектонической моделью эволюции активной окраины (северо-восток Сибири) в мезозое, на заключительной стадии развития которой в берриасе формировались преимущественно гранитоиды малых массивов.

Гранитоиды, U-Pb, ⁴⁰Ar/³⁹Ar, Sm-Nd и Rb-Sr изотопные данные, активная континентальная окраина, Яно-Колымский золотоносный пояс, северо-восток Азии

GEODYNAMIC FORMATION CONDITIONS AND AGE OF GRANITOIDS FROM SMALL INTRUSIONS IN THE WEST OF THE YANA-KOLYMA GOLD BELT (northeast Asia)

V.Yu. Fridovsky, A.E. Vernikovskaya, K.Yu. Yakovleva, N.V. Rodionov,
A.V. Travin, N.Yu. Matushkin, P.I. Kadilnikov

We report results of geological, mineralogical-petrographic, geochemical, isotope-geochemical (Sm-Nd, Rb-Sr), and geochronological (U-Pb, ⁴⁰Ar/³⁹Ar) studies of acid and intermediate intrusive rocks (granodiorites, leucocratic granites, subalkaline granites, and subalkaline leucocratic granites, diorites, and quartz diorites) of the Bukeschen and Samyr small plutons in the western part of the Yana-Kolyma gold belt (northeast Asia). These rocks are combined with Late Jurassic (151–145 Ma) dikes of basic, intermediate, and acid compositions into a single complex of small intrusions. They intrude the Upper Triassic–Middle Jurassic terrigenous deposits of continental margin blocks in the eastern part of the Verkhoyansk-Kolyma folded area. Our new U-Pb data for zircon (SHRIMP-II) indicate that the Bukeschen and Samyr pluton granitoids formed in the Berriasian and

at 144.5 and 143 Ma, respectively. The small-intrusion granitoids have geochemical and isotope (Sm–Nd and Rb–Sr) characteristics similar to those of Late Jurassic dikes of varying composition. Therefore, they can be united into a single complex of small intrusions generated from a mixed source with the participation of mantle (OIB- and E-MORB type), lower crust, and subduction components and with Paleoproterozoic–Mesoproterozoic Sm–Nd model age estimates for the magma sources. Late Jurassic–Early Cretaceous magmatic and post-magmatic events and cooling of the intrusions played an important role in the processes of gold localization in the western part of the Yana–Kolyma gold belt. This is reflected in two tectonothermal stages (accounting for closing temperatures of the U–Pb, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, and Re–Os isotope systems for different minerals) estimated at 151–141 and 138–137 Ma. These results for the small-intrusion complex agree with the tectonic model of the evolution of an active continental margin (northeastern Siberia) in the Mesozoic era, whose final development stage in the Berriasian age saw the formation of mostly small granitoid plutons.

Granitoids, U–Pb, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, Sm–Nd and Rb–Sr isotope data, active continental margin, Yana–Kolyma gold belt, northeast Asia

ВВЕДЕНИЕ

В северо-восточной части Верхояно-Колымской складчатой области (ВКСО) (рис. 1) значительные площади занимают юрско-раннемеловые магматические и вулканические образования, группирующиеся в протяженные пояса: Главный (Колымский) батолитовый, Тас-Кыстабытский вулканоплутонический и Уяндино-Ясачненский вулканический [Трунилина, 1992; Трунилина и др., 1999; Тектоника..., 2001; Акиннин и др., 2009; Протопопов и др., 2019]. Наряду с ними широко проявлены гранитоиды малых массивов (площадь до первых десятков км²) [Протопопов и др., 2019]. Определение возраста и геодинамической обстановки образования последних важно для понимания эволюции вмещающих их тектонических структур, а также природы пространственно связанного с ними золотого оруденения. Гранитоиды малых массивов ассоциируют с основными, средними и кислыми дайками нера-бохапчинского комплекса [Индолев, 1979; Протопопов и др., 2019]. Все эти магматические породы образуют полосу проявлений шириной до 65 км, вытянутую с севера-запада на юго-восток вдоль северо-восточной окраины Сибирского кратона на 250 км, сопряженных в пространстве с золотым оруденением западной части Яно-Колымского золотоносного пояса [Горячев, 1998; Goryachev, Pirajno, 2014] (см. рис. 1). Основываясь на тектонических особенностях локализации эти интрузии были объединены в «поперечные магматические ряды гранитоидов и даек» [Протопопов и др., 2019], ортогональные к основным северо-западным тектоническим структурам — Адыча-Тарынскому и Чаркы-Индибирскому надвигам и Главному (Колымскому) батолитовому поясу. Возраст пород нера-бохапчинского комплекса, базируясь на U–Pb геохронологических данных по цирконам из даек кислого и среднего состава месторождения Вьюн и рудопроявления Шумный Бурганджинского рудного узла, установлен в интервале 151.0—145.5 млн лет [Фридовский и др., 2020; Fridovsky et al., 2020]. Эти данные согласуются с Rb–Sr изохронными оценками для андезибазальта и гранит-порфира из даек Тинь-Юрюетинского рудного поля, варьирующими в интервале 151—146 млн лет [Зайцев и др., 2016], и для гранодиорита Курдатского малого массива из юго-западной части Тарынского рудного узла, составляющими ~ 145 млн лет [Зайцев и др., 2017].

В статье приведены результаты новых комплексных геологических, минералого-петрографических, геохимических и изотопных (U–Pb, Sm–Nd, Rb–Sr и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) исследований для гранитоидов двух малых массивов — Букесченского и Самырского. Эти гранитоиды, как и другие кислые интрузивные породы малых массивов, объединены с дайками разнообразного состава нера-бохапчинского комплекса в единый комплекс малых интрузий западной части Яно-Колымского золотоносного пояса. Новые данные позволяют установить возраст, петрогенезис и геодинамическую обстановку формирования гранитоидов малых массивов и обсудить их связь с золотым оруденением этого пояса.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

Петрографический состав магматических пород изучен на поляризационном микроскопе П-211 ПОЛАМ (АО «ЛЮМО», Санкт-Петербург, Россия), минералогический состав пород определен с помощью сканирующего электронного микроскопа JSM-5480LV INCA Energy 350 с системой микроанализа КДС-ВДС (Jeol, Япония), концентрации основных элементов в породах — по валовым пробам методиками силикатного анализа («мокрая химия») в отделе физико-химических методов анализа Института геологии алмаза и благородных металлов СО РАН (ИГАБМ СО РАН, г. Якутск). Описание методики силикатного анализа дано в [Fridovsky et al., 2020]. Содержания редкоземельных и других трэйс элементов в породах определяли методом ICP-MS с помощью масс-спектрометров — квадрупольного масс-

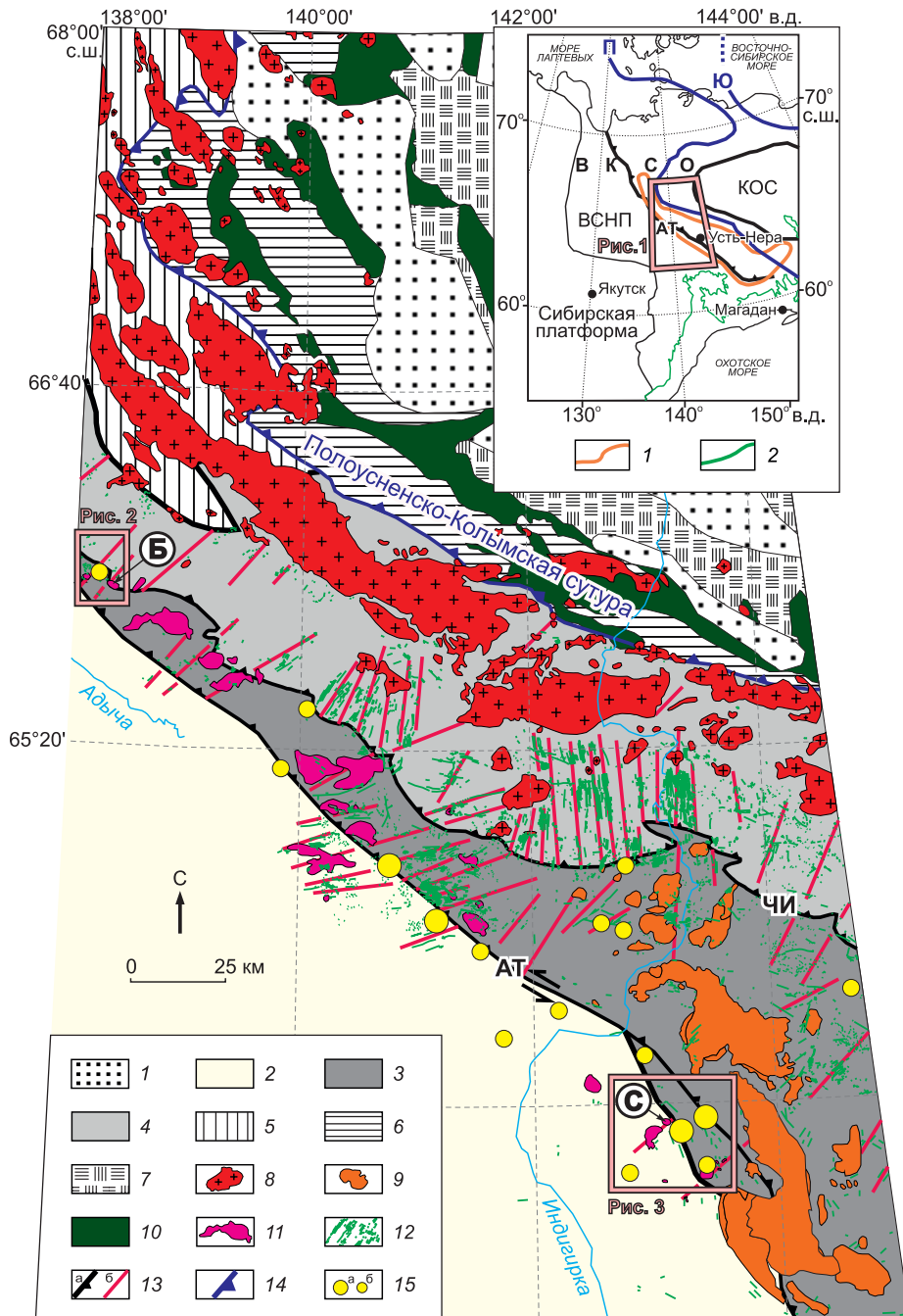


Рис. 1. Схема геологического строения центральной части Верхояно-Колымской складчатой области с исследуемыми объектами, с использованием [Тектоника..., 2001; Togo et al., 2016; Протопопов и др., 2019; Fridovsky et al., 2020].

1 — четвертичные и неогеновые отложения; 2–5 — окраинные структуры Сибирского крата: 2 — Верхоянский складчато-надвиговый пояс, 3 — Кулар-Нерский террейн, 4 — Полоусно-Дебинский террейн, 5 — Нагонджинский террейн; 6 — Омудевский террейн; 7 — Илин-Тасский антиклинорий; 8–12 — магматические пояса, комплексы: 8 — Главный (Колымский) батолитовый, гранитоиды, 154–144 млн лет (U-Pb данные по цирконам, SHRIMP-RG [Акинин и др., 2009], SHRIMP-II [Герцева и др., 2021]); 9 — Тас-Кыстабытский пояс, интрузивные и вулканические породы среднего и кислого состава, гранитоиды, 151–148 млн лет (U-Pb данные по цирконам, SHRIMP-II [Прокопьев и др., 2008; Герцева и др., 2021]); 10 — Уяндино-Ясачненский вулканический пояс, вулканы основного, среднего и кислого состава и их туфы, андезиты, дациты, 153–150 млн лет (U-Pb данные по цирконам, SHRIMP-II [Ганелин и др., 2021; Прокопьев и др., 2021]); 11 — гранитоиды комплекса малых интрузий, 144.5–143.0 млн лет (U-Pb данные по цирконам, SHRIMP-II, эта работа); 12 — дайки основного, среднего и кислого состава комплекса малых интрузий, 151.0–145.5 млн лет (U-Pb по цирконам, SHRIMP-II [Fridovsky et al., 2020; Фридовский и др., 2020]); 13 — крупные надвиги (АТ — Адыча-Тарынский, ЧИ — Чаркы-Инди́гирский) (а); поперечные разломы, меридионального, северо-восточного и субширотного простираний (б); 14 — сутуры (надвиги) (П — Полоусненско-Колымская, Ю — Южно-Ано́йская); 15 — золоторудные месторождения (а) и проявления (б). Объекты исследований: Б — Букесченский массив, С — Самырский массив. На врезке показаны: 1 — Яно-Колымский золотоносный пояс; 2 — Удско-Мургалский и Охотско-Чукотский вулканоплутонические пояса; КОС — Колымо-Омолонский супертеррейн, ВСНП — Верхоянский складчато-надвиговый пояс, ВКСО — Верхояно-Колымская складчатая область.

спектрометра NexION 300D (США) и масс-спектрометра высокого разрешения с двойной фокусирующей Element2 (Thermo Fisher Scientific, Германия) в Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (ИГХ СО РАН, г. Иркутск) по методике, опубликованной в [Smirnova et al., 2010].

U-Pb, Sm-Nd и Rb-Sr исследования проводились в Центре изотопных исследований Всероссийского научно-исследовательского геологического института им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург). Изотопные U-Pb анализы цирконов выполнены на прецизионном вторично-ионном микрозонде высокого разрешения SHRIMP-II (Sensitive High Resolution Ion Micro Probe II), следуя методикам, описанным в [Fridovsky et al., 2020]. Морфология зерен оценивалась с использованием оптической микроскопии, внутренняя структура наблюдалась с помощью катодоллюминесцентного (CL) детектора на SEM CamScan MX2500. Определения содержаний и изотопный состав Sm и Nd выполнены с применением метода изотопного разбавления на мультиколлекторном масс-спектрометре TRITON в статическом режиме по методикам, описания которых даны, например, в работе [Богомолов и др., 2002].

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ исследования проведены методом ступенчатого прогрева с помощью кварцевого реактора с малоинерционной печью внешнего прогрева в аналитическом центре Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск), подробнее в [Травин и др., 2009].

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ, МАГМАТИЗМ И ЗОЛОТОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Западная часть Яно-Колымского золотоносного пояса (ЯКЗП) находится в верхнепалеозойско-нижнемезозойских породах Кулар-Нерского террейна и смежных с ним структур Верхоянского складчато-надвигового пояса и Полоусно-Дебинского террейна [Горячев, 1998; Фридовский, 2002; Goryachev, Rigajko, 2014] (см. рис. 1). Эти породы, измененные в условиях не выше зеленосланцевой фации регионального метаморфизма, представлены проксимальными и дистальными терригенными отложениями восточной окраины Сибирского кратона, смятыми в линейные складки северо-западного простирания и нарушенными продольными надвигами [Тектоника..., 2001]. К последним, северо-западного простирания и юго-западной вергентности, ограничивающим эти террейны (блоки) восточной окраины Сибирского кратона, относятся Адыча-Тарынский, Чаркы-Индибирский надвиги и Полоусненско-Колымская сутура (см. рис. 1). Адыча-Тарынский и Чаркы-Индибирский надвиги осложнены разломами меридионального, северо-восточного и субширотного простираний, поперечным к их простиранию.

Терригенные породы Кулар-Нерского и Полоусно-Дебинского террейнов и Верхоянского складчато-надвигового пояса прорываются позднеюрско-раннемеловыми гранитоидами малых массивов и дайками от основного до кислого состава комплекса малых интрузий (151—143 млн лет, U-Pb данные по цирконам, SHRIMP-II [Фридовский и др., 2020; Fridovsky et al., 2020; эта работа]) и позднеюрскими вулканитами и интрузивными породами среднего и кислого состава Тас-Кыстабытского пояса (151—148 млн лет, U-Pb данные по цирконам, SHRIMP-II [Прокопьев и др., 2008, 2018; Герцева и др., 2021]). Эти магматические проявления гранитоидов малых массивов и даек имеют близкий возраст формирования, приурочены к поперечным разломам и предположительно могут быть отнесены к единому комплексу.

Уяндино-Ясачненский вулканический пояс длиной 1000 км и шириной 150 км протягивается на северо-востоке вдоль Полоусненско-Колымской сутуры, между Колымо-Омолонским супертеррейном и северо-восточной окраиной Сибирского кратона. Он сложен вулканогенно-осадочными и вулканогенными породами (базальты, андезиты, риолиты, различными по составу туфами) [Трунилина и др., 1999, 2004; Трунилина, 2001]. Они фрагментарно перекрывают толщи нижнесреднепалеозойских карбонатно-терригенных, карбонатных, менее верхнепалеозойско-нижнемезозойских тонкообломочных пород Омuleвского террейна [Тектоника..., 2001]. U-Pb возраст по цирконам из кислых и средних вулканитов этого пояса находится в узком интервале 152—150 млн лет [Togo et al., 2016; Ганелин и др., 2021; Прокопьев и др., 2021]. По находкам аммонитов и двустворчатых моллюсков из вулканогенно-осадочных и терригенных пород возраст Уяндино-Ясачненского пояса соответствует более широкому интервалу — от позднего бата до титона [Тектоника..., 2001]. Формирование Уяндино-Ясачненской дуги связывается с зоной субдукции [Тектоника..., 2001], направление погружения под Сибирский кратон которой рассматривается большинством исследователей [Гедько, 1988; Зоненшайн и др., 1990; Ставский и др., 1994; Протопопов и др., 2019; Fridovsky et al., 2020; Akinin et al., 2020].

Главный (Колымский) батолитовый пояс длиной около 1110 км протягивается вдоль Полоусненско-Колымской сутуры, на границе восточной окраины Сибирского кратона и Колымо-Омолонского супертеррейна [Тектоника..., 2001; Геодинамика..., 2006a]. Гранитоиды этого пояса прорывают породы окраинно-континентальных террейнов (блоков) и фрагментарно вулканогенно-осадочные образования Уяндино-Ясачненской вулканической дуги [Протопопов и др., 2019] (см. рис. 1). Плутоны имеют площадь до нескольких сотен км² и сложены преимущественно гранодиоритами и гранитами [Трунилина, 2001]. U-Pb возраст цирконов из гранитоидов этого пояса находится в интервале 154—144 млн лет [Акинин, 2009; Герцева и др., 2021]. Эти гранитоиды соответствуют S- и I-геохимическим типам грани-

тов [Goryachev, Pirajno, 2014]. Начиная с конца прошлого века их образование рассматривается в связи с коллизией Колымо-Омолонского супертеррейна с окраиной Сибирского кратона [Parfenov, 1991; Шкодзинский и др., 1992; Тектоника..., 2001; Геодинамика..., 2006а; и др.].

Месторождения золота западной части ЯКЗП приурочены к зонам разломов и проявлениям магматических пород [Геодинамика..., 2006б; Гамянин и др., 2018; Vikent'eva et al., 2018]. Наиболее крупные из них, такие как Дрожное, Базовское, Бадран, Хангалас, Мало-Тарынское и др., относятся к орогенному типу месторождений золота [Goldfarb et al., 2014; Goldfarb, Groves, 2015], изучение которых освещено во многих публикациях [Гамянин, 2001; Goryachev, Pirajno, 2014; Фридовский и др., 2015, 2017, 2019; Фридовский, Зайцев, 2018; Гамянин и др., 2018; Fridovsky et al., 2018; Fridovsky, 2018]. Морфологические стили рудных тел: жилы, брекчии и прожилково-вкрапленный. Они локализируются преимущественно в зонах Адыча-Тарынского и Чаркы-Индибирского надвигов и поперечных к ним разломов. С последними связаны также золоторудные месторождения, локализованные в телах гранитоидов, их контактовых ореолах, менее в дайках различного состава [Гамянин и др., 2003; Волков и др., 2008; Vikent'eva et al., 2018; Zaitcev et al., 2019a], отражающих важную роль магматических пород комплекса малых интрузий в локализации золотого оруденения. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и K-Ar изотопные данные по слюдам [Акимов, 2004; Фридовский и др., 2015; Прокопьев и др., 2018; Фридовский, Зайцев, 2018] и Re-Os данные по золоту [Фридовский и др., 2021] из месторождений западной части ЯКЗП демонстрируют широкий интервал наложенных тектонотермальных событий, происходивших от 148 до 126 млн л. н.

ГЕОЛОГИЯ БУКЕСЧЕНСКОГО И САМЫРСКОГО ГРАНИТОИДНЫХ МАССИВОВ

Букесченский и Самырский малые массивы гранитоидов находятся соответственно в северо-западной и юго-восточной частях исследуемого региона на расстоянии около 180 км друг от друга (см. рис. 1): первый размещен в междуречье рек Эльгенджа и Букесчен (бассейн р. Адыча), второй — в правобережье р. Малый Тарын (бассейн р. Индигирка). Гранитоиды этих массивов прорывают позднечурские дайки трахибазальтов, трахиандезитов, дацитов и гранодиоритов, которые, в свою очередь, все вместе интрузируют терригенные отложения (T_3 — J_2) пассивной окраины Сибирского кратона — Курлар-Нерского и Полоусно-Дебинского террейнов и Верхоянского складчатого-надвигового пояса (см. рис. 1—3). Исследуемые малые массивы гранитоидов (площадь 7.4—7.6 км²) имеют удлиненно-линзовидную или округлую форму. Они локализованы в районах золоторудных объектов, соответственно, первый — в районе месторождения Вьюн и рудопроявления Шумный, второй — месторождения Мало-Тарынское (см. рис. 2, 3). Гранитоиды Букесченского массива и ассоциирующие с ними магматические породы района месторождения Вьюн и рудопроявления Шумный приурочены к системам нарушений северо-восточного простирания, поперечным к Чаркы-Индибирскому надвигу и простиранию осей складок вмещающих их терригенных пород. По данным [Государственная..., 2005], Букесченский массив слабо эродирован, на поверхности вскрывается его апикальная часть. Контакты массива полого (20—45°) погружаются в сторону вмещающих пород. Гранитоиды Самырского массива и ассоциирующие с ними магматические породы района Мало-Тарынского месторождения локализируются в зоне пересечения Мало-Тарынского разлома Курдатской системой поперечных нарушений северо-восточного простирания (см. рис. 3). Углы падения гранитоидов этого массива на контакте с вмещающими породами меняются от 15—30 до 50—80°.

ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

Букесченский массив сложен диоритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами, лейкократовыми гранитами, субщелочными гранитами и лейкогранитами.

Диорит имеет гипидиоморфную и среднезернистую структуру (размер зерен до 3 мм) (рис. 4, а, б). В породе преобладает плагиоклаз, представленный таблитчатыми зернами с хорошо выраженными полисинтетическими двойниками, а также удлиненными зернами зонального строения, центральная часть которых замещена серицитом и пелитом. Из темноцветных минералов присутствуют идиоморфные зерна амфибола, клинопироксена и мелкие зерна биотита, каждый до 5 об. %. Акцессорные и рудные минералы представлены апатитом, цирконом и магнетитом.

Кварцевый диорит имеет мелкозернистую структуру (размер зерен до 1.5 мм) и переходный к гранодиориту минеральный состав (см. рис. 4, в). В этой породе доминирует плагиоклаз (около 60 об. %), в меньших концентрациях находятся калиевый полевой шпат и кварц (каждого не более 10 об. %) и в заметном количестве присутствуют биотит и амфибол, вместе составляющие около 20 об. % (см. рис. 4, в). Плагиоклаз находится в виде идиоморфных таблитчатых зерен, имеющих зональность, и зерен удлиненной формы с полисинтетическими двойниками. Ксеноморфные зерна калиевого полевого шпата частично замещены глинистыми минералами. Биотит, представленный таблитчатыми зернами и агрегатами

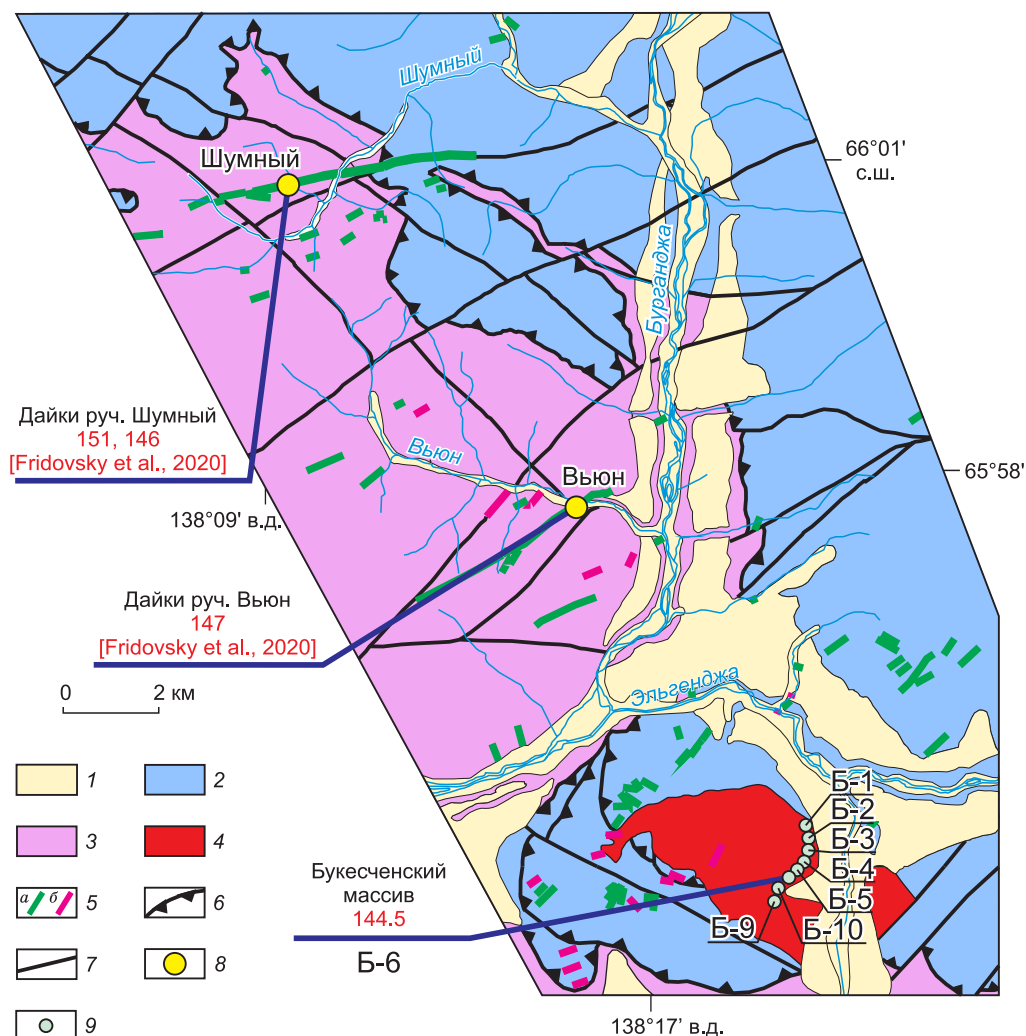


Рис. 2. Схема геологического строения района среднего течения р. Эльгенджа, с использованием [Fridovsky et al., 2020] и данных государственного геологического картирования [Государственная..., 2005].

1–3 — терригенные отложения: 1 — четвертичные, 2 — среднеюрские песчаники с прослоями алевролитов и аргиллитов Полуосно-Дебинского террейна, 3 — верхнетриасовые алевролиты, алевропелиты и песчаники Кулар-Нерского террейна; 4 — гранитоиды комплекса малых интрузий; 5 — дайки комплекса малых интрузий: основного и среднего (а) и кислого (б) состава; 6 — Чаркы-Индигорский надвиг; 7 — разрывные нарушения различной кинематики; 8 — золоторудные месторождения и рудопроявления; 9 — точки отбора проб. Цифры красным цветом — U-Pb данные по цирконам (млн лет), SHRIMP-II.

ми, и амфибол, имеющий удлиненную форму, расположены между зернами полевых шпатов. Темноцветные минералы замещаются хлоритом и вторичным биотитом. В породе из рудных минералов присутствует магнетит, а из аксессуариев — циркон.

Гранодиорит имеет среднезернистую (размер зерен до 2 мм) и гипидиоморфную структуру (см. рис. 4, з, д). Содержание породообразующих минералов в этой породе близки к пограничным с кварцевым монцитом. Они представлены калиевым полевым шпатом (30–60 об. %), плагиоклазом (20–50 об. %), кварцем (15–35 об. %), биотитом (5–10 об. %) и роговой обманкой. Калиевый полевой шпат имеет ксеноморфные и гипидиоморфные зерна (рис. 5, а, б). Этот минерал по составу отвечает ортоклазу (табл. 1). Для плагиоклаза характерны таблитчатые зерна с полисинтетическими двойниками и зерна зонального строения, замещенные в центральной части серицитом и пелитом, или практически полностью замещенные слюдястыми и глинистыми минералами. По химическому составу плагиоклаз отвечает альбиту, олигоклазу, андезину и анортиту (см. рис. 5, а, б; табл. 1). Плагиоклаз замещается альбитом, кальцитом, серицитом и глинистыми минералами. Кварц в породе присутствует в виде мелких (0.5–1.0 мм) зерен, расположенных между зернами полевых шпатов. Биотит красновато-бурого цвета имеет

идiomорфную и гипидиоморфную форму зерен, частично замещен хлоритом (см. рис. 4, з, д; табл. 2). Он содержит повышенную концентрацию FeO (от 27.2 до 28.7 мас. %), примесь TiO₂ (3.66—4.62 мас. %) и относится к ряду железистых биотитов (рис. 6), замещается хлоритом и зеленоватым биотитом (см. рис. 4, д). Последний имеет такие же высокие содержания FeO (от 26.1 до 28.1 мас. %), как и ранний биотит, но в отличие от которого не содержит TiO₂ и более обогащен Al₂O₃ (до 18.5 мас. %) (см. рис. 4, з, д; рис. 6; табл. 2). Амфибол находится в виде отдельных реликтовых гипидиоморфных зерен, полностью замещенных хлоритом (см. рис. 4, д). Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, церистым ортитом (Ce₂O₃ = 8.65—11.4 мас. %) и монацитом цериевой группы (Ce₂O₃ = 36.76 и La₂O₃ = 19.05 мас. %), а рудные — ильменитом (см. рис. 5, а—в).

Лейкократовый гранит имеет мелкозернистую, порфиоровидную структуру (см. рис. 4, е, ж). Порода сложена плагиоклазом, калиевым шпатом кварцем и биотитом. Вкрапленники плагиоклаза таблитчатой формы (размером около 1 мм), для них характерно зональное строение. В центральной части они замещаются серицитом и глинистыми минералами. Гипидиоморфные и ксеноморфные мелкие зерна

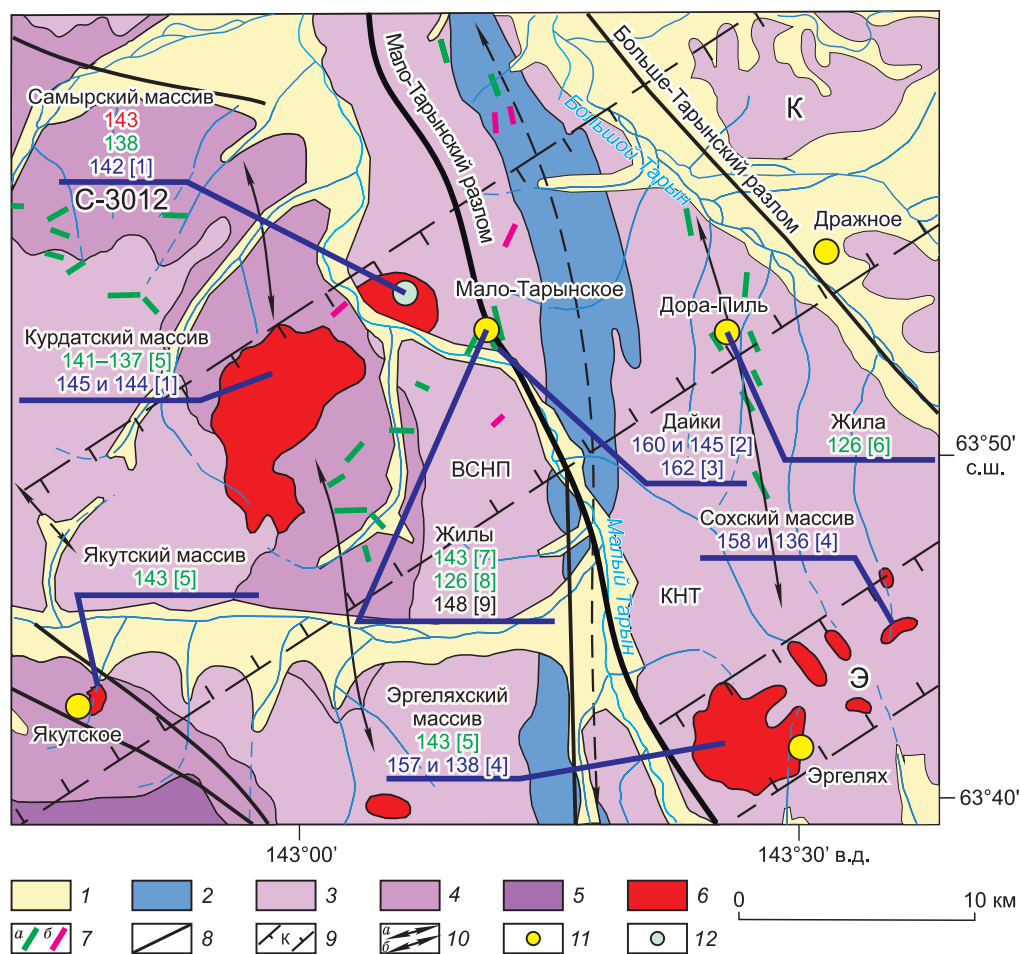


Рис. 3. Схема геологического строения с проявлениями гранитоидов комплекса малых интрузий района междуречья Малеого Тарына и Большого Тарына, с использованием [Зайцев и др., 2017].

1—5 — терригенные отложения: 1 — четвертичные и неогеновые, 2 — нижнеюрские (песчаники, алевролиты, аргиллиты и глинистые сланцы), 3—5 — триасовые: 3 — норийский ярус (переслаивание алевролитов, песчаников, аргиллитов, прослои конгломератов), 4 — карнийский ярус (алевролиты, аргиллиты, прослои песчаников и известняков), 5 — ладинский ярус (песчаники известковистые, алевролиты, песчано-глинистые сланцы, прослои конгломератов); 6 — гранитоиды комплекса малых интрузий; 7 — дайки комплекса малых интрузий: основного, среднего (а) и кислого (б) состава; 8 — разрывные нарушения: а — Мало-Тарынский разлом, граница Кулар-Нерского террейна (КНТ) и Верхоянского складчато-надвигового пояса (ВСНП), б — прочие; 9 — системы поперечных разрывных нарушений (Э — Эргеляхская, К — Курдатская); 10 — оси складок: антиклинальных (а), синклинальных (б); 11 — месторождения и рудопроявления золота; 12 — точка отбора пр. С-3012 на U-Pb геохронологические исследования (эта работа). Цифры — возраст (млн лет): красный — U-Pb, SHRIMP-II, зеленый — ⁴⁰Ar/³⁹Ar метод, темно-синий — Rb-Sr метод, черный — Re-Os метод. Цифры в скобках — ссылки на литературу: 1 — [Зайцев и др., 2017], 2 — [Зайцев и др., 2018], 3 — [Zaitsev et al., 2019a], 4 — [Zaitsev et al., 2019b], 5 — [Layer et al., 2001], 6 — [Прокопьев и др., 2018], 7 — [Фридовский и др., 2015], 8 — [Фридовский, Зайцев, 2018], 9 — [Фридовский и др., 2021].

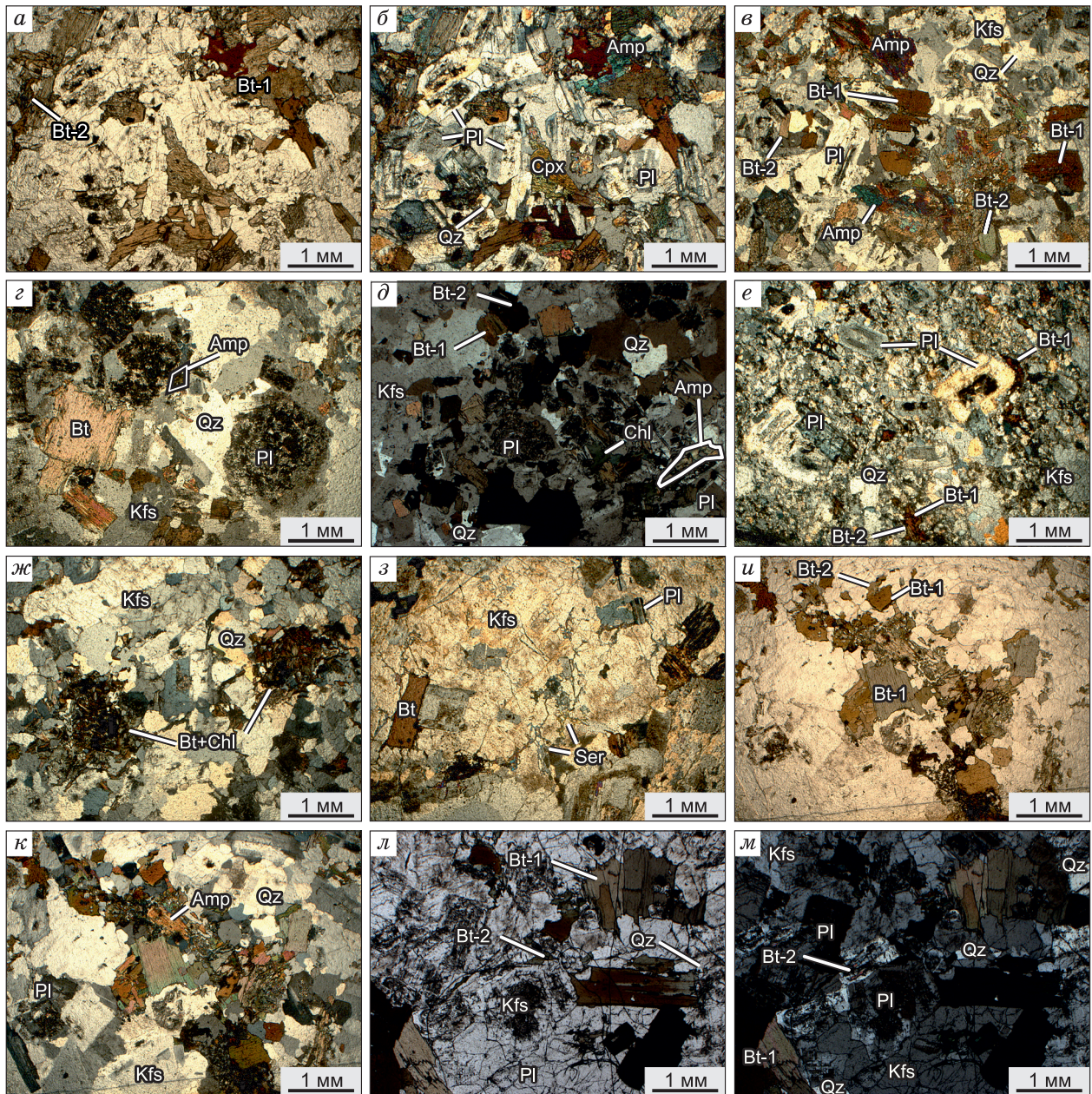


Рис. 4. Фотографии шлифов из пород Буекшенского (а—з) и Самырского (и—м) массивов.

Диорит, пр. Б-1 (а, б); кварцевый диорит, пр. Б-10 (в); гранодиорит, пр. Б-5 (г), гранодиорит, проба Б-6 (д); лейкократовый гранит, пр. Б-2 (е); лейкократовый гранит, пр. Б-3 (ж); субщелочной лейкократовый гранит, пр. Б-9 (з); гранодиорит, пр. С-1186 (и, к), гранит, пр. С-3012 (л, м). Николи параллельны (а, и, л), николи × (б—з, к, м). Здесь и на рис. 5: аббревиатуры названий минералов по [Whitney, Evans, 2010]: Pl — плагиоклаз, Kfs — калиевый полевой шпат, Bt — биотит, Qz — кварц, Amp — амфибол, Cpx — клинопироксен, Chl — хлорит, Ser — серицит. Bt-1 — ранний биотит, Bt-2 — вторичный биотит.

кварца и калиевого полевого шпата размером до 0.5 мм находятся между зернами плагиоклаза (рис. 4, е). Красновато-бурый биотит имеет таблитчатую или в агрегатах игольчатую форму зерен, концентрирующихся вблизи зерен плагиоклаза. Вторичные минералы — хлорит и зеленоватый биотит. Акцессорные минералы — циркон, а рудные — ильменит.

Субщелочной лейкократовый гранит имеет среднезернистую (размер зерен до 2—8 мм), порфировидную структуру (см. рис. 4, з). Порода сложена калиевым полевым шпатом, плагиоклазом, кварцем, биотитом. В этой породе преобладает калиевый шпат, размер зерен во вкрапленниках которого достигает 6—8 мм. Вкрапленники этого минерала содержат мелкие включения таблитчатого плагио-

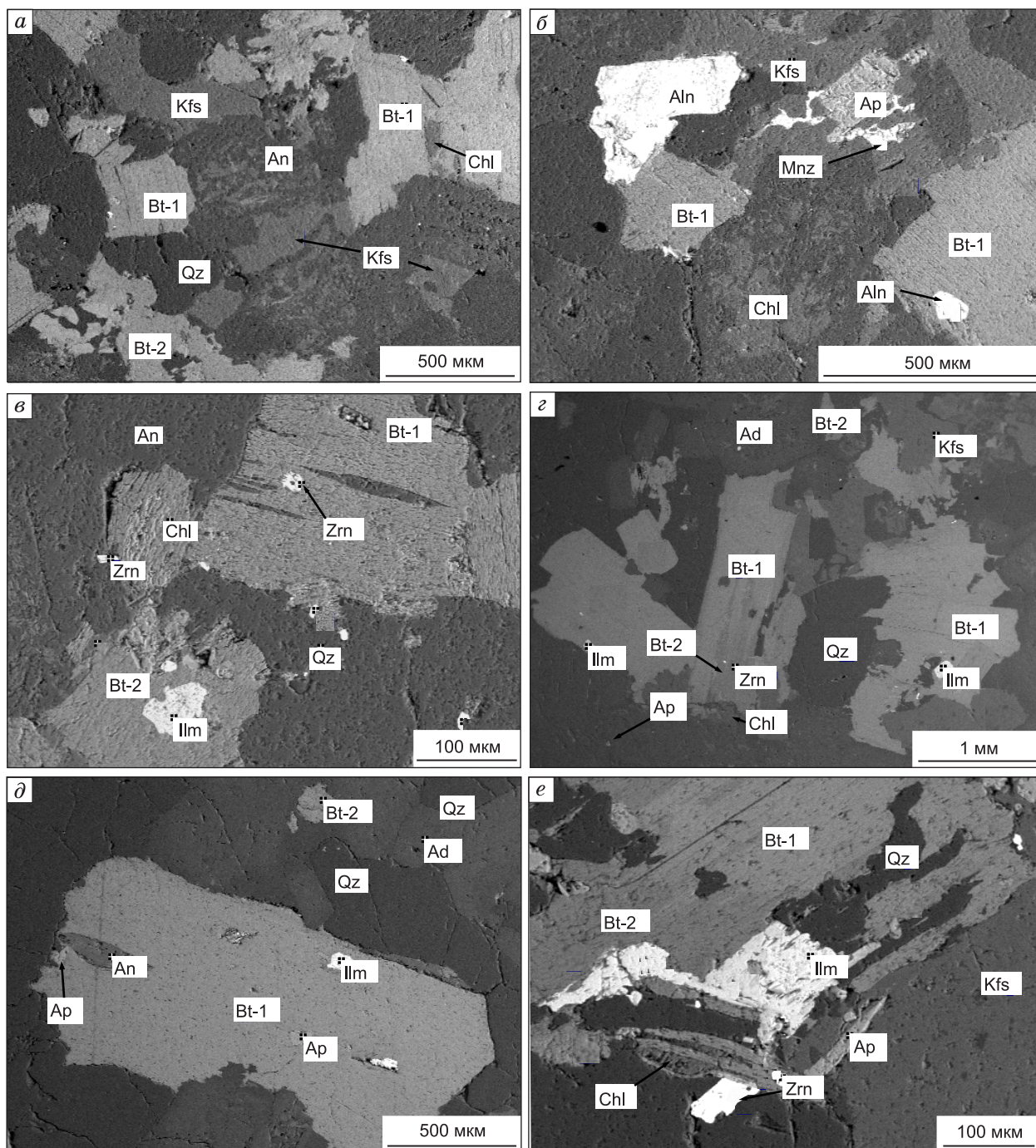


Рис. 5. Микрофотографии шлифов гранодиорита (пр. Б-6) Букесченского (а—в) и гранита (пр. С-3012) Самырского (г—е) массивов.

An — анортит, Ad — андезин, Ap — апатит, Aln — церистый ортит, Mnz — монацит, Zrn — циркон, Ilm — ильменит.

клаза и гипидиоморфных зерен кварца. Зерна биотита присутствуют в виде лейст размером до 2 мм. Вторичные изменения — серицитизация, пелитизация и хлоритизация биотита. Акцессорные минералы — циркон, рудные — ильменит.

Самырский массив сложен гранодиоритами, гранитами, субщелочными гранитами и лейкогранитами.

Гранодиорит имеет среднезернистую (размер зерен до 5 мм) и гипидиоморфно-зернистую структуру (см. рис. 4, и, к). Порода состоит из зерен плагиоклаза, ортоклаза, кварца, биотита и единичных

Таблица 1. Состав полевых шпатов из гранитоидов Букесченского и Самырского массивов

Компонент	An	An	An	An	An	Ad	Ad	Og	Ab	Ab	Kfs	Kfs	Kfs	Kfs	Kfs	Kfs
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂ , мас. %	47.94	46.13	49.31	49.60	43.91	60.10	57.13	59.87	69.28	68.69	68.03	69.08	68.74	66.30	68.07	68.78
Al ₂ O ₃	23.96	27.12	22.19	23.71	34.75	25.68	28.10	25.63	19.09	21.91	19.29	17.06	17.65	18.72	17.67	16.74
CaO	28.84	27.74	28.47	27.98	23.17	7.85	9.55	5.61	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Na ₂ O	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	6.37	6.18	8.88	12.02	9.38	»	»	»	»	»	»
K ₂ O	»	»	»	»		н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	13.32	14.05	14.37	15.19	14.31	14.48
Сумма	100.84	100.99	99.97	101.29	101.82	100.00	100.96	100	100.39	100	100.64	100.17	100.76	100.21	100.05	100.00
Si ⁴⁺ , ф. ед.	2.24	2.14	2.33	2.31	2.00	2.67	2.54	2.64	3.01	3.05	3.16	3.23	3.19	3.08	3.18	3.22
Al ³⁺	1.32	1.48	1.23	1.30	1.86	1.34	1.47	1.33	0.98	1.14	1.05	0.94	0.96	1.02	0.97	0.92
Ca ²⁺	1.44	1.38	1.44	1.39	1.13	0.37	0.45	0.27	—	—	—	—	—	—	—	—
Na ⁺	—	—	—	—	—	0.55	0.53	0.76	1.01	0.81	—	—	—	—	—	—
K ⁺	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.79	0.84	0.85	0.90	0.85	0.86
X _{An}	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.38	0.46	0.27	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
X _{Ab}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.56	0.53	0.76	1.00	1.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
X _{Or}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
Сумма ф. ед.	5.00	5.00	5.00	5.00	4.99	4.93	4.99	5.00	5.00	5.00	5.00	5.01	5.00	5.00	5.00	5.00

Компонент	Ad	Ad	Ad	Ad	Ad	Ad	Og	Og	Og	Ab	Ab	Ab	Kfs	Kfs	Kfs	Kfs
	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32
SiO ₂ , мас. %	58.55	58.80	57.16	58.55	58.50	56.50	64.06	58.26	63.16	64.39	65.05	64.72	67.74	68.17	66.13	67.35
Al ₂ O ₃	27.27	28.54	25.11	27.27	25.48	27.33	22.43	25.73	20.66	22.69	22.63	23.09	18.92	17.74	18.50	18.54
CaO	8.26	8.03	9.22	8.26	7.22	7.75	3.88	5.95	4.22	2.79	н.п.о.	3.67	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Na ₂ O	8.22	7.32	7.18	8.22	8.23	6.60	11.10	8.58	9.69	12.11	11.64	10.89	»	»	»	»
K ₂ O	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	14.35	14.96	16.67	15.6
Сумма	102.3	102.7	98.68	102.3	99.44	98.18	101.5	98.52	97.74	101.9	99.32	102.38	101.02	100.87	101.3	101.48
Si ⁴⁺ , ф. ед.	2.54	2.55	2.59	2.54	2.61	2.57	2.76	2.61	2.85	2.74	2.85	2.77	3.13	3.15	3.03	3.09
Al ³⁺	1.39	1.46	1.34	1.39	1.34	1.47	1.14	1.36	1.10	1.14	1.17	1.16	1.03	0.96	1.00	1.00
Ca ²⁺	0.38	0.37	0.45	0.38	0.34	0.38	0.18	0.29	0.20	0.13	—	0.17	—	—	—	—
Na ⁺	0.69	0.62	0.63	0.69	0.71	0.58	0.93	0.74	0.85	1.00	0.99	0.90	—	—	—	—
K ⁺	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.85	0.88	0.97	0.91
X _{An}	0.38	0.37	0.45	0.38	0.34	0.38	0.18	0.29	0.20	0.13	0.00	0.17	0.00	0.00	0.00	0.00
X _{Ab}	0.69	0.62	0.63	0.69	0.71	0.58	0.93	0.74	0.85	1.00	1.00	0.90	0.00	0.00	0.00	0.00
X _{Or}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.00	1.00	1.00	1.00
Сумма ф. ед.	5.00	5.00	5.01	5.00	5.00	5.00	5.01	5.00	5.00	5.01	5.01	5.00	5.01	4.99	5.00	5.00

Примечание. Кристаллохимические формулы плагиоклазов рассчитаны на 8 атомов кислорода. 1—16 — гранодиорит (пр. Б-6), Букесченский массив, 17—32 — гранит (пр. С-3012), Самырский массив. Здесь и в табл. 2: н.п.о. — концентрации ниже предела обнаружения, прочерк — расчет не проводился, ф. ед. — число формульных единиц. Аббревиатуры названий минералов, по [Whitney, Evans, 2010]: An — анортит, Ad — андезин, Og — олигоклаз, Ab — альбит, Kfs — калиевый полевой шпат.

зерен амфибола. Плагиоклаз представлен гипидиоморфными и таблитчатыми зернами, характеризующимися зональным строением и наличием полисинтетических двойников. Калиевый полевой шпат имеет ксеноморфную форму зерен. Среди вторичных изменений в породе отмечается пелитизация, серицитизация, хлоритизация и эпидотизация. Акцессорные — апатит и циркон, а рудные — магнетит.

Гранит имеет крупнозернистую и гипидиоморфную структуру (см. рис. 4, л, м). Он состоит из зерен плагиоклаза, калиевого полевого шпата, кварца и биотита. Плагиоклаз имеет таблитчатую, идио-

Таблица 2. Состав биотитов из гранитоидов Букесченского и Самырского массивов

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂ , мас. %	39.9	38.7	39.8	35.9	40.0	37.9	42.8	38.9	37.4	41.3	39.7	42.8	37.8	41.3	42.6	39.4
TiO ₂	4.35	4.05	4.04	4.62	3.66	н.п.о.	н.п.о.	4.52	5.50	3.85	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Al ₂ O ₃	14.5	15.5	14.6	15.8	12.7	18.5	15.0	14.5	15.9	14.4	18.4	16.1	16.5	16.4	17.3	18.0
FeO	27.9	27.2	27.3	28.0	28.7	28.1	26.1	25.4	23.1	23.0	23.6	22.6	25.2	24.7	24.2	25.5
MgO	7.75	8.41	5.86	7.09	6.75	6.43	8.02	10.54	9.23	7.04	10.91	8.15	8.53	8.99	8.41	8.99
K ₂ O	7.93	7.06	7.51	8.45	8.24	7.33	7.81	9.22	8.00	10.47	7.40	10.36	10.7	9.23	8.95	9.71
Сумма	102.3	101	99.2	99.8	100	98.3	99.7	103.1	99.1	100	100	100	98.6	100.7	101.5	101.6
Si ⁴⁺ , ф. ед.	5.78	5.66	5.92	5.40	5.98	5.70	6.24	5.60	5.50	6.04	5.72	6.20	5.80	6.00	6.08	5.72
Ti ⁴⁺	0.48	0.44	0.46	0.52	0.42	—	—	0.48	0.62	0.42	—	—	—	—	—	—
Al ³⁺	2.48	2.68	2.56	2.82	2.24	3.28	2.58	2.46	2.76	2.54	3.12	2.76	2.80	2.80	2.90	3.08
Al ^{IV}	2.22	2.36	2.08	2.60	2.02	2.30	1.76	2.42	2.50	2.00	2.28	1.80	2.20	2.00	1.92	2.28
Al ^{VI}	0.26	0.32	0.48	0.22	0.22	0.98	0.82	0.04	0.26	0.54	0.84	0.96	0.60	0.80	0.98	0.80
Fe ²⁺	3.38	3.32	3.40	3.52	3.58	3.54	3.18	3.06	2.84	2.82	2.84	2.74	3.20	3.00	2.88	3.10
Mg ²⁺	1.68	1.84	1.30	1.60	1.50	1.44	1.74	2.26	2.04	1.28	2.34	1.76	2.00	1.94	1.78	1.94
K ⁺	1.46	1.32	1.42	1.62	1.58	1.40	1.46	1.70	1.50	1.96	1.36	1.92	2.00	1.72	1.62	1.80
Сумма ф. ед.	15.26	14.72	15.06	15.48	15.30	15.36	15.20	15.56	15.26	15.06	15.38	15.38	15.80	15.46	15.26	15.64

Примечание. Кристаллохимические формулы биотита рассчитаны на 22 атома кислорода; 1—7 — гранодиорит (пр. Б-6), Букесченский массив, 8—16 — гранит (пр. С-3012), Самырский массив.

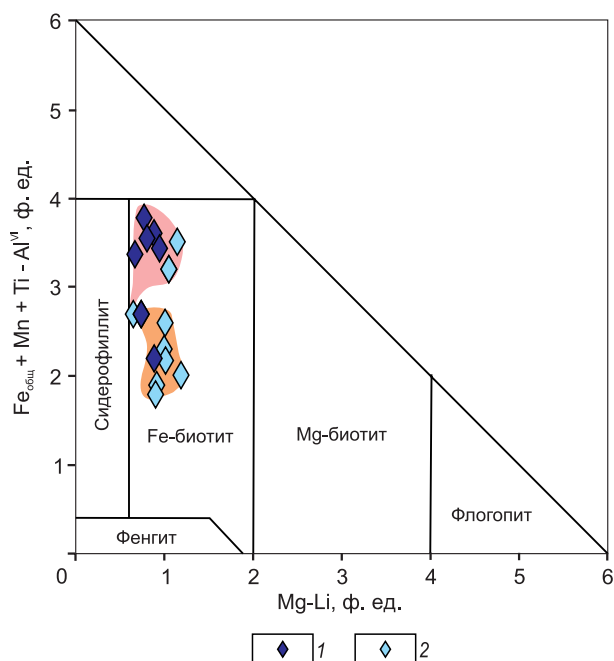
морфную форму зерен (см. рис. 5, з, д). В этом минерале наблюдаются полисинтетические и простые двойники, зерна зонального строения, замещенные в центральной части серицитом (см. рис. 5, з, д). Состав плагиоклаза меняется от альбита до андезина (см. табл. 1). Калиевый полевой шпат имеет ксеноморфную форму зерен, представлен ортоклазом. Для этого минерала, как и в гранодиоритах Букесченского массива, установлены высокие содержания K₂O (10.52—16.06 мас. %) и Al₂O₃ (17.51—27.52 мас. %) (см. табл. 1). Кварц имеет мелкие (1–2 мм) ксеноморфные зерна, расположенные между зернами полевых шпатов. Зерна биотита бурого цвета находятся в виде крупных зерен таблитчатой формы размером до 3 мм (см. рис. 5, з–е). Они относятся к ряду железистых биотитов (FeO = 23.0—25.4 мас. %, MgO = 7.04—10.54 мас. %, Al₂O₃ — 14.4—15.9 мас. %, TiO₂ = 3.85—5.50 мас. %) (см. рис. 6; табл. 2). Из аксессуарных минералов присутствуют апатит и циркон, а из рудных — ильменит и магнетит.

ГЕОХИМИЯ

Интрузивные породы Букесченского массива характеризуются широким разбросом содержаний SiO₂, варьирующим от средних к кислым разностям — от 54.79—61.75 до 64.54—74.46 мас. % (рис. 7, а, табл. 3). В последних содержания SiO₂ близко с породами Самырского массива (64.84—

Рис. 6. Диаграмма Mg-Li—Fe_{общ} + Mn + Ti—Al^{VI}, по [Tischendorf et al., 1997], для биотитов из гранитоидов Букесченского и Самырского массивов.

Розовое поле — обогащенный Ti биотит, оранжевое поле — обедненный Ti биотит. 1 — Букесченский массив; 2 — Самырский массив.



75.66 мас. %). От диоритов, гранодиоритов, гранитов и лейкократовых гранитов до субщелочных разновидностей гранитов и лейкократовых гранитов в этих массивах повышаются значения суммы $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ соответственно от 4.80—7.43 до 8.25—8.92 мас. % (см. рис. 7, а). Эти породы, согласно классификации [Frost et al., 2001], относятся как к известково-щелочной магматической серии, так и попадают в переходные области с известковой и, для обогащенных кремнеземом пород, щелочно-известковой сериями (см. рис. 7, б). Последние, согласно классификации по [Frost et al., 2001], соответствуют железистым породам в отличие от менее обогащенных кремнеземом магнезиальных разновидностей из этих массивов (см. рис. 7, в). Как средние, так и кислые породы имеют невысокие, варьирующие в небольшом интервале, значения коэффициента A/CNK — от металюминиевых (0.90—0.98 мол. %) до субалюминиевых (1.00—1.08 мол. %), и в отдельных случаях слабопералюминиевых величин (до 1.17 мол. %), при этом наблюдается значительный разброс значений коэффициента A/CNK , снижающихся от средних пород к субщелочным кислым разновидностям (2.61—1.16 мол. %) (см. рис. 7, з). Породы исследуемых массивов попадают в смешанные поля *I*-, *S*- и *A*-типа гранитов, исключая средние разновидности, соответствующие *I*-типу (см. рис. 7, б, в).

Устанавливается сходство распределений редкоземельных элементов и других трэйс элементов, нормированных на хондрит и примитивную мантию, по [McDonough, Sun, 1995], для исследуемых гранитоидов малых массивов с дайками различного состава комплекса малых интрузий — мафитовыми из Мало-Тарынского [Зайцев и др., 2018], мафитовыми и фельзитовыми из Тинь-Юрюетэ [Зайцев и др.,

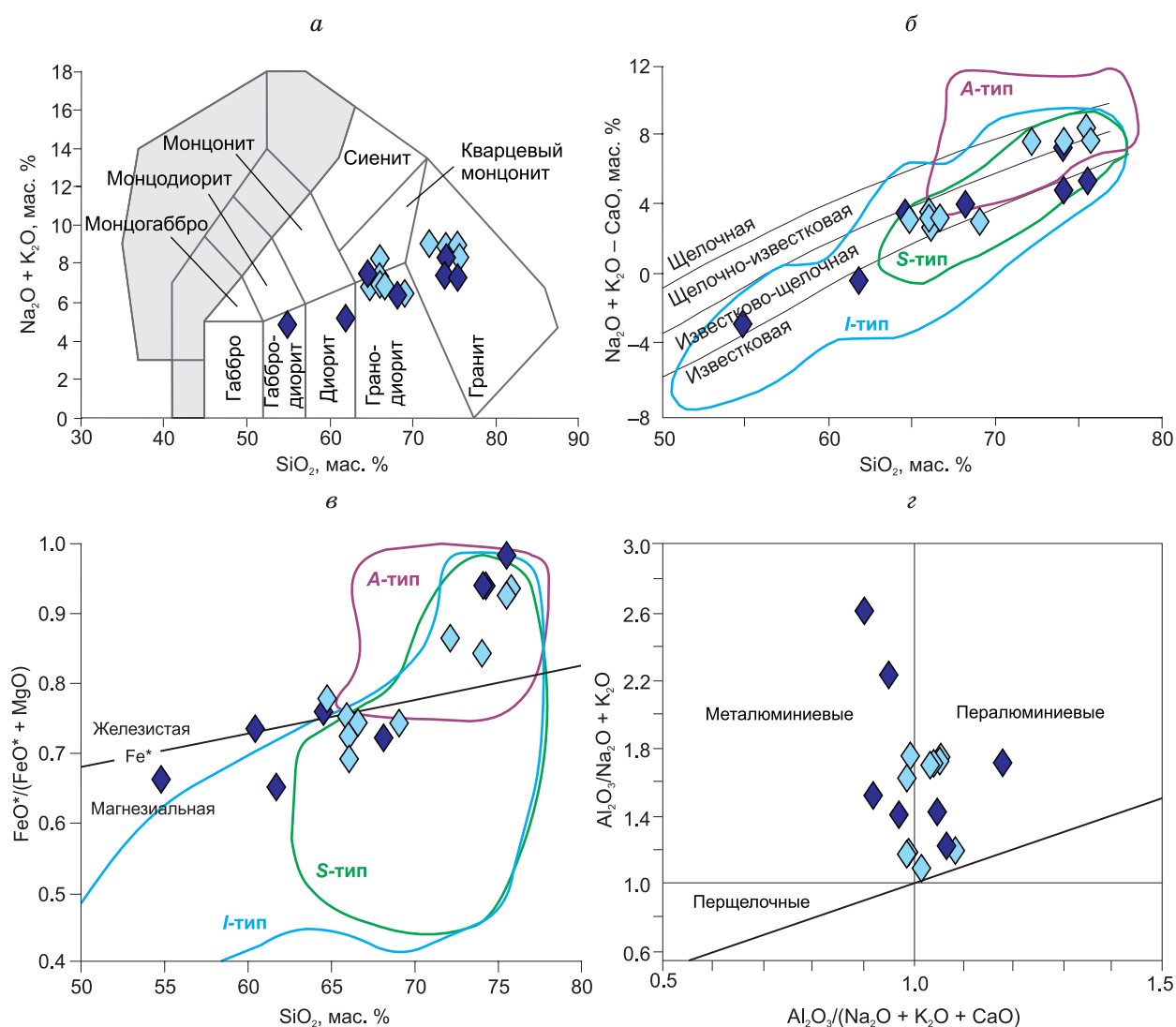


Рис. 7. Диаграммы для магматических пород Булесченского и Самырского массивов:

а — $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$, по [Middlemost, 1994]; б — $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}) - \text{SiO}_2$ и в — $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$, по [Frost et al., 2001]; з — $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}) - \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, по [Maniar, Piccoli, 1989]. Сплошные линии на б и в показывают поля *A*-, *I*- и *S*-типа) гранитов из Лакландского складчатого пояса. Усл. обозн. см. на рис. 6.

Таблица 3. Химический состав магматических пород Букесченского и Самырского массивов

Компо- нент	Б-1	Б-10	Б-5	Б-6	Б-3	Б-9	Б-2	С-3012	СМ-1/16	СМ-5/16	С-1186	СМ-2/16	СМ-4/16	1186/76	1186/6	1186/26	1187a
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
	Д	КД	ГД	ГД	ЛГ	СЛ	ЛГ	Г	ГД	ГД	ГД	ГД	ГД	СГ	СЛ	СЛ	СЛ
SiO ₂ , мас. %	54.79	61.75	64.54	68.14	74.04	74.06	75.46	69.02	64.84	66.01	66.02	66.11	66.63	72.16	74.05	75.44	75.66
TiO ₂	0.82	0.59	0.48	0.72	0.23	0.19	0.19	0.44	0.54	0.54	0.52	0.50	0.41	0.15	0.07	0.02	0.03
Al ₂ O ₃	18.84	16.36	16.28	15.21	13.33	13.36	13.04	15.85	16.92	16.73	16.52	16.00	16.58	14.21	13.46	12.62	12.93
Fe ₂ O ₃	2.14	1.70	1.47	1.28	0.50	0.84	0.21	0.72	0.89	1.06	4.22	0.95	0.63	0.29	0.43	<0.01	<0.01
FeO	6.08	4.16	3.54	2.83	1.67	1.42	1.25	2.59	3.75	3.10	<0.01	3.01	3.11	1.94	1.55	0.99	1.82
MnO	0.14	0.11	0.06	0.02	0.02	0.04	0.02	0.03	0.10	0.02	0.05	0.07	0.03	0.01	0.01	0.02	0.01
MgO	3.76	2.83	1.43	1.44	0.12	0.13	0.02	1.03	1.19	1.41	1.25	1.58	1.15	0.31	0.33	0.07	0.11
CaO	7.57	5.46	3.86	2.25	2.36	0.85	1.84	3.28	3.52	3.56	3.64	3.82	3.49	1.28	1.17	0.48	0.63
Na ₂ O	3.62	3.08	4.73	3.62	2.92	3.65	2.36	4.00	4.36	4.27	4.11	3.94	4.25	4.26	3.64	3.53	3.33
K ₂ O	1.18	2.09	2.70	2.70	4.31	4.60	4.85	2.39	2.37	2.59	3.15	2.45	2.51	4.66	5.15	5.35	4.95
P ₂ O ₅	0.10	0.08	0.09	0.15	0.01	0.11	<0.01	0.11	0.18	0.14	0.13	0.12	0.14	0.08	0.04	0.03	0.03
П.п.п.	1.49	1.29	1.24	1.05	0.48	0.96	0.51	0.68	1.38	1.13	0.84	0.65	0.99	1.01	0.56	0.42	0.93
Сумма	100.4	99.5	100.4	99.42	100.0	100.2	99.76	99.68	99.49	100.0	100.4	99.32	99.49	100.39	100.5	98.99	100.4
Na ₂ O + + K ₂ O	4.80	5.17	7.43	6.32	7.23	8.25	7.21	6.39	6.73	6.86	7.26	6.39	6.76	8.92	8.79	8.88	8.28
Na ₂ O/ K ₂ O	3.07	1.47	1.75	1.34	0.68	0.79	0.49	1.67	1.84	1.65	1.30	1.61	1.69	0.91	0.71	0.66	0.67
V, г/г	110	101	32	23.32	11.7	3.51	—	31.44	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cr	136	178	53	122	50	170	—	128	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Co	24	14.7	9.5	6.07	2.78	1.19	—	7.50	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ni	38	33	21	13.95	14.2	6.6	—	14.74	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cu	12.0	7.1	7.3	9.52	27	4.25	—	5.30	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Zn	75	61	60	62.81	12.5	32	—	63.09	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ga	22	21	22	19.99	17	22	—	20.22	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ge	1.33	1.38	1.52	1.51	1.32	2.00	—	1.50	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Rb	42	73	102	75.31	122	276	—	77.14	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Sr	257	232	190	205	63	38	—	177	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Y	26	28	39	27.61	23	29	—	20.09	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Zr	157	190	231	203	114	83	—	169	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Nb	7.9	9.5	10.8	10.27	8.2	10.1	—	13.72	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Mo	0.44	0.23	0.44	0.82	0.33	1.22	—	0.60	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ag	—	—	—	0.08	—	—	—	0.03	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Sn	0.59	0.97	1.56	2.29	0.44	3.90	—	1.64	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ba	301	562	530	679	785	254	—	575	—	—	—	—	—	—	—	—	—
La	16	22	29	24.22	34	10.5	—	22.71	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ce	33	46	66	48.77	62	24	—	47.54	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Pr	4.04	5.2	7.4	5.64	6.5	3.13	—	5.39	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Nd	16	20	28	21.88	21	11.9	—	20.46	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Sm	3.20	3.70	5.9	4.61	3.36	3.14	—	4.24	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Eu	0.95	0.82	0.94	0.99	0.42	0.18	—	0.84	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Gd	3.64	4.05	5.8	4.96	3.53	3.76	—	4.14	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Tb	0.60	0.63	0.95	0.82	0.53	0.81	—	0.67	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Dy	3.93	4.17	6.0	5.12	3.29	5.2	—	4.00	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ho	0.85	0.86	1.29	1.08	0.67	0.80	—	0.78	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Er	2.60	2.71	3.76	3.26	2.12	1.92	—	2.48	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Tm	0.38	0.40	0.55	0.49	0.34	0.23	—	0.35	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Yb	2.47	2.61	3.90	3.17	2.46	1.26	—	2.39	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Lu	0.41	0.41	0.55	0.48	0.42	0.15	—	0.37	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Hf	3.77	4.75	6.1	5.60	3.87	3.07	—	4.68	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ta	0.41	0.62	0.71	0.64	0.86	1.52	—	0.86	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Tl	—	—	—	0.25	—	—	—	0.22	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Pb	5.8	6.4	13.2	13.96	21	22	—	12.23	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Th	3.73	6.9	10.4	7.82	17	6.9	—	7.08	—	—	—	—	—	—	—	—	—
U	0.67	1.22	2.00	2.02	4.03	2.89	—	1.77	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Eu/Eu*	0.85	0.65	0.49	0.63	0.37	0.16	—	0.85	—	—	—	—	—	—	—	—	—
(La/Sm) _N	3.12	3.71	3.07	3.28	6.32	2.09	—	3.35	—	—	—	—	—	—	—	—	—
(Gd/Yb) _N	1.19	1.26	1.20	1.27	1.16	2.41	—	1.40	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. Д — диорит, КД — кварцевый диорит, ГД — гранодиорит, Г — гранит, СГ — субщелочной гранит, ЛГ — лейкократовый гранит, СЛ — субщелочной лейкократовый гранит. 1—7 — Букесченский массив (эта работа), 8 — Самырский массив (эта работа), 9—17 — Самырский массив, по [Зайцев и др., 2017]. Содержания элементов в отношениях нормированы по хондриту [McDonough, Sun, 1995]: $Eu/Eu^* = Eu_N / (Gd_N \times Sm_N)^{0.5}$; $(La/Sm)_N$ и $(Gd/Yb)_N$. Прочерк — нет анализов.

2016] и Вьон-Шумный [Fridovsky et al., 2020], а также с гранитоидами Эргеляхского малого массива [Zaitsev et al., 2019b] (см. табл. 3, рис. 8). Они имеют умеренные величины $((La/Yb)_N = (5.0—6.8))$, отрицательные аномалии Ta и Nb и плоские распределения тяжелых РЗЭ. В отличие от даек, эти гранитоиды проявляют более дифференцированные характеристики, выраженные наличием небольших отрицательных аномалий Eu ($Eu/Eu^* = 0.84—0.85$), Ti и низких отрицательных аномалий Sr, а в породах Эргеляхского массива — отрицательных аномалий Nd, Hf и Zr. Концентрации большинства высокозарядных элементов в гранитоидах малых массивов близки к промежуточным между OIB и E-MORB, а крупноионных литофильных элементов (Rb, K и Ba) и высокозарядных (Th и U), выше OIB.

U-Pb, $^{40}Ar/^{39}Ar$, Rb-Sr и Sm-Nd ИЗОТОПНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

U-Pb геохронологические исследования проводились для 12 зерен цирконов из гранодиорита Букесченского массива (пр. Б-6), результаты которых демонстрируются на рис. 9, а и в табл. 4. Цирконы представлены идиоморфными длиннопризматическими зернами с включениями, а также небольшим количеством их обломков, имеют зональное строение. Конкордантный возраст для 11 зерен из их периферийных частей составляет 144.5 ± 0.9 млн лет (СКВО = 0.34, вероятность 0.56). Для центральных частей зерен получены более древние возрастные оценки ($^{207}Pb/^{206}Pb$): 2804 ± 15 млн лет (аналитическая точка 12.1), 1448 ± 33 млн лет (аналитическая точка 3.1), 462 ± 34 млн лет (аналитическая точка 10.1) и 411 ± 23 (аналитическая точка 11.1).

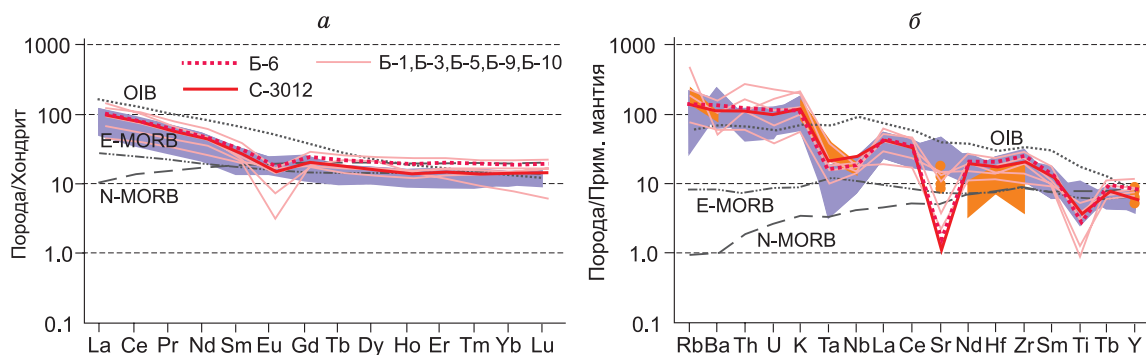


Рис. 8. Спектры распределений редкоземельных элементов (а) и спайдер-диаграммы (б) для гранитоидов комплекса малых интрузий западной части Яно-Колымского золотоносного пояса.

Нормирование концентраций элементов проводилось по хондриту и примитивной мантии с использованием [McDonough, Sun, 1995]. Сиреневое поле — дайки основного, среднего и кислого состава комплекса малых интрузий, по [Fridovsky et al., 2020]. Оранжевое поле — гранит-порфиры Эргеляхского массива, по [Zaitsev et al., 2019a]. Красные линии (пунктирная и сплошные) — кислые и средние интрузивные породы комплекса малых интрузий, с использованием данных для пород Букесченского (Б-1, Б-3, Б-5, Б-6, Б-9, Б-10) и Самырского (С-3012) массивов из табл. 3.

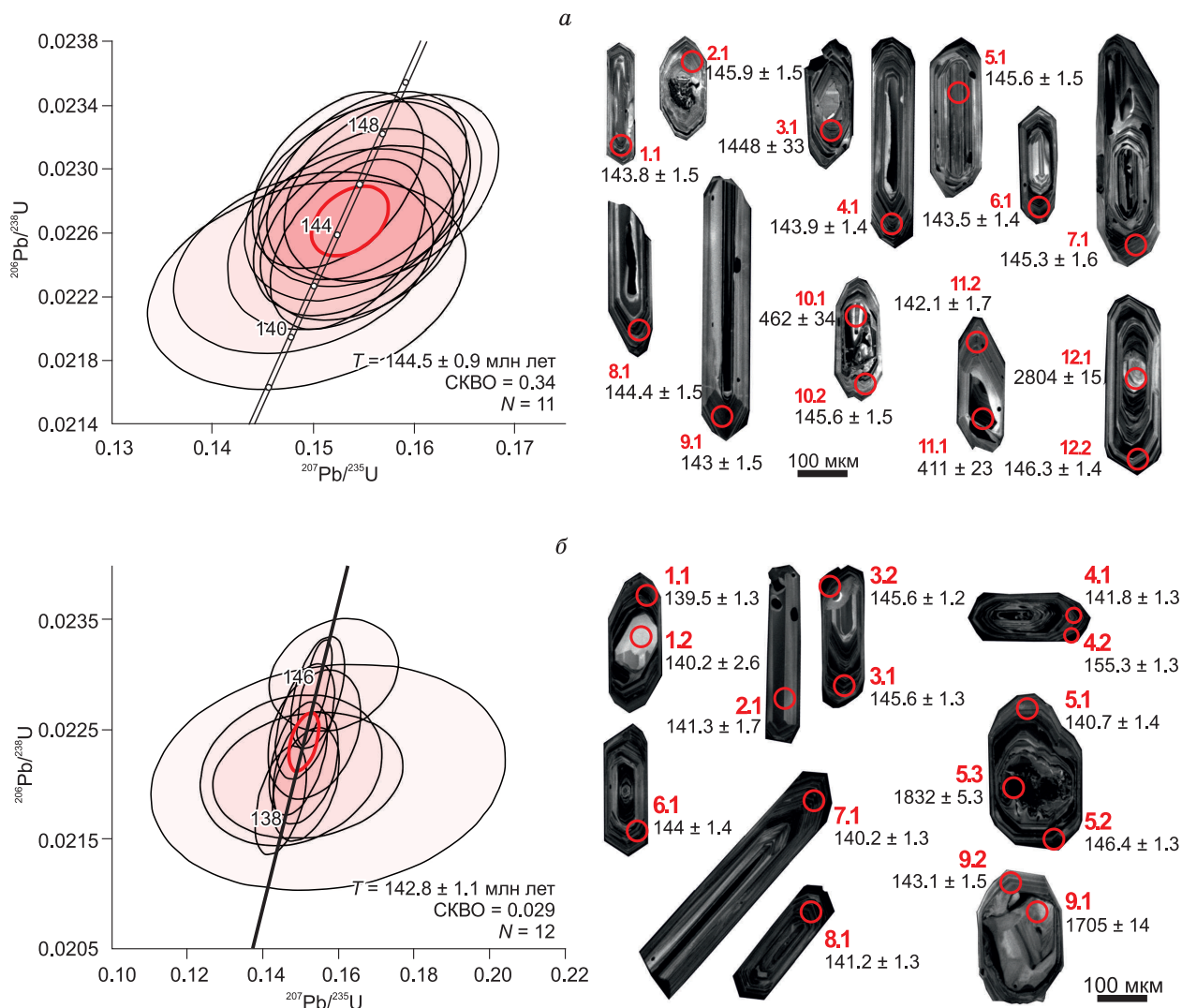


Рис. 9. Диаграммы с конкордией и катодолуминесцентные изображения цирконов из гранодиорита (пр. Б-6) Букесченского массива (а) и гранита (пр. С-3012) Самырского массива (б).

Кружки с номерами — аналитические точки. Цифры — возраст (млн лет).

U-Pb геохронологические исследования проводились для девяти зерен цирконов из гранита Самырского массива (пр. С-3012). Цирконы представлены бесцветными и прозрачными идиоморфными длиннопризматическими зернами с включениями, а также их обломками (см. рис. 9, б). Цирконы на CL-снимках имеют зональное строение. В единичных зернах наблюдаются черные высокоурановые каймы. По результатам U-Pb датирования 12 точек из периферийных частей зерен установлен конкордантный возраст 142.8 ± 1.1 млн лет (СКВО = 0.029, вероятность конкордантности 0.87). В одной точке (4.2) установлен возраст 155.3 ± 1.3 млн лет. В этом случае значение U-Pb датировки, скорее всего, оказывается переоцененным за счет матричного эффекта, вызванного повышенным содержанием U (3192 г/т) [Williams, Hergt, 2000]. Из центральных частей зерен получены две древние возрастностные дискордантные оценки возраста ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) = 1705 ± 14 млн лет (аналитическая точка 9.1) и 1832 ± 5.3 млн лет (аналитическая точка 5.3).

Для гранита Самырского массива (пр. С-3012) было выполнено датирование по биотиту $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом ступенчатого прогрева (табл. 5, рис. 10). В спектре выделяется кондиционное плато, характеризуемое значением возраста 138.1 ± 1.9 млн лет (см. рис. 10). Полученная по биотиту датировка моложе U-Pb датировки по циркону из этого же образца. По всей видимости, она соответствует закрытию изотопной K/Ar системы биотита при охлаждении массива после завершения его консолидации.

Sm-Nd и Rb-Sr изотопно-геохимические исследования проведены для магматических пород комплекса малых интрузий — гранитоидов малых массивов и средних — кислых пород из даек, результаты

Таблица 4. Результаты U-Th-Rb изотопных исследований цирконов (SIMS SHRIMP-II) из гранодиорита Букесенского массива и гранитоида Самырского массива

№ аналитической точки	Содержание, г/г			Изотопные отношения					Коррекция ошбок	Возраст, млн лет				D _z , %
	U	Th	²³² Th/ ²³⁸ U	% ²⁰⁶ Rb* _c	²⁰⁷ Rb*/ ²⁰⁶ Rb* (±%)	²⁰⁷ Rb*/ ²³⁵ U (±%)	²⁰⁶ Rb*/ ²³⁸ U (±%)	(1) ²⁰⁶ Rb*/ ²³⁸ U		(1) ²⁰⁷ Rb/ ²³⁸ U	(1) ²⁰⁷ Rb/ ²³⁵ U	(2) ²⁰⁶ Rb/ ²³⁸ U	(1) ²⁰⁷ Rb/ ²⁰⁶ Rb	
Гранодиорит Букесенского массива, пр. Б-6 (GPS координаты точки отбора: 65°55'32.3" с. ш., 138°19'36.7" в. д.)														
1.1	13.9	715	0.30	0.22	0.0491 ± 2.8	0.1527 ± 3	0.02256 ± 1	0.3	143.8 ± 1.5	144.3 ± 4.0	143.8 ± 1.5	—	0	
2.1	8.81	448	0.21	0.00	0.0492 ± 2.4	0.1553 ± 2.6	0.02289 ± 1	0.4	145.9 ± 1.5	146.6 ± 3.5	145.9 ± 1.5	—	0	
3.1	18.9	439	0.27	0.14	0.0911 ± 1.8	0.63 ± 2	0.05015 ± 0.96	0.5	315.4 ± 3	495.9 ± 7.8	—	1448 ± 33	57	
4.1	12.8	661	0.32	0.16	0.0497 ± 2.5	0.1549 ± 2.7	0.0226 ± 0.99	0.4	144.1 ± 1.4	146.2 ± 3.6	143.9 ± 1.4	—	1	
5.1	9.21	468	0.24	0.11	0.05 ± 2.5	0.1578 ± 2.8	0.02288 ± 1	0.4	145.8 ± 1.5	148.7 ± 3.8	145.6 ± 1.5	—	2	
6.1	14.8	764	0.34	0.00	0.04937 ± 1.8	0.1534 ± 2	0.02253 ± 0.96	0.5	143.6 ± 1.4	144.9 ± 2.8	143.5 ± 1.4	—	1	
7.1	8.88	453	0.25	0.14	0.0491 ± 2.7	0.1544 ± 2.9	0.0228 ± 1.1	0.4	145.3 ± 1.6	145.8 ± 4.0	145.3 ± 1.6	—	0	
8.1	8.57	440	0.28	0.00	0.0493 ± 2.4	0.1541 ± 2.6	0.02267 ± 1.1	0.4	144.5 ± 1.5	145.5 ± 3.6	144.4 ± 1.5	—	1	
9.1	9.59	497	0.31	0.30	0.0482 ± 3.4	0.149 ± 3.5	0.02241 ± 1	0.3	142.9 ± 1.5	141.0 ± 4.7	143 ± 1.5	—	-1	
10.1	23.6	422	0.31	0.11	0.05625 ± 1.5	0.5048 ± 1.8	0.06508 ± 0.99	0.5	406.5 ± 3.9	414.9 ± 6.2	—	462 ± 34	2	
10.2	11.7	594	0.26	0.15	0.0494 ± 2.7	0.1556 ± 2.9	0.02285 ± 1	0.4	145.6 ± 1.5	146.9 ± 4.0	145.6 ± 1.5	—	1	
11.1	65.3	1067	0.32	0.02	0.05496 ± 1	0.5398 ± 1.4	0.07122 ± 0.89	0.7	443.5 ± 3.8	438.3 ± 4.9	—	411 ± 23	-1	
11.2	6.18	322	0.30	0.27	0.0486 ± 4.1	0.1493 ± 4.3	0.02228 ± 1.2	0.3	142 ± 1.7	141.3 ± 5.7	142.1 ± 1.7	—	0	
12.1	48	104	0.27	0.05	0.1973 ± 0.93	14.55 ± 1.4	0.5348 ± 1	0.7	2762 ± 23	2786 ± 13	—	2804 ± 15	2	
12.2	16.3	826	0.42	0.10	0.04823 ± 2.1	0.1524 ± 2.3	0.02293 ± 0.98	0.4	146.1 ± 1.4	144.1 ± 3.1	146.3 ± 1.4	—	-1	
Гранит Самырского массива, пр. С-3012 (GPS координаты точки отбора: 63°54'02.2" с. ш., 143°04'39.5" в. д.)														
1.1	18.3	972	0.38	0.05	0.04801 ± 1.7	0.1447 ± 1.9	0.02186 ± 0.93	0.5	139.4 ± 1.3	137.2 ± 2.5	139.5 ± 1.3	—	-2	
1.2	1.31	68	0.37	1.29	0.0517 ± 12	0.157 ± 12	0.02207 ± 1.9	0.2	140.7 ± 2.7	148.3 ± 17	140.2 ± 2.6	—	5	
2.1	4.41	230	0.36	0.66	0.0483 ± 6.5	0.1474 ± 6.7	0.02214 ± 1.3	0.2	141.2 ± 1.8	139.6 ± 8.7	141.3 ± 1.7	—	-1	
3.1	34	1729	0.35	0.08	0.04906 ± 1.6	0.1545 ± 1.9	0.02284 ± 0.91	0.5	145.6 ± 1.3	145.9 ± 2.5	145.6 ± 1.3	—	0	
3.2	78.6	4004	0.16	0.04	0.04875 ± 0.84	0.1535 ± 1.2	0.02284 ± 0.85	0.7	145.6 ± 1.2	145.0 ± 1.6	145.6 ± 1.2	—	0	
4.1	16.7	872	0.37	0.07	0.0487 ± 1.8	0.1493 ± 2.1	0.02224 ± 0.94	0.5	141.8 ± 1.3	141.3 ± 2.7	141.8 ± 1.3	—	0	
4.2	67.1	3192	0.22	0.31	0.04991 ± 1.7	0.1679 ± 1.9	0.02441 ± 0.88	0.5	155.4 ± 1.3	157.6 ± 2.7	155.3 ± 1.3	—	1	

5.1	11.2	578	178	0.32	2.05	0.0498 ± 6.7	0.152 ± 6.7	0.02209 ± 1.1	0.2	140.8 ± 1.5	143.5 ± 9.0	140.7 ± 1.4	—	2
5.2	54.5	2725	656	0.25	1.29	0.0501 ± 4.3	0.1588 ± 4.4	0.023 ± 0.91	0.2	146.6 ± 1.3	149.6 ± 6.1	146.4 ± 1.3	—	2
5.3	259	981	1091	1.15	0.02	0.11199 ± 0.29	4.75 ± 0.9	0.3076 ± 0.85	0.9	1729 ± 13	1776 ± 8	—	1832 ± 5.3	6
6.1	20	1028	394	0.40	0.15	0.04853 ± 1.8	0.1511 ± 2.1	0.02258 ± 0.95	0.5	143.9 ± 1.4	142.9 ± 2.8	144 ± 1.4	—	-1
7.1	15.4	811	241	0.31	0.19	0.0498 ± 2.2	0.1512 ± 2.4	0.02201 ± 0.95	0.4	140.3 ± 1.3	143.0 ± 3.2	140.2 ± 1.3	—	2
8.1	16.4	859	356	0.43	0.16	0.0495 ± 2.1	0.1513 ± 2.3	0.02216 ± 0.94	0.4	141.3 ± 1.3	143.1 ± 3.1	141.2 ± 1.3	—	1
9.1	50.8	280	79	0.29	0.03	0.10445 ± 0.74	3.04 ± 1.2	0.2111 ± 0.97	0.8	1234 ± 11	1418 ± 9	—	1705 ± 14	38
9.2	7.41	383	73	0.20	0.18	0.0496 ± 3.1	0.1536 ± 3.3	0.02246 ± 1.1	0.3	143.2 ± 1.5	145.1 ± 4.4	143.1 ± 1.5	—	1

Примечание. Погрешности приведены на уровне 1σ . Pb* и Rb* — нерадиоактивный и радиоактивный свинец соответственно; ошибка в стандартной калибровке составляет 0,36%; (1) — нерадиоактивный свинец скорректирован по измеренному ^{204}Pb ; (2) — нерадиоактивный свинец скорректирован с учетом возрастного соответствия $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{Pb}$ — $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{Pb}$, расчет выполнен только для фанерозойских возрастов. Расчет возраста $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ выполнен только для докембрийских значений, если неопределенность $\pm 1\sigma$ не превышает 40%; D — дискордантность для возрастов > 1 млрд лет: $100 \times (^{207}/^{206})_{\text{возраст}} / ^{206}/^{238}\text{возраст}$; D — дискордантность для возрастов < 1 млрд лет расчет по формуле: $100 \times (^{207}/^{235})_{\text{возраст}} / ^{206}/^{238}\text{возраст} - 1$.

Таблица 5. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ аналитические данные для биотита из гранита (пр. С-3012) Самырского массива

T, °C	t, мин	^{40}Ar , нсм ³	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	Ca/K	$\Sigma^{39}\text{Ar}$, %	Возраст, млн лет $\pm 1\sigma$	$\pm 1\sigma$
500	10	$8.5 \cdot e^{-9}$	47.544	1.174	0.0277	0.0128	0.271	0.183	0.1576	0.0070	0.977	0.6	8.5	15.4
600	10	$32.3 \cdot e^{-9}$	18.909	0.036	0.0240	0.0022	0.025	0.004	0.0566	0.0019	0.090	6.4	19.3	4.9
700	10	$52.4 \cdot e^{-9}$	25.067	0.102	0.0198	0.0023	0.195	0.054	0.0443	0.0004	0.700	13.4	103.1	1.6
800	10	$189.6 \cdot e^{-9}$	18.840	0.036	0.0138	0.0005	0.079	0.027	0.0086	0.0005	0.284	47.3	138.9	2.1
860	10	$133.9 \cdot e^{-9}$	18.372	0.027	0.0145	0.0007	0.023	0.018	0.0068	0.0004	0.084	71.8	139.2	1.9
920	10	$50.2 \cdot e^{-9}$	18.525	0.027	0.0150	0.0006	0.019	0.018	0.0087	0.0005	0.070	80.9	136.1	2.0
1100	10	$107.5 \cdot e^{-9}$	18.983	0.029	0.0165	0.0002	0.007	0.018	0.0141	0.0007	0.025	100.0	126.5	2.4

Навеска 49.12 мг, J = 0.004907 ± 0.000063*

* Параметр, характеризующий интегральную интенсивность нейтронного потока.

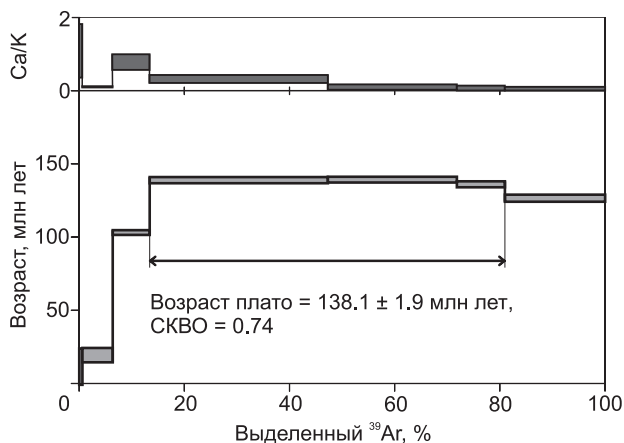


Рис. 10. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования (возрастные и Са/К спектры) методом ступенчатого прогрева биотита из гранита (пр. С-3012) Самырского массива.

которых представлены в табл. 6. Гранитоиды Самырского и Букесченского малых массивов имеют близкие значения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (0.1208—0.1292) с породами среднего—кислого состава из даек, особенно из рудопроявления Шумный (0.1221—0.1285). Для этих пород устанавливаются коровые величины $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$, возрастающие от гранитоидов этих массивов (0.7088—0.7089) к дайкам (0.70944—0.71009). Оценки модельных значений

возраста для этих пород по одно- и двустадийной моделям находятся в интервале 1.49—1.70 млрд лет. Граниты Самырского массива отличаются более древними палеопротерозойскими (1.7 млрд. лет) модельными возрастными (и одно- и двустадийными) и значимо более низкими величинами $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = -9.4$, в отличие от гранодиорита Букесченского массива и даек кислого и среднего состава, имеющих мезопротерозойские (1.44—1.50 млрд лет) оценки модельного возраста и более высокие величины $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = -5.8 \dots -7.0$.

ДИСКУССИЯ И ВЫВОДЫ

Гранитоиды Букесченского и Самырского массивов комплекса малых интрузий находятся в западной (краевой) части Яно-Колымского золотоносного пояса. Эти гранитоиды прорывают дайки от основного до кислого состава, которые по результатам исследований были также отнесены к комплексу малых интрузий. Все магматические тела этого комплекса совместно интродуцируют осадочные отложения окраинно-континентальных блоков северо-восточной части ВКСО: терригенные (T_3 – J_2) отложения Кулар-Нерского и Полоусно-Дебинского террейнов и Верхоянского складчато-надвигового пояса. Магматические породы комплекса малых интрузий локализованы преимущественно вдоль Адыча-Тарынского надвига — крупнейшей структурной зоны и поперечных к ним разломов, где сосредоточено большинство золоторудных месторождений и рудопоявлений ЯКЗП.

Исследуемые малые массивы имеют широкое петрографическое разнообразие. Помимо амфибол-биотитовых гранодиоритов, биотитовых лейкократовых гранитов и субщелочных гранитов и лейкогранитов, наиболее распространенных пород в этих массивах, в Букесченском массиве присутствуют амфибол-биотитовые диориты и кварцевые диориты. Вторичные изменения в этих породах проявлены незначительно, преимущественно по темноцветным минералам (биотиту и амфиболу) и частично калиевому полевому шпату. Они характеризуются близкими составами раннего биотита, относящимися к ряду железистых биотитов, и содержат такие аксессуарные минералы, как апатит, циркон, церистый ортит, а из рудных — ильменит и магнетит.

Таблица 6. Sm-Nd и Rb-Sr изотопные данные для валовых проб магматических пород комплекса малых интрузий западной части Яно-Колымского золотоносного пояса

Проба	U-Pb возраст, млн лет	Sm	Nd	Rb	Sr	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st})$
		г/г												
Б-6	144.5*	5.075	23.76	75.47	221.9	0.1292	0.512277 ± 5	0.9847	0.710794	0.7088	-7.0	-5.8	1575	1435
С-3012	142.8*	4.698	23.51	78.52	219	0.1208	0.512084 ± 6	1.0365	0.710953	0.7089	-10.8	-9.4	1748	1734
ВК-127	147**	4.281	22.66	83.26	403.3	0.1142	0.512232 ± 8	0.5968	0.711163	0.71009	-7.9	-6.4	1485	1485
Ш-26	151**	3.273	16.2	35.28	237	0.1221	0.512207 ± 8	0.4304	0.710367	0.70944	-8.4	-7.0	1538	1538
Ш-40	145.5**	2.813	13.23	82.09	367.3	0.1285	0.512257 ± 5	0.6464	0.711008	0.70968	-7.4	-6.2	1467	1467

Примечание. Б-6 – гранодиорит Букесченского массива, С-3012 – гранит Самырского массива, ВК-127 – дайка из дайки месторождения Вьюн, Ш-26 – гранодиорит из дайки рудопоявления Шумный, Ш-40 – трахиандезит из дайки рудопоявления Шумный.

* Эта работа.

** По [Fridovsky et al., 2020].

Рис. 11. Изотопная корреляционная диаграмма $\epsilon_{Nd}(T)$ — $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$, по [Zindler, Hart, 1986], для гранитоидов малых массивов и средних—кислых пород из даек комплекса малых интрузий западной части Яно-Колымского золотоносного пояса, с использованием данных табл. 6.

Мантийные источники по изотопным характеристикам: DM — деплетированная мантия, EM I и EM II — обогащенная мантия, HIMU — мантия с высоким отношением U/Pb, PREMA — превалирующая или слабодеплетированная мантия и BSE — валовая силикатная Земля. Цветные ромбы — номера проб (см. примечание к табл. 6).

Металюминиевые до слабопераллюминиевые породы исследуемых массивов относятся к известковой, известково-щелочной и щелочно-известковой магматическим сериям, соответствуя магниальным и железистым разностям и проявляя смешанные характеристики, попадают в поля I-, S- и A-типа гранитов. Гранитоиды Букесченского и Самырского массивов имеют подобие геохимических характеристик с ассоциирующими с ними дайками основного, среднего и кислого состава комплекса малых интрузий. В этих породах установлены отрицательные аномалии Nb и Ta, плоские распределения тяжелых РЗЭ, близкие с MORB, повышенные концентрации крупноионных (Rb, K, Ba) и высокозарядных (Th и U) элементов соответственно Rb; K Ba, Th, U. Эти особенности указывают на возможность их образования из единого смешанного источника с участием мантийной (OIB и E-MORB-типа) и коровой, в том числе субдукционной компонент. На диаграмме $\epsilon_{Nd}(T)$ — $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$, по [Zindler, Hart, 1986] (рис. 11) пробы из гранитоидов малых массивов и кислых—средних даек комплекса малых интрузий попадают в поля обогащенного мантийного (EM II) и нижнекорового источников, указывая на вероятность их мантийно-коровой природы. Согласно впервые полученным U-Pb данным по цирконам (SHRIMP-II), формирование гранитоидов Букесченского и Самырского массивов происходило в берриасе соответственно около 144.5 и 142.8 млн л. н. Sm-Nd модельные оценки возраста (по одно- и двустадийной моделям) магматических источников гранитоидов малых массивов, как и даек комплекса малых интрузий, варьируют от палеопротерозойских до мезопротерозойских величин ($T_{Nd}(DM-2st)$ и $T_{Nd}(DM)$ от 1.70 до 1.49 млрд лет). О возможном вкладе древней коровой компоненты в магматический источник этих пород свидетельствуют также две оценки возраста $(^{207}Pb/^{206}Pb) = 1705$ и 1832 млн лет, полученные для центральных частей зерен цирконов (SHRIMP-II) из этих гранитоидов. На диаграмме Rb/Zr—Nb, по [Brown et al., 1984], пробы из гранитоидов исследуемых массивов, как и гранитоидов Эргеляхского массива, находятся в поле континентальных дуг (рис. 12). Геохимические особенности гранитоидов малых массивов не противоречат условиям их формирования в обстановке активной континентальной окраины.

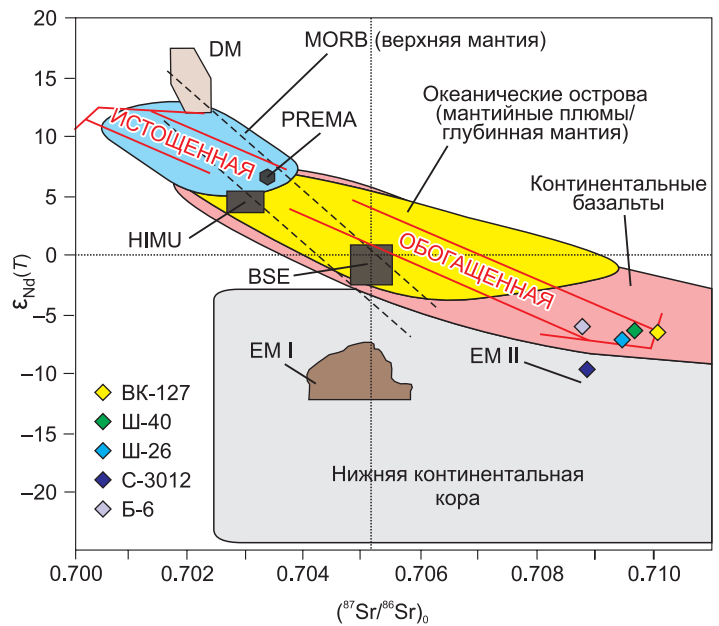
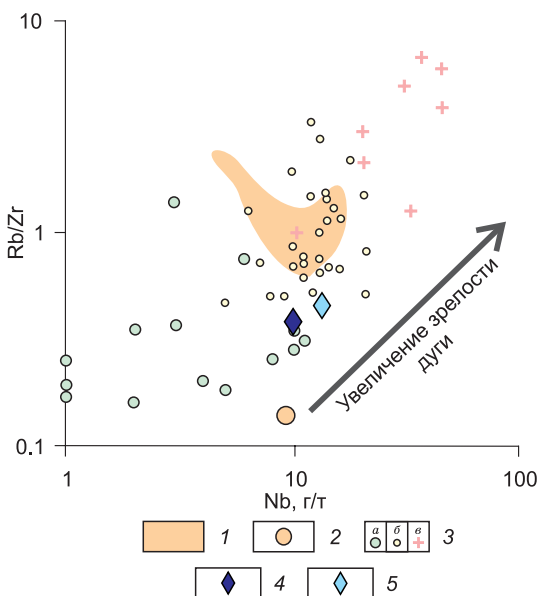


Рис. 12. Дискриминантная Rb/Zr—Nb диаграмма, по [Brown et al., 1984], для гранитоидов и даек комплекса малых интрузий западной части Яно-Колымского золотоносного пояса.

1 — гранит-порфиры Эргеляхского массива, с использованием [Zaitsev et al., 2019b]; 2 — гранодиорит из дайки рудопроявления Шумный, по [Fridovsky et al., 2020]; 3 — зрелые континентальные дуги (a), нормальные континентальные дуги (b), примитивные островные дуги и континентальные дуги (c); 4 — Букесченский массив; 5 — Самырский массив.

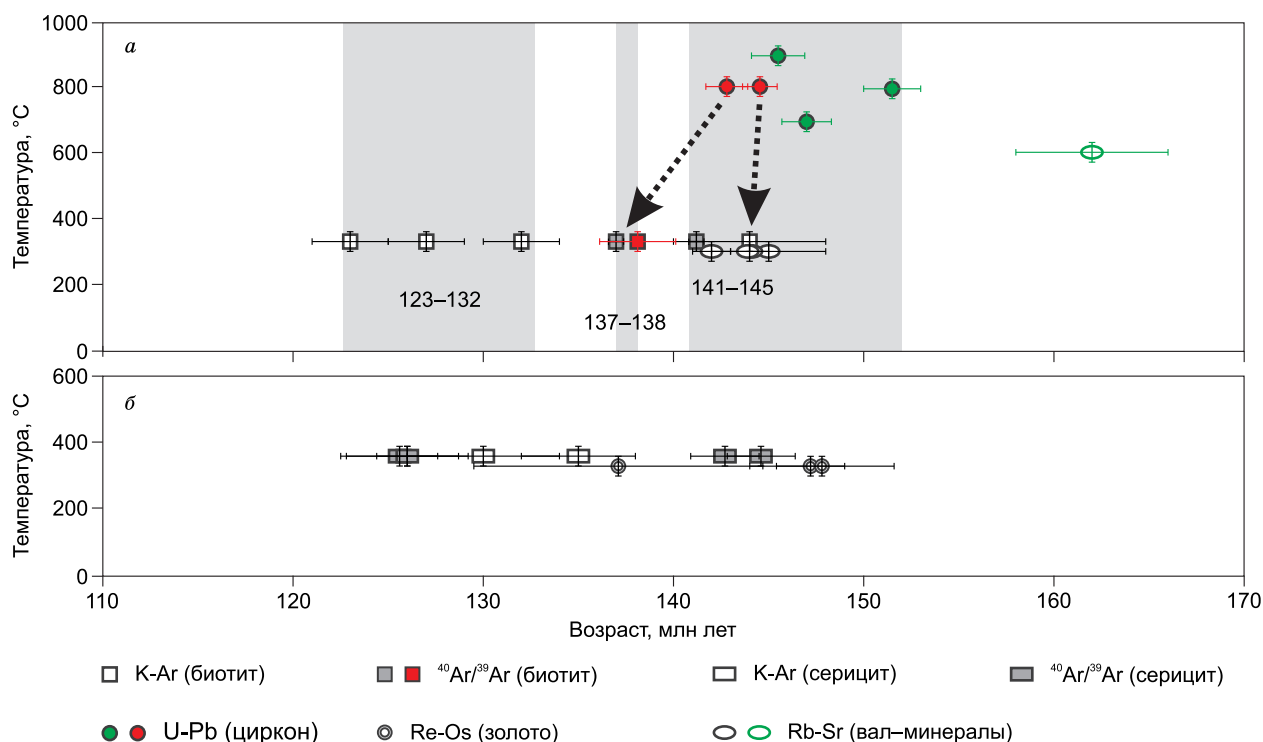


Рис. 13. Термохронограмма для минералов из гранитоидов малых массивов и даек от основного кислого состава комплекса малых интрузий (а) и из метасоматитов и жил золоторудных месторождений и рудопроявлений западной части Яно-Колымского золотоносного пояса (б).

Поля серого цвета для значений возраста из минералов гранитоидов малых массивов и даек разнообразного состава комплекса малых интрузий отражают три этапа тектонотермальных событий (млн лет): 141–151, 137–138, 123–132. Зеленые знаки — данные по дайкам комплекса малых интрузий, по [Зайцев и др., 2017; Zaitsev et al., 2019; Fridovsky et al., 2020], красные — для гранитоидов из комплекса малых интрузий (эта работа); остальные значения — по [Layer et al., 2001; Акимов и др., 2004; Фридовский и др., 2015, 2021; Зайцев и др., 2017; Прокопьев и др., 2018; Фридовский, Зайцев, 2018].

Новые и опубликованные данные изотопного датирования, вынесенные на термохронограмму (с учетом температур закрытия изотопных систем для различных минералов) для гранитоидов (Букесченский, Самырский и Курдатский массивы) и даек разнообразного состава комплекса малых интрузий образуют три кластера (млн лет) — 141–151, 137–138 и 123–132 (рис. 13, а), которые хорошо согласуются с временем тектонотермальных событий, проявленных при гидротермальных процессах на золоторудных месторождениях и рудопроявлениях западной части Яно-Колымского золотоносного пояса (см. рис. 13, а, б). Первые два этапа, вероятно, отражают время формирования золотого оруденения в связи с внедрением и постмагматическим остыванием магматических пород комплекса малых интрузий, т. е. относительно возраста консолидации изученных гранитоидов, а также даек, фиксируемого U-Pb методом по циркону, и закрытия K-Ar и Rb-Sr изотопных систем в биотите из этих пород. Возможность быстрого остывания подтверждается небольшой глубиной формирования гранитоидов Самырского массива, составляющей 5–6 км, полученной на основе расчетных оценок PT -параметров [Зайцев и др., 2017]. Для массивов более глубинного формирования закрытие K-Ar и Rb-Sr изотопных систем в биотите может запаздывать на десятки и более млн лет [Верниковская и др., 2009], в зависимости от времени тектонического подъема к земной поверхности. Re-Os изотопные оценки возраста золота (148 и 137 млн лет) из месторождений западной части ЯКЗП [Фридовский и др., 2021] совпадают с временем формирования даек (151–145 млн лет) и остывания гранитоидов малых интрузий (138–137 млн лет). Тогда как третий этап (132–123 млн лет), вероятно, является отражением наложенных тектонотермальных событий, связанных с процессами в тылу Удско-Мургальского вулканоплутонического пояса [Горячев и др., 2010] (см. рис. 1). Rb-Sr изохронная оценка, составляющая 162 млн лет для субщелочного базальта (шошонита) из дайки Мало-Тарынского месторождения [Zaitsev et al., 2019a], в настоящее время требует дополнительных исследований для ее подтверждения более прецизионными геохронологическими данными.

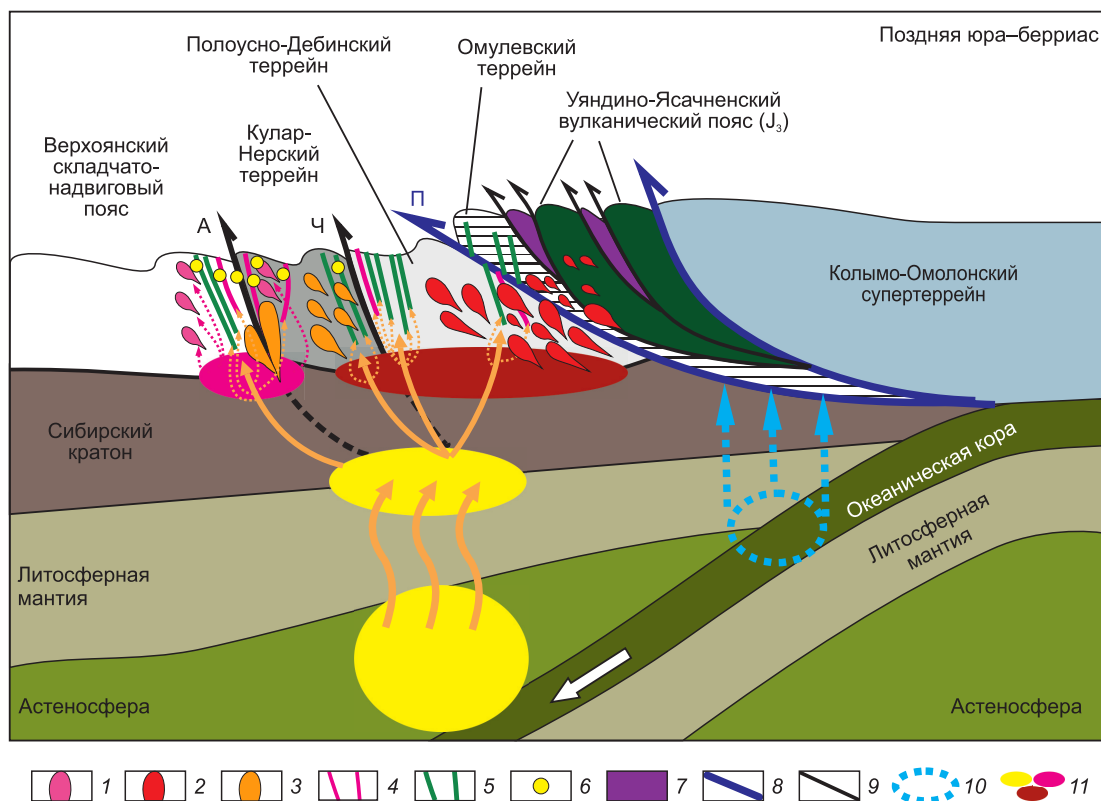


Рис. 14. Тектоническая модель развития северо-восточной окраины Сибири на период формирования позднеюрско-раннемеловых магматических комплексов и золоторудных месторождений и рудопроявлений западной части Яно-Колымского золотоносного пояса, по [Fridovsky et al., 2020] с дополнениями.

1 — гранитоиды комплекса малых интрузий (144.5—143.0 млн лет); 2 — гранитоиды Главного (Колымского) пояса (154—144 млн лет); 3 — интрузии среднего и кислого состава Тас-Кыстабытского пояса (162—142 млн лет); 4, 5 — дайки нера-бохапчинского комплекса (162—145 млн лет); 4 — среднего и кислого состава (151—145 млн лет), 5 — основного состава (162—145 млн лет); 6 — месторождения и рудопроявления Яно-Колымского золотоносного пояса; 7 — офиолитовые террейны; 8 — сутуры; 9 — разломы; 10 — остывший магматический источник; 11 — активные магматические источники. Надвиги: А — Адыча-Тарынский, Ч — Чаркы-Индибирский; П — Полоусненско-Колымская сутура.

Полученные результаты для гранитоидов комплекса малых интрузий хорошо согласуются с тектонической моделью развития активной окраины Сибирского кратона (северо-восток Азии) в мезозое (рис. 14), фиксируя заключительный этап ее эволюции в берриасе, в отличие от раннего, охарактеризованного внедрением позднеюрских даек этого комплекса, ранее рассматриваемых в составе нера-бохапчинского комплекса [Фридовский и др., 2020; Fridovsky et al., 2020].

Таким образом, исследуемые магматические и постмагматические события комплекса малых интрузий и остывания этих тел играли важное значение в формировании золотого оруденения западной части Яно-Колымского золотоносного пояса, отраженных двумя тектонотермальными этапами (от позднеюрского до раннемелового времени): 151—141 млн лет и 138—137 млн лет.

Исследование выполнено при финансовой поддержке по плану НИР ИГАБМ СО РАН.

ЛИТЕРАТУРА

- Акимов Г.Ю. Новые данные о возрасте золото-кварцевого оруденения в Верхне-Индибирском районе Якутии // ДАН, 2004, т. 398, № 1, с. 80—83.
- Акинин В.В., Прокопьев А.В., Торо Х., Миллер Э.Л., Вуден Дж., Горячев Н.А., Альшевский А.В., Бахарев А.Г., Трунилина В.А. U-Pb-SHRIMP-возраст гранитоидов Главного батолитового пояса (северо-восток Азии) // ДАН, 2009, т. 42, № 2, с. 216—221.
- Богомолов Е.С., Гусева В.Ф., Турченко С.И. Мантийное происхождение мафитовой расслоенной интрузии Панских Тундр: изотопные Sm-Nd и Rb-Sr свидетельства // Геохимия, 2002, № 9, с. 946—951.

Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Матушкин Н.Ю., Полянский О.П., Травин А.В. Термохронологические модели эволюции лейкогранитов А-типа неопротерозойского коллизионного орогена Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (5), с. 576—594.

Волков А.В., Егоров В.Н., Прокофьев В.Ю., Сидоров А.А., Горячев Н.А., Бирюков А.В. Месторождения золота в дайках Яно-Колымского пояса // Геология рудных месторождений, 2008, т. 50, № 4, с. 311—337.

Гамянин Г.Н. Минералого-генетические аспекты золотого оруденения Верхояно-Колымских мезозоид. М., ГЕОС, 2001, 221 с.

Гамянин Г.Н., Горячев Н.А., Бахарев А.Г., Колесниченко П.П., Зайцев А.И., Диман Е.Н., Бердников Н.В. Условия зарождения и эволюции золоторудно-магматических систем в мезозоидах северо-востока Азии. Магадан, СВНЦ ДВО РАН, 2003, 196 с.

Гамянин Г.Н., Фридовский В.Ю., Викентьева О.В. благороднометалльная минерализация Адыча-Тарынской металлогенической зоны: геохимия стабильных изотопов, флюидный режим и условия рудообразования // Геология и геофизика, 2018, т. 59 (10), с. 1586—1605.

Ганелин А.В., Лучицкая М.В., Маскаев М.В. U–Th–Pb (SIMS)-возраст и условия формирования вулканитов индигирского разреза Уяндино-Ясачненского вулканического пояса (северо-восток Азии) // ДАН, 2021, т. 496, № 1, с. 11—16.

Гедько М.И. Уяндино-Ясачненская позднюрская островная дуга (Северо-Восток СССР) // Геотектоника, 1988, № 3, с. 88—100.

Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток, Дальнаука, 2006а, кн. 1, 572 с.

Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток, Дальнаука, 2006б, кн. 2, 408 с.

Герцева М.В., Лучицкая М.В., Сысоев И.В., Соколов С.Д. Этапы формирования Главного батолитового пояса Северо-Востока России: U–Th–Pb SIMS и Ar–Ar-геохронологические данные // ДАН, 2021, т. 499, № 1, с. 5—10.

Государственная геологическая карта России м-ба 1:200 000 (второе издание). Верхоянская серия. Лист Q-54-XIX, XX (Верховье Адычи). Объяснительная записка / Ред. Л.А. Мусалитин. Батагай, ГУ ГПП «Янгеология», 2005, 146 с.

Горячев Н.А. Геология мезозойских золото-кварцевых жильных поясов северо-востока Азии. Магадан, СВКНИИ ДВО РАН, 1998, 210 с.

Горячев Н.А., Волков А.В., Сидоров А.А., Гамянин Г.Н., Савва Н.Е., Округин В.М. Au-Ag оруденение вулканогенных поясов северо-востока Азии // Литосфера, 2010, № 3, с. 36—50.

Зайцев А.И., Фридовский В.Ю., Кудрин М.В. Rb-Sr систематика магматических пород западной части Ольчан-Нерской металлогенической зоны (Восточная Якутия) // Отечественная геология, 2016, № 6, с. 43—51.

Зайцев А.И., Фридовский В.Ю., Кудрин М.В. Интенсивные параметры формирования и минералогенический потенциал гранитоидов Курдатского и Самырского массивов, Тас-Кыстабытский магматический пояс Верхояно-Колымской складчатой области // Отечественная геология, 2017, № 5, с. 80—89.

Зайцев А.И., Фридовский В.Ю., Верниковская А.Е., Кудрин М.В., Яковлева К.Ю., Кадильников П.И. Rb-Sr изотопное изучение базитов дайкового комплекса Тарынской рудно-магматической системы (северо-восток России) // Отечественная геология, 2018, № 5, с. 50—61.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1. М., Недра, 1990, 327 с.

Индолев Л.Н. Дайки рудных районов Восточной Якутии. М., Наука, 1979, 189 с.

Прокопьев А.В., Бахарев А.Г., Торо Х., Миллер Э.Л. Тас-Кыстабытский магматический пояс (северо-восток Азии): первые U-Pb (SHRIMP) и Sm-Nd данные // Граниты и эволюция Земли: геодинамическая позиция, петрогенезис и рудоносность гранитоидных батолитов. Улан-Удэ, Изд-во БНЦ СО РАН, 2008, с. 305—308.

Прокопьев А.В., Борисенко А.С., Гамянин Г.Н., Фридовский В.Ю., Кондратьева Л.А., Анисимова Г.С., Трунилина В.А., Васюкова Е.А., Иванов А.И., Травин А.В., Королева О.В., Васильев Д.А., Пономарчук А.В. Возрастные рубежи и геодинамические обстановки формирования месторождений и магматических образований Верхояно-Колымской складчатой области // Геология и геофизика, 2018, т. 59 (10), с. 1542—1563.

Прокопьев А.В., Рязанов К.П., Васильев Д.А., Петров Е.О., Ермаков Н.Н., Юдин С.В. Новые данные о возрасте и составе вулканических пород Уяндино-Ясачненской магматической дуги и гранитоидов главного пояса (северо-восток Азии) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы XI Всероссийской научно-практической конференции, 05—07 апреля 2021 г. Якутск, Издательский дом СВФУ, 2021, с. 105—109.

Протопопов Р.И., Трущелев А.М., Кузнецов Ю.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:1 000 000. Третье поколение. Серия Верхоянско-Колымская. Лист Q-54 — Усть-Нера. Объяснительная записка. СПб, Изд-во ВСЕГЕИ, 2019.

Ставский А.П., Гедько М.И., Данилов В.Г. Уяндино-Ясачненская островная дуга // Геологическое картирование вулканоплутонических поясов. М., Недра, 1994, с. 265—297.

Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Под ред. Л.М. Парфенова, М.И. Кузьмина. М., МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001, 571 с.

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

Трунилина В.А. Геология и рудоносность позднемезозойских магматических образований северо-востока Якутии. Новосибирск, Наука, 1992, 257 с.

Трунилина В.А. Главный батолитовый пояс // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Под ред. Л.М. Парфенова, М.И. Кузьмина. М., МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001, с. 256—259.

Трунилина В.А., Роев С.П., Орлов Ю.С., Оксман В.С. Магматизм различных геодинамических обстановок (зона сочленения Верхоянской окраины Сибирского континента и Колымо-Омолонского микроконтинента). Якутск, ЯНЦ СО РАН, 1999, 168 с.

Трунилина В.А., Орлов Ю.С., Роев С.П. Магматические ассоциации Уяндино-Ясачненского вулканоплутонического пояса и его геодинамическая природа // Отечественная геология, 2004, № 5, с. 53—56.

Фридовский В.Ю. Структуры золоторудных полей и месторождений Яно-Колымского рудного пояса (Восточная Якутия — территория Верхояно-Колымской коллизионной области) // Металлогения рядов коллизионных геодинамических обстановок. Т. 1. М., ГЕОС, 2002, с. 6—241.

Фридовский В.Ю., Зайцев А.И. Новые данные о времени формирования золоторудной минерализации Верхне-Индибирского района (Яно-Колымский пояс): по результатам Ar-Ar и Rb-Sr датирования // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит. Материалы IV Всероссийской конференции с международным участием. Владивосток, 2018, с. 296—299.

Фридовский В.Ю., Гамянин Г.Н., Полуфунтикова Л.И. Структуры, минералогия и флюидный режим формирования руд полигенного Малотарынского золоторудного поля (Северо-Восток России) // Тихоокеанская геология, 2015, т. 34, № 4, с. 39—52.

Фридовский В.Ю., Полуфунтикова Л.И., Горячев Н.А., Кудрин М.В. Рудоконтролирующие надвиги золоторудного месторождения Базовское (Восточная Якутия) // ДАН, 2017, т. 474, № 4, с. 462—464.

Фридовский В.Ю., Кряжев С.Г., Горячев Н.А. Физико-химические условия формирования кварца золоторудного месторождения Базовское (Восточная Якутия, Россия) // Тихоокеанская геология, 2019, т. 38, № 5, с. 14—24.

Фридовский В.Ю., Яковлева К.Ю., Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Родионов Н.В., Лохов К.И. Позднеюрский (151—147 млн лет) дайковый магматизм северо-восточной окраины Сибирского кратона // ДАН, 2020, т. 491, № 1, с. 12—16.

Фридовский В.Ю., Горячев Н.А., Крымский Р.Ш., Кудрин М.В., Беляцкий Б.В., Сергеев С.А. Возраст золотого оруденения Яно-Колымского металлогенического пояса, Северо-Восток России: первые данные Re-Os изотопной геохронологии самородного золота // Тихоокеанская геология, 2021, т. 40, № 4, с. 18—32.

Шкодзинский В.С., Недосекин Ю.Д., Сурнин А.А. Петрология позднемезозойских магматических пород Восточной Якутии. Новосибирск, Наука, 1992, 237 с.

Akinin V.V., Miller E.L., Toro J., Prokopyev A.V., Gottlieb E.S., Pearcey S., Polzunenkov G.O., Trunilina V.A. Episodicity and the dance of late Mesozoic magmatism and deformation along the northern circum-Pacific margin: North-eastern Russia to the Cordillera // Earth Sci. Rev., 2020, v. 208, 103272, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103272>.

Brown G.C., Thorpe R. S., Webb P.C. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources // J. Geol. Soc., 1984, v. 141 (3), p. 413—426, <https://doi.org/10.1144/gsjgs.141.3.0413>.

Fridovsky V.Yu. Structural control of orogenic gold deposits of the Verkhoyansk-Kolyma folded region, northeast Russia // Ore Geol. Rev., 2018, v. 103, p. 38—55, <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.01.006>.

Fridovsky V.Yu., Kudrin M.V., Polufuntikova L.I. Multi-stage deformation of the Khangalas ore cluster (Verkhoyansk-Kolyma folded region, northeast Russia): ore-controlling reverse thrust faults and post-mineral strike-slip faults // Minerals, 2018, v. 8 (7), 270, <https://doi.org/10.3390/min8070270>.

Fridovsky V.Yu., Yakovleva K.Yu., Vernikovskaya A.E., Vernikovskiy V.A., Matushkin N.Yu., Kadilnikov P.I., Rodionov N.V. Geodynamic emplacement setting of Late Jurassic dikes of the Yana-Kolyma gold belt, NE folded framing of the Siberian Craton: geochemical, petrologic, and U-Pb zircon data // *Minerals*, 2020, v. 10 (11), 1000, <https://doi.org/10.3390/min10111000>.

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

Goldfarb R.J., Groves D.I. Orogenic gold: common or evolving fluid and metal sources through time // *Lithos*, 2015, v. 233, p. 2—26, <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.07.011>.

Goldfarb R.J., Taylor R., Collins G., Goryachev N.A., Orlandini O.F. Phanerozoic continental growth and gold metallogeny of Asia // *Gondwana Res.*, 2014, v. 25 (1), p. 49—102, <https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.03.002>.

Goryachev N.A., Pirajno F. Gold deposits and gold metallogeny of Far East Russia // *Ore Geol. Rev.*, 2014, v. 59, p. 123—151, <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.11.010>.

Layer P.W., Newberry R., Fujita K., Parfenov L., Trunilina V., Bakharev A. Tectonic setting of the plutonic belts of Yakutia, Northeast Russia, based on $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and trace element geochemistry // *Geology*, 2001, v. 29 (2), p. 167—170, [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2001\)029<0167:TSOTPB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029<0167:TSOTPB>2.0.CO;2).

Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // *Geol. Soc. Am. Bull.*, 1989, v. 101 (5), p. 635—643, [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1989\)101<0635:TDOG>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1989)101<0635:TDOG>2.3.CO;2).

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

Middlemost E.A.K. Naming materials in the magma/igneous rock system // *Earth Sci. Rev.*, 1994, v. 37 (3—4), p. 215—224, [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90029-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9).

Parfenov L.M. Tectonics of the Verkhoyansk-Kolyma Mesozoides in the context of plate tectonics // *Tectonophysics*, 1991, v. 199 (2—4), p. 319—342, [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(91\)90177-T](https://doi.org/10.1016/0040-1951(91)90177-T).

Smirnova E.V., Flem B., Anchutina E.A., Mysovskaya I.N., Lozhkin V.I., Petrov L.L. Determination of REE, Y, Nb, Zr, Hf, Ta, Th and U in geological reference materials LSHC-1 and Amf-1 by solution and laser ablation ICP-MS // *Geostand. Geoanal. Res.*, 2010, v. 34 (1), p. 49—65, <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2009.00009.x>.

Tischendorf G., Gottesmann B., Forster H.J., Trumbull R.B. On Li-bearing micas: estimating Li from electron microprobe analysis and an improved diagram for graphical representation // *Mineral. Mag.*, 1997, v. 61 (409), p. 809—834, <https://doi.org/10.1180/minmag.1997.061.409.05>.

Toro J., Miller E.L., Prokopiev A.V., Zhang X., Veselovskiy R. Mesozoic orogens of the Arctic from Novaya Zemlya to Alaska // *J. Geol. Soc.*, 2016, v. 173 (6), p. 989—1006, <https://doi.org/10.1144/jgs2016-083>.

Vikent'eva O.V., Prokofiev V.Y., Gamyarin G.N., Bortnikov N.S., Goryachev N.A. Intrusion-related gold-bismuth deposits of North-East Russia: *PTX* parameters and sources of hydrothermal fluids // *Ore Geol. Rev.*, 2018, v. 102, p. 240—259, <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.09.004>.

Whitney D.L., Evans B.P. Abbreviations for names of rock-forming minerals // *Am. Mineral.*, 2010, v. 95 (1), p. 185—187, <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>.

Williams I.S., Hergt J.M. U-Pb dating of Tasmanian dolerites; a cautionary tale of SHRIMP analysis of high-U zircon, in: Woodhead, J.D., Hergt, J.M., Noble, W.P. (Eds.), *Beyond 2000, New Frontiers in Isotope Geoscience (Incorporating ACOG 4): Abstracts and Proceedings*; 30 January—4 February 2000, Lorne, Australia. University of Melbourne, Melbourne, 2000, p. 185—188.

Zaitcev A., Fridovsky V., Yakovleva K., Kudrin M., Vernikovskaya A. Composition and age of the basitic dikes of the Nastenka site of the Malo-Tarynskoe orogenic gold deposit (Verkhoyansk-Kolyma folded region, Northeast Russia) // 19th International multidisciplinary scientific geoconference SGEM 2019. Sofia, SGEM 2019a, v. 19, p. 99—108, <https://doi.org/10.5593/sgem2019/1.1/S01.013>.

Zaitcev A.I., Fridovsky V.Y., Kudrin M.V. Granitoids of the Ergelyakh intrusion-related gold-bismuth (Kular-Nera slate belt, Northeast Russia): petrology, physicochemical parameters of formation, and ore potential // *Minerals*, 2019b, v. 9 (5), p. 297, <https://doi.org/10.3390/min9050297>.

Zindler A., Hart S. Chemical geodynamics // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 1986, v. 14, p. 493—571, <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.14.050186.002425>.

*Поступила в редакцию 14 ноября 2021 г.,
принята в печать 24 декабря 2021 г.*