

УДК 552.11+551.25+552.3

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, ИСТОЧНИКИ И ВОЗРАСТ КОМБИНИРОВАННЫХ ДАЕК СЗ ОКРАИНЫ ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОГО МАССИВА (Западный Сангилен, ЮВ Тува)

В.А. Яковлев^{1,2}, И.В. Кармышева^{1,2}, В.Г. Владимиров^{1,2}, Д.В. Семенова¹

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

²Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 1, Россия

Для изучения особенностей магматизма коллизионных зон наиболее информативным является позднеколлизионный тектономагматический этап, с которым связан наибольший объем и разнообразие образующихся магматических ассоциаций. В данной работе гранитоидный и базитовый позднеколлизионный магматизм рассматривается на примере раннекаледонских магматических комплексов Западного Сангилена (Тувинно-Монгольский массив). Приводятся результаты геохронологических, петрографических, петрогеохимических и минералогических исследований пород комбинированной дайки Сайзырал и салических даек. На рубеже ~485 млн лет, наряду с формированием массивов высококальциевых гранитоидов, происходит внедрение и становление комплекса гранитоидных и минглинг-даек. Минглинг-дайка Сайзырал сформировалась при совместном внедрении и смешении основных и кислых магм в зону пониженного давления в пределах Эрзинской тектонической зоны на среднекоровом уровне глубинности. Взаимодействие контрастных магм протекало в два этапа. На первом этапе в процессе транспорта контрастной смеси происходило интенсивное механическое смешение и привнос в базиты LIL, HFS элементов, Th и U из гранитоидов, что привело к изменению геохимических характеристик базитов. На втором этапе совместная кристаллизация магм сопровождалась гравитационным осаждением более плотных основных магм и образованием на контакте контрастных пород узких зон переходного состава.

Дайки, минглинг, миксинг, Nb-обогащенные магмы, коллизионный магматизм, U-Pb датирование, тектонические обстановки, Тувинно-Монгольский массив, АССО

GEOLOGICAL POSITION, SOURCES, AND AGE OF MINGLING DIKES OF THE NORTHWESTERN MARGIN OF THE TUVA-MONGOLIAN MASSIF IN WESTERN SANGILEN, SOUTHEASTERN TUVA

V.A. Yakovlev, I.V. Karmysheva, V.G. Vladimirov, D.V. Semenova

The best source of information about the specific features of magmatism in collision zones is the late collisional tectono-magmatic stage, which is associated with the largest volume and diversity of the resulting magmatic associations. In this paper, granitoid and mafic late collisional magmatism is considered using the example of Early Caledonian igneous complexes of Western Sangilen (Tuva-Mongolian massif). Results of geochronological, petrographic, petrogeochemical, and mineralogical studies of the rocks of the Saizyral mingling dike and salic dikes are presented. Approximately ~485 Ma, high-potassium granitoid massifs formed simultaneously with the intrusion and occurrence of a complex of granitoid and mingling dikes. The Saizyral mingling dike resulted from the joint intrusion and mixing of basic and silicic magmas in a low-pressure region within the Erzin shear zone at a middle crust depth level. Interaction of contrasting magmas is comprised of two stages. The first stage occurs during the transport of a contrast mixture and comes down to intensive mechanical mixing and the introduction of LIL and HFS elements, as well as Th and U from granitoids into the mafic rocks. This changes the geochemical characteristics of the mafic rocks. The second stage is when the joint crystallization of magmas is accompanied by gravitational sedimentation of denser mafic magmas and the formation of narrow zones of intermediate composition at the contact of contrasting rocks.

Dikes, mingling, mixing, Nb-rich magmas, collision magmatism, U-Pb dating, tectonic settings, Tuva-Mongolian massif, CAO

ВВЕДЕНИЕ

Син- и позднеколлизионный магматизм играет важную роль в понимании процессов переработки и роста континентальной коры, а происхождение коллизионных магматических ассоциаций является одной из ключевых проблем магматической петрологии [Frost et al., 2001; Розен, Федоровский, 2001; Chappell, White, 2001; Sawyer et al., 2011; Clemens, Stevens, 2012; и др.]. Позднеколлизионный магма-

тизм является наиболее масштабным и связывается с коллапсом горно-складчатых сооружений, обусловленным прогрессивным возрастанием термической и гравитационной нестабильностью континентальной литосферы в процессе орогенеза [England, Houseman, 1989]. Многими исследователями подчеркивается ассоциативная связь позднеколлизийного гранитоидного магматизма с базитовыми магмами мантийного происхождения (мантийно-коровое взаимодействие) [Vladimirov et al., 2017; Khromykh et al., 2018; и др.]. Среди прямых свидетельств взаимодействия магм корового и мантийного происхождения наиболее часто описываемыми в литературе являются магматические микрогранулярные включения (ММЕ) в гранитоидных массивах [Clemens, Bezuidenhout, 2014; Chen et al., 2016] и комбинированные (минглинг) дайки [Wiebe, 1973; Ubide et al., 2014]. Одним из наиболее обсуждаемых вопросов является оценка влияния процессов смешения (магматического миксинга) на конечные составы пород габбро-гранитных ассоциаций. В данной статье на примере раннепалеозойских магматических ассоциаций северо-западной окраины Тувино-Монгольского микроконтинента (ТММ) (Западный Сангилен, ЮВ Тува) рассматриваются вопросы происхождения гранитоидных и базитовых магм на позднеколлизийном этапе и их смешения в дайковых условиях.

Геологические структуры, расположенные на территории Западного Сангилена, являются фрагментом глубоко эродированного коллизийного орогена типа микроконтинент—островная дуга (ТММ—Таннуольская дуга), где на дневной поверхности обнажаются геологические комплексы средней и нижней коры [Владимиров и др., 2005, 2017; Karmysheva et al., 2021]. В пределах данного региона гранитоиды составляют до 60 % всех магматических образований. При этом 2/3 объема кислых пород приходится на высококальциевые гранитоиды позднеколлизийного ухадагского комплекса, для которых установлена ассоциация с габброидами — производными мантийных расплавов. Цель статьи — охарактеризовать процесс формирования кислых и комбинированных базит-гранитных даек позднеколлизийного этапа развития геологических структур Западного Сангилена.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СИТУАЦИЯ

Регион исследований расположен на северо-западной окраине ТММ в пределах коллизийных структур Западно-Сангиленского фрагмента Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЮВ Тува) (рис. 1, а). Формирование геологических структур данной территории связывается с коллизийными событиями кембрийско-ордовикского времени, протекавшими при сочленении Таннуольской (Хамсара-Агардагской) островной дуги и ТММ [Кузьмичев, 2004; Владимиров и др., 2005; Добрецов, Буслов, 2007].

Ключевое положение в структуре района исследований занимает Эрзинская тектоническая зона (см. рис. 1, б). Она является проникающей структурой и концентратором дислокаций регионального масштаба. В ее строении преобладают породы, относимые к одноименному метаморфическому комплексу (интенсивно мигматизированные кордиерит-гранат-биотитовые гнейсы, гнейсограниты, синкинематические автохтонные и параавтохтонные граниты) [Владимиров и др., 2005, 2017; Karmysheva et al., 2021].

Последовательность геодинамических и тектономагматических событий рассматриваемого региона достаточно хорошо изучена (см. сводную геохронологическую таблицу в [Владимиров и др., 2017]). Считается, что в раннем палеозое океаническая литосфера на конвергентных границах ТММ была вовлечена в субдукционно-аккреционный процесс, который завершился аккрецией Таннуольской островной дуги и ТММ на рубеже ~ 535 млн лет [Кузьмичев, 2004]. В дальнейшем на Западном Сангиле произошло последовательное развитие коллизийных событий от раннеколлизийных к коллизийным (535—495 млн лет) и позднеколлизийным (495—465 млн лет), сопровождавшихся утолщением коры, заложением проникающих тектонических зон и развалом орогена (495 млн лет) [Владимиров и др., 2005, 2017].

Метаморфизм в пределах Эрзинской зоны достигал гранулитовой фации. В окружающих тектоническую зону менее деформированных метаморфических породах уровень метаморфизма неоднороден, однако он закономерно снижается в северо-западном и северо-восточном направлениях от амфиболитовой до зеленосланцевой фации [Владимиров и др., 2005; Karmysheva et al., 2021].

Для коллизийной стадии зафиксировано образование лейкократовых тоналитов орто-адырского комплекса (536 ± 6 млн лет) [Козаков и др., 1999], Матутского гранитогнейсового массива (~ 520 млн лет) [Семенова и др., 2018], автохтонных и параавтохтонных S-гранитов эрзинского комплекса (~ 515 млн лет) [Karmysheva et al., 2021]. Проявления базитового магматизма (периодит-габбровый Правотарлашкинский массив, ~ 525 млн лет) связываются с плавлением метасоматически преобразованной литосферной мантии [Шелепаев и др., 2018].

Базитовый магматизм позднеколлизийного этапа (495—465 млн лет) характеризуется становлением габбро-монцодиоритового Баянкольского (~ 490 млн лет) [Шелепаев и др., 2018], Эрзинского (~ 490 млн лет) [Козаков и др., 1999], Башкымугурского (~ 465 млн лет) [Шелепаев и др., 2018] массивов и минглинг-даек (495—485 млн лет) [Владимиров и др., 2017; Цыганков и др., 2019; Кармышева и др., 2022]. Генерация основных расплавов происходила при плавлении литосферной мантии, ранее испытывав-

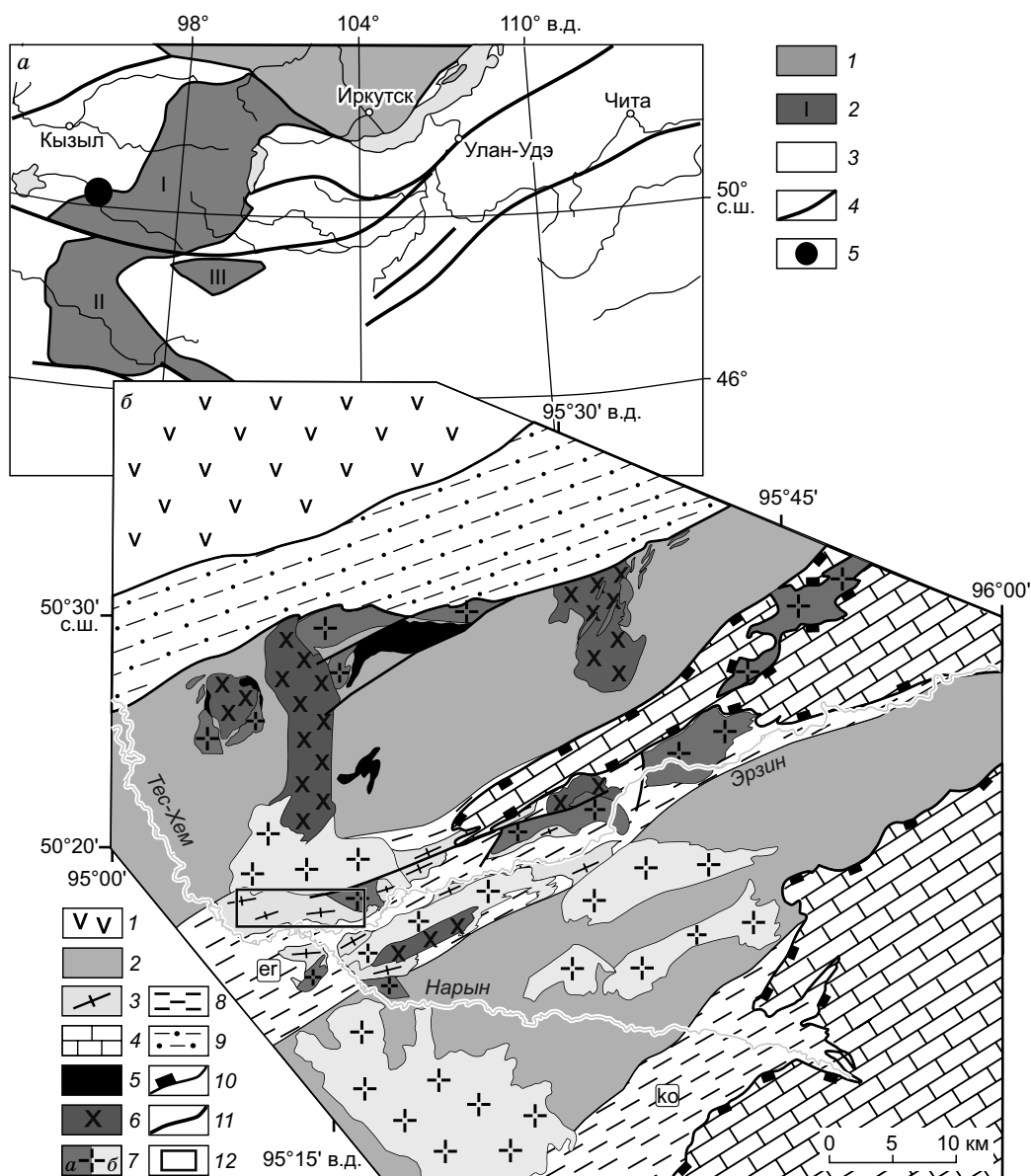


Рис. 1. Геологическое строение Западно-Сангиленского фрагмента коллизионного орогена в крайней части Тувино-Монгольского микроконтинента.

a — положение Западного Сангилена в структурах южного обрамления Сибирской платформы [Кузьмичев, 2004].

1 — Сибирский кратон, *2* — докембрийские террейны (*I* — Тувино-Монгольский массив, *II* — Дзабханский массив, *III* — Тарбагатайский массив), *3* — палеозонды ЦАСП, *4* — разломы, *5* — положение Западного Сангилена.

б — геологическая схема строения Западного Сангилена, по [Владимиров и др., 2005]. *1* — образования Таннуольской островной дуги; *2* — нерасчлененные метаморфические комплексы; *3* — эрзинский метаморфический комплекс; *4* — карбонатно-терригенный чехол; магматические породы (*5–7*): *5* — перидотиты, *6* — габброиды и монцодиориты, *7* — гранитоиды (*a* — высококальциевые гранитоиды ухадагского комплекса [Кармышева и др., 2022], *б* — прочие массивы); *8* — тектонические зоны: *er* — Эрзинская, *ko* — Кокмолгаргинская; *9* — Агардагская сутура; *10* — границы тектонических покровов; *11* — разломы; *12* — положение района исследований.

шей метасоматические преобразования на субдукционной стадии [Шелепаев и др., 2018]. Изменение коллизионных транспрессионных обстановок на транстензионные позднеколлизионной стадии [Владимиров и др., 2005, 2017] в сочетании с дополнительным привнесом тепла от базитовых магматических источников привели к плавлению гетерогенного корового субстрата и массовому образованию гранитов *A*-типа (ухадагский комплекс, ~ 485 млн лет) [Кармышева и др., 2022].

Завершающим раннепалеозойским магматическим событием в регионе является внедрение даек щелочных базальтов агардагского комплекса (~ 445 млн лет), маркирующих внутриплитные обстановки [Изох и др., 2001; Гибшер и др., 2012].

Геологическая характеристика даек и вмещающих пород. Все изученные дайки расположены в пределах Эрзинской тектонической зоны (см. рис. 1, б) и прорывают образования одноименного метаморфического комплекса (мigmatиты, гнейсы, гнейсограниты). В настоящей работе рассматриваются гранитоидные и минглинг-дайки. Основное внимание уделено наиболее информативной среди них — комбинированной габбро-гранитной дайке Сайзырал. Она расположена на правом берегу низовья р. Эрзин ($50^{\circ}17'12.0''$ N, $95^{\circ}16'42.4''$ E) в южной экзоконтактовой зоне Матутского гранитного массива (см. рис. 1, б).

Мощность дайки составляет 3 м, ее вмещающими породами являются синкинематические мигматиты и гнейсограниты эрзинского комплекса (рис. 2, а, д). Контакты дайки с вмещающими породами прослеживаются в кровельной и базальной частях — они четкие, без зон закалки, но криволинейные. Верхняя стенка дайки падает полого, согласно ориентировке полосчатости во вмещающих породах (азимут падения 330° , угол падения 30°). В нижней части магматическая полосчатость вмещающих пород сечется породами дайки (см. рис. 2, д).

Дайку Сайзырал по составу слагающих ее пород можно условно разделить на три части, при этом снизу вверх фиксируется уменьшение доли мафических пород (см. рис. 2, а). Нижняя часть дайки (зона I на рис. 2, а) сложена диоритами и габбро, пронизанных жилами гранитоидного состава (см. рис. 2, а, б). Контакты между средними и основными породами отчетливо прослеживаются по смене габбровых структур гломеропорфировыми в диоритах, образованными за счет скоплений темноцветных минералов. Мощность гранитоидных жил варьирует от 1 до 20 см, их контакты с мафическими породами фестончатые. В наиболее крупных жилах фиксируются округлые фрагменты диоритов.

Средняя часть комбинированной дайки (зона II на рис. 2, а) сложена гранитоидами с включениями диоритов и гломероскоплениями темноцветных минералов. Здесь типичны синмагматические структуры отрыва фрагментов диоритов от основной массы габброидов нижней части дайки (см. рис. 2, б, в), а также цепочки фрагментов диоритов, размер которых уменьшается по мере удаления от нижней части дайки (см. рис. 2, в). Контакты гранитоидов и диоритов в средней части дайки всегда нелинейные — часто фестончатые и пламеневидные. В единичных случаях наблюдаются узкие до 3 см переходные зоны, сложенные породами с промежуточным цветовым индексом (см. рис. 2, з). Верхняя часть дайки (зона III на рис. 2, а) сложена гранитоидами с единичными мелкими включениями диоритов и широко распространенными гломероскоплениями темноцветных минералов.

Минглинг-структуры однозначно указывают на сосуществование и взаимодействие базитовой и гранитной магм. Смешение протекало по механизму механического диспергирования и включало две стадии: (1) интенсивное механическое перемешивание в процессе перемещения контрастной смеси, (2) последующее гравитационное осаждение более плотных фрагментов базитов в нижнюю часть дайки [Vladimirov et al., 2019].

Гнейсограниты эрзинского комплекса формируют выдержанные по составу плитообразные пологозалегающие тела в мигматитах. Как и в автохтонных гранитах, здесь фиксируются ксенокристы граната и кордиерита, захваченные гранитоидной магмой из мигматитов. При этом составы тугоплавких минералов в мигматитах, автохтонных гранитах и гнейсогранитах идентичны [Karmysheva et al., 2021]. Учитывая петрографические и петрогеохимические особенности метаморфических и магматических пород эрзинского комплекса, вмещающие гнейсограниты охарактеризованы как выплавки из мигматитов (параавтохтонные S-граниты). Гнейсограниты являются высокоглиноземистыми, нормальнощелочными, низко- и умеренно калиевыми. Возраст магматических цирконов из параавтохтонных гранитов составляет 517 ± 7 млн лет (LA-ICP-MS) [Karmysheva et al., 2021]. Согласно результатам анализа детритовых цирконов и геохимических особенностей метаморфических пород эрзинского комплекса [Козаков и др., 2005], протолитом для мигматитов являлись продукты размыва вулканических пород андезит-дацитового состава, накапливавшихся в условиях задугового бассейна в период 900—760 млн лет.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Изучение состава пород и минералов выполнены в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск). Содержание петрогенных элементов определено на рентгенофлуоресцентном спектрометре ARL-9900XP, определение редкоземельных и высокозарядных элементов выполнено методом ICP-MS на аппарате высокого разрешения ELEMENT. Исследование состава минералов проводилось методом сканирующей электронной микроскопии на электронно-зондовых микроанализаторах JXA-8100 и JXA-8230 (Jeol Ltd).

U-Pb изотопные исследования зерен циркона выполнены методом LA-ICP-MS в Центре многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН. Анализ проводился на масс-спектрометре высокого разрешения с индуктивно связанной плазмой Element XR (Thermo Fisher Scientific), соединенном с системой лазерной абляции UP-213 на основе ультрафиолетового Nd:YAG лазера с длиной волны 213 нм.

Параметры измерения масс-спектрометра оптимизированы для получения максимальной интенсивности сигнала ^{208}Pb при минимальном значении $^{248}\text{ThO}^+/^{232}\text{Th}^+$ (менее 2 %) с использованием стандарта NIST SRM612. Все измерения выполняли по массам ^{202}Hg , $^{204}(\text{Pb} + \text{Hg})$, ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th , ^{235}U , ^{238}U . Съемка проводилась в режиме E-scan. Детектирование сигналов выполняли в режиме счета для

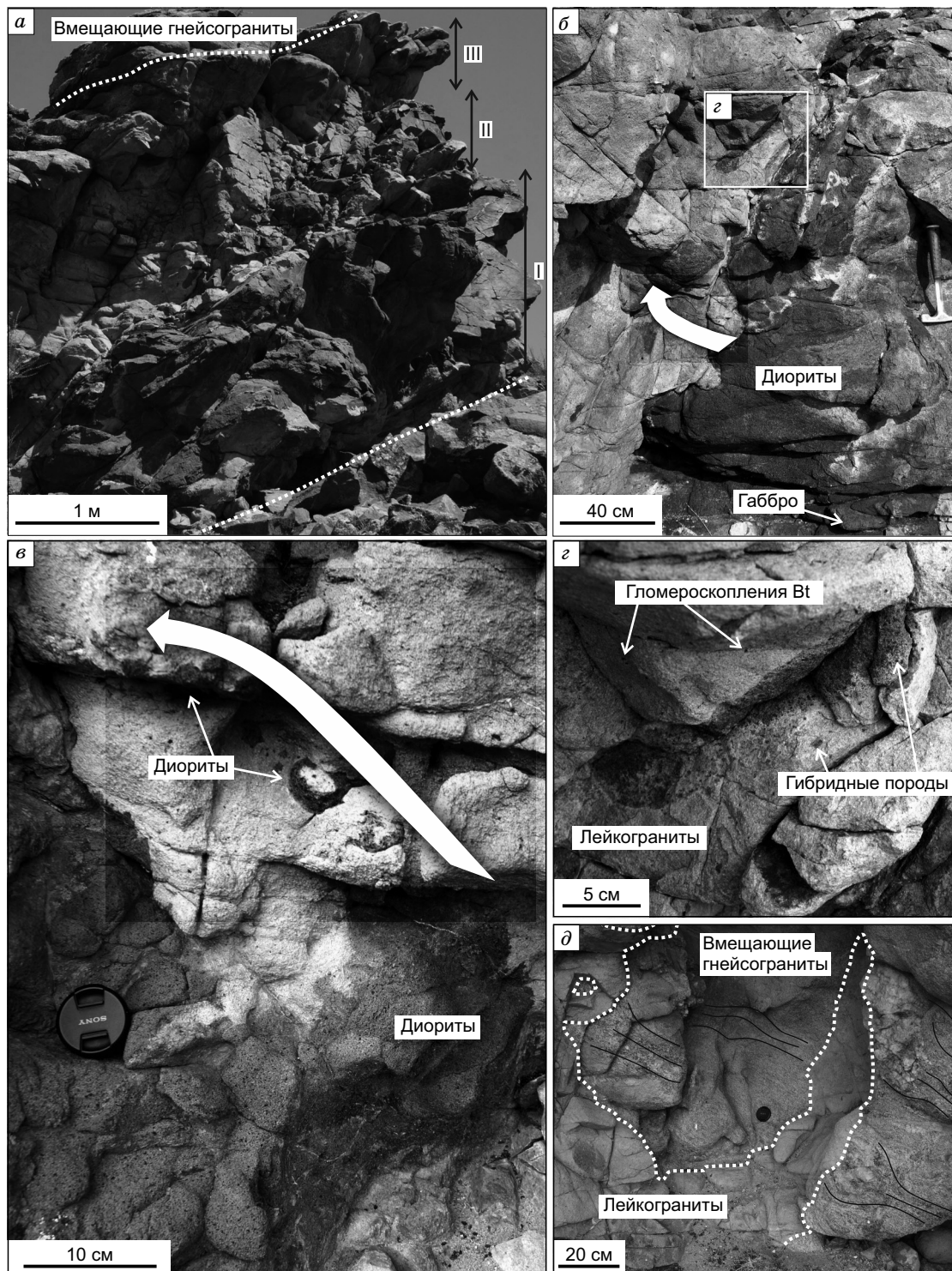


Рис. 2. Внутреннее строение минглинг-дайки Сайзырал.

a — общий вид дайки, вертикальная стенка (I — нижняя часть дайки, II — средняя, III — верхняя); *б, в* — структуры отрыва в средней части дайки; *г* — гибридные породы и гломероскопления биотита в гранитах средней части дайки; *д* — секущий контакт гранитов дайки с вмещающими породами. Пунктирной линией обозначены границы минглинг-дайки (*a*), контакты лейкогранитов и вмещающих гнейсогранитов (*д*). Стрелками (*б, в*) показано направление отрыва фрагментов базитов.

всех изотопов, кроме ^{238}U . Диаметр лазерного луча 25 мкм, частота повторения импульсов 6 Гц, плотность энергии лазерного излучения 3.5 Дж/см².

Данные масс-спектрометрических измерений обрабатывали с помощью программы «Glitter». U-Pb изотопные отношения нормализовали на соответствующие значения изотопных отношений стандартных цирконов TEMORA-2 [Black et al., 2004], Plesovice [Slama et al., 2008]. Погрешности единичных анализов приведены на уровне 1σ, погрешности вычисленных конкордантных возрастов и пересечений с конкордией — на уровне 2σ. Диаграмма с конкордией построена с использованием программы Isoplot [Ludwig, 2003].

РЕЗУЛЬТАТЫ

В основу петрографических, минералогических, геохимических и изотопно-геохронологических исследований лег анализ шести разновидностей пород опорного участка Сайзырал: комбинированная дайка (габбро, диорит, породы промежуточного состава с контакта диоритов и лейкогранитов, лейкограниты), вмещающие породы (гнейсограниты эрзинского комплекса), дайки лейкоплагиигранитов, секущих метаморфические породы эрзинского комплекса.

Петрография. Вмещающие породы представлены мелкозернистыми биотитовыми гнейсогранитами: Qz 30—35 %, Pl 40—45 %, Kfs 15—20 %, Bt 5 % (рис. 3, ж)¹. Породы несут признаки высокотемпературных деформаций, однако на контакте с дайкой они отсутствуют.

Диориты в нижней и средней частях комбинированной дайки идентичны между собой по петрографическому составу и варьируют от биотит-роговообманковых диоритов до кварцевых диоритов: Pl 60—65 %, Amp 20—25 %, Bt 10—20 %, Qz 0—15 % (см. рис. 3, б). Акцессорные минералы представлены широко распространенными титанитом и игольчатым апатитом. Породы среднезернистые с гломеропорфировой текстурой: широко распространены гломероскопления амфибола, иногда с каймами биотита. Часто встречаются крупные вкрапленники кварца с извилистыми контурами. Краевые части крупных кристаллов кварца с пойкилитовой структурой, хадакристаллы представлены биотитом и роговой обманкой. Вкрапленники всегда с оторочками роговой обманки и/или биотита (см. рис. 3, б). Признаки деформационных структур в диоритах отсутствуют.

На контакте диоритов и гранитов при отсутствии зон переходного состава в диоритах всегда концентрируются лейсты биотита, а в гранитоидах уменьшается количество полевых шпатов и биотита. Форма контактов пород имеет неправильную форму с взаимным проникновением. Часто мелкие фрагменты диоритов и гранитов оказываются изолированными от более крупных.

Породы из переходных зон сильно варьируют по петрографическому составу. На контакте диоритов и гранитоидов встречаются породы, близкие по петрографическому составу к диоритам, но с меньшим количеством полевых шпатов (до 30 %) и большим количеством кварца (до 30 %). Гибридизированные породы неравномерно-зернистые, гломеропорфировые, для кварцевых агрегатов характерно формирование субзерен (см. рис. 3, д). Встречаются образцы гибридных пород, представляющих собой ассоциацию мелкозернистого кварца, сильно резорбированного плагиоклаза и биотита (последний часто в гломероскоплениях). Контакты пород переходных зон с диоритами и гранитоидами, как правило, сложные, с взаимопроникновением (см. рис. 3, з).

Фрагменты базитов без гломероскоплений в нижней части дайки по петрографическому составу (мас. %) отвечают роговообманковым габбро: Pl 50—55, Amp 40—45, Bt 5—10, акцессорный минерал — магнетит. Габбро среднекристаллическое с габбро-офитовой текстурой и свидетельствами внутрикристаллических деформаций — в плагиоклазах наблюдаются деформационные двойники, в амфиболах присутствуют полосы излома. Часто встречаются структуры замещения амфибола биотитом (см. рис. 3, а).

Кислые породы в верхней и средней частях дайки представлены недеформированными крупнокристаллическими двуслюдяными двуполевошпатовыми лейкогранитами (мас. %): Pl 30—35, Kfs 20—25, Qz 40—45, Bt 5—10, Ms 3—5 (см. рис. 3, в). Породы с гранитной структурой, акцессорные минералы представлены титанитом и магнетитом. Для пород характерны гломероскопления идиоморфных кристаллов биотита. Чаще всего такие обособления концентрируются по периферии крупных резорбированных зерен кварца (см. рис. 3, д). Вокруг гломероскоплений резко снижается количество полевых шпатов, отсутствует мусковит, уменьшается размер зерен кварца.

Салические породы в подошвенной зоне комбинированной дайки выполняют редкие жилы в диоритах. Крупные жилы сложены лейкогранитами, идентичными породам в верхней и средней частях дайки. В прожилках с меньшей мощностью (до 1 см) породы характеризуются наличием гнезд рекристаллизованного кварца, резорбированностью краевых частей лейст биотита, уменьшением количества

¹ Здесь и далее сокращения минералов приведены по [Warr, 2021].

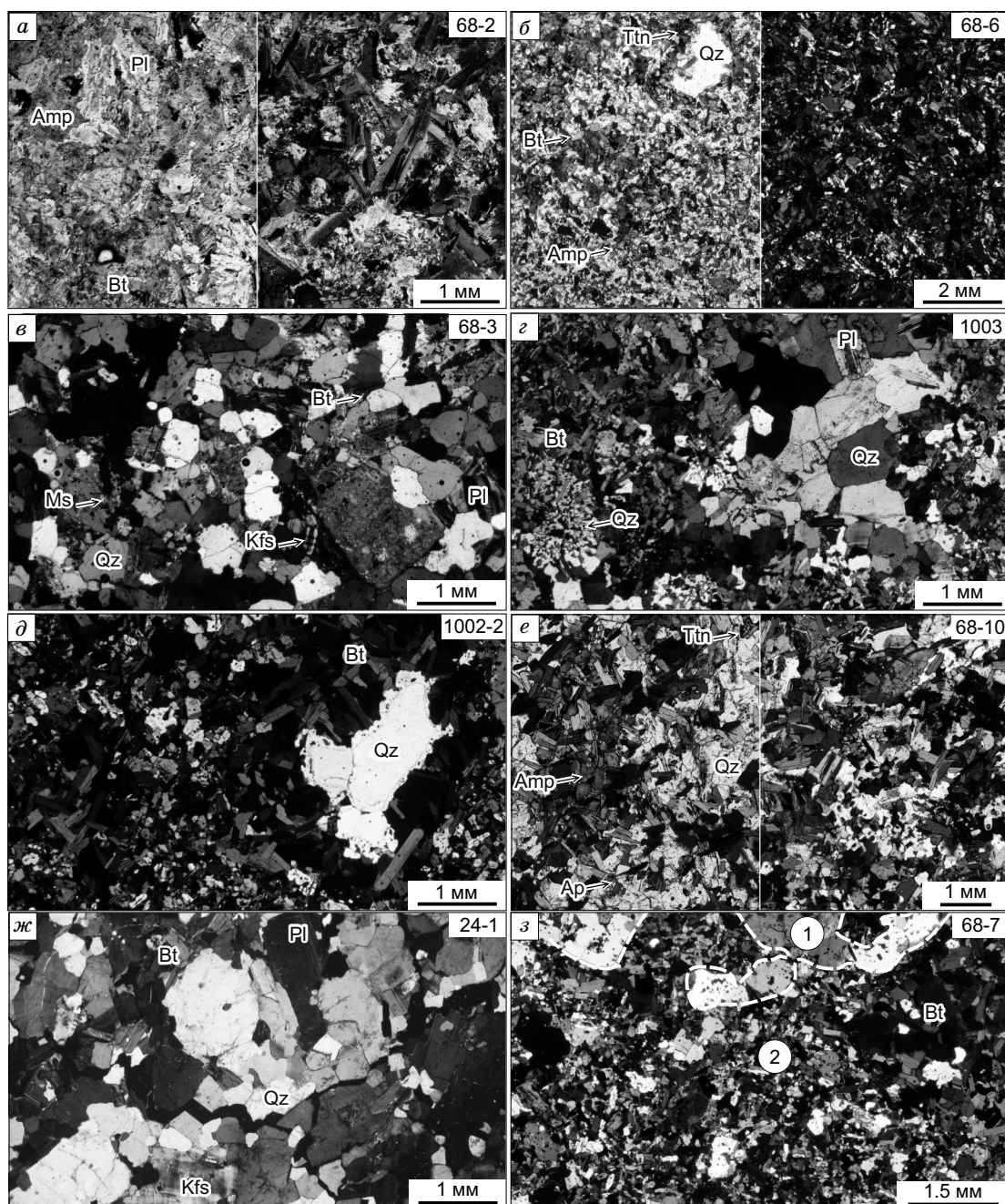


Рис. 3. Представительные микрофотографии изученных пород.

a — габбро; *б* — диорит; *в* — двуполевошпатовый гранит; *г* — рекристаллизованный гранит; *д* — гломероскопления биотита в двуполевошпатовом граните; *е* — гибридная порода из промежуточной зоны; *ж* — вмещающие гнейсограниты эрзинского метаморфического комплекса; *з* — контакт гранита (1) и гибридной породы (2), где штриховой линией показан контакт между ними.

плагиоклаза, исчезновением калиевого полевого шпата и мусковита, общим уменьшением размера кристаллов (см. рис. 3, *г*).

Гранитоиды из даек, секущих метаморфические породы эрзинского комплекса, представлены крупнокристаллическими двуслюдянными двуполевошпатовыми лейкогранитами (мас. %): Pl 30—35, Kfs 20—25, Qz 40—45, Bt 5—10, Ms 5—10. Аксессуары — магнетит и титанит. Породы с гранитной структурой, вторичные изменения и деформационные структуры не наблюдаются.

Геохронология. Ранее авторами был получен возраст лейкогранитных даек, секущих породы эрзинского комплекса, 486 ± 2 млн лет [Karmysheva et al., 2021]. В настоящей работе был оценен возраст

Таблица 1. Изотопные U-Pb соотношения в цирконе и результаты определения возраста из лейкогранитов комбинированной дайки Сайзырал (обр. 68-3)

№ точки	Изотопные соотношения				Rho	Возраст, млн лет					²⁰⁶ Pb		Th/U
	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	D, %	307	3897	
1	0.6187	0.0094	0.07865	0.0007	0.59	489	6	488	4	0.18	203	2653	0.36
2	0.6196	0.01496	0.07682	0.00075	0.40	489	9	477	4	2.62	59	752	1.03
3	0.61896	0.01732	0.07913	0.0008	0.36	489	11	491	5	-0.35	91	1157	1.41
4	0.61789	0.01274	0.07901	0.00074	0.45	489	8	490	4	-0.35	307	3897	0.34
7	0.62111	0.01019	0.0769	0.0007	0.55	491	6	478	4	2.70	575	8111	0.38
8	0.62056	0.01047	0.07803	0.00071	0.54	490	7	484	4	1.20	503	6625	0.42
9	0.62588	0.01692	0.07825	0.00078	0.37	494	11	486	5	1.61	36	473	0.64
10	0.62039	0.01134	0.07923	0.00073	0.50	490	7	492	4	-0.28	339	4429	0.46
11	0.62097	0.01401	0.07892	0.00076	0.43	491	9	490	5	0.16	729	9658	0.52
13	0.62023	0.01215	0.07873	0.00074	0.48	490	8	489	4	0.31	200	2676	0.43
14	0.62217	0.01599	0.07755	0.00078	0.39	491	10	482	5	2.01	252	3434	0.44
16	0.61927	0.01419	0.07876	0.00076	0.42	489	9	489	5	0.14	86	1168	0.70
18	0.61894	0.01339	0.07879	0.00076	0.45	489	8	489	5	0.06	529	7243	0.26

Примечание. Rho — коэффициент корреляции ошибок определения отношений ²⁰⁷Pb/²³⁵U и ²⁰⁶Pb/²³⁸U. D — дискордантность.

непосредственно самой комбинированной дайки Сайзырал U/Pb изотопно-геохронологическим методом по цирконам из лейкогранитов верхней части дайки (обр. 68-3).

Монофракция циркона для изотопно-геохронологических исследований представлена полупрозрачными (преимущественно) и прозрачными идиоморфными кристаллами, цвет которых варьирует от бесцветного и светло-розового до коричневого (30 и 70 % соответственно). Исследуемые зерна циркона имеют призматический габитус с развитием четких граней {100}, {111} и {110}. Идиоморфные зерна циркона встречаются редко. Размер зерен колеблется в широком диапазоне: 30—250 мкм (удлинение) и 50—160 мкм (ширина). Для монокристаллов отношение длины к ширине составляет 2/4 (очень редко 6/7). Внутренняя структура циркона изучалась с помощью катодолюминесцентных изображений. В режиме катодолюминесценции циркон характеризуется слабым свечением. Для большинства цирконов характерна осцилляторная зональность с внешней, темной в КЛ каймой.

Аналитические исследования (циркон, ²⁰⁶Pb/²³⁸U, табл. 1; рис. 4) проводились по девяти наиболее крупным кристаллам циркона с охватом центральных и промежуточных зон кристаллов. Оценки возраста, полученные по 13 точкам в магматических цирконах, отвечают 487 ± 3 млн лет (СКВО = 0.37).

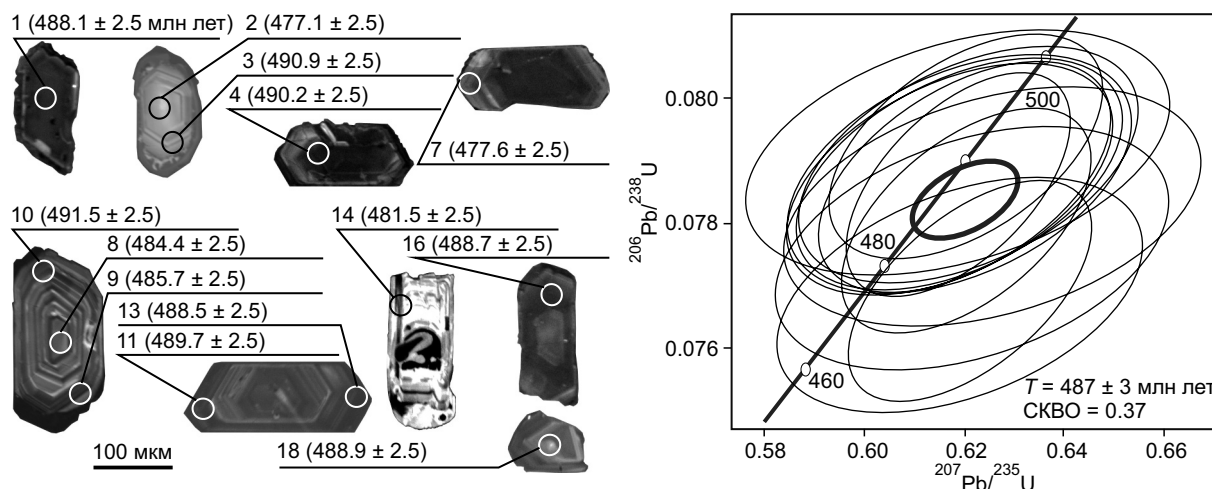


Рис. 4. Катодолюминесцентное изображение цирконов с точками измерений и возрастом (²⁰⁶Pb/²³⁸U) и диаграмма с конкордией (лейкогранит комбинированной дайки, обр. 68-3).

1—18 — номер точки (см. табл. 1).

Таблица 2. Содержания петрогенных оксидов (мас. %) и редких элементов (г/т) в изученных образцах пород

Компо- нент	Габбро		Диорит					Лейкогранит					
	68-2	68-9	68-6	1147-6	1147-7	1147-8	1255-4	68-3	68-4	1002-2	1002-4а	1147-2	1147-3
SiO ₂	49.29	49.11	52.19	50.68	50.95	50.26	50.72	76.37	74.97	74.56	72.73	73.03	73.01
TiO ₂	1.71	2.06	1.80	1.67	1.67	1.66	1.68	0.21	0.25	0.21	0.28	0.23	0.22
Al ₂ O ₃	15.4	15.9	16.5	16.6	16.6	16.4	16.0	13.2	13.6	13.7	13.7	13.8	13.7
Fe ₂ O ₃ общ	11.29	12.06	9.01	8.86	8.75	8.97	9.14	1.93	2.20	2.01	2.70	1.94	1.96
MnO	0.16	0.18	0.16	0.16	0.15	0.16	0.15	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03
MgO	8.71	6.35	6.00	6.13	6.05	6.42	6.39	0.48	0.44	0.51	0.58	0.44	0.43
CaO	8.57	7.87	8.28	8.53	8.49	8.56	8.79	0.84	0.70	1.05	1.35	0.74	0.73
Na ₂ O	2.99	2.71	2.30	2.85	2.91	2.86	2.60	3.30	3.16	3.16	2.93	3.12	3.11
K ₂ O	0.99	0.68	2.11	2.05	1.99	1.99	2.75	3.79	4.47	4.08	4.76	4.97	4.97
P ₂ O ₅	0.42	0.87	0.74	0.64	0.61	0.61	0.62	0.05	0.06	0.16	0.10	0.08	0.08
П.п.п.	1.11	1.69	1.68	1.15	1.12	1.02	0.76	0.69	0.87	1.26	1.30	0.88	1.12
Сумма	100.6	99.5	100.8	99.3	99.3	98.9	99.6	100.9	100.7	100.7	100.4	99.3	99.3
Rb	15.4	13.1	71.2	88.5	—	83.8	64.4	80.6	90.7	83.6	74.0	—	—
Sr	502	633	549	451	—	617	652	147	155	212	213	—	—
Y	26.4	34.7	25.7	30.0	—	28.2	26.4	54.9	60.2	41.7	36.0	—	—
Zr	137	172	322	296	—	297	294	137	170	135	189	—	—
Nb	13.6	10.4	55.7	49.9	—	52.6	46.9	7.94	9.90	13.2	8.80	—	—
Cs	0.25	0.39	1.00	1.91	—	1.48	0.67	1.93	1.61	1.68	0.37	—	—
Ba	348	544	678	512	—	708	959	772	999	1155	1312	—	—
La	18.8	29.3	32.5	30.3	—	31.2	30.0	36.5	46.1	30.1	48.0	—	—
Ce	42.5	66.0	67.0	68.2	—	67.9	64.6	70.0	90.2	65.7	92.0	—	—
Pr	6.02	9.11	8.71	8.61	—	8.66	8.09	8.39	10.8	7.12	10.1	—	—
Nd	25.9	40.0	33.9	35.9	—	35.6	34.1	30.3	38.5	26.4	36.0	—	—
Sm	5.77	8.69	7.05	7.50	—	7.51	7.01	6.47	7.77	5.29	7.20	—	—
Eu	1.71	2.59	1.88	2.21	—	2.25	2.00	0.60	0.57	0.68	0.70	—	—
Gd	5.94	7.87	6.12	6.84	—	6.66	6.56	6.79	8.44	5.64	6.80	—	—
Tb	0.86	1.15	0.86	0.99	—	0.94	0.94	1.21	1.32	0.94	0.96	—	—
Dy	4.94	5.88	4.54	5.58	—	5.31	5.10	8.19	8.80	6.64	5.80	—	—
Ho	0.93	1.09	0.88	1.08	—	0.96	1.02	1.78	1.96	1.38	1.26	—	—
Er	2.57	3.14	2.47	2.96	—	2.77	2.81	5.52	5.82	4.32	3.50	—	—
Tm	0.40	0.43	0.37	0.41	—	0.40	0.39	0.91	0.92	0.68	0.52	—	—
Yb	2.34	2.60	2.30	2.60	—	2.50	2.44	5.72	5.62	4.70	3.40	—	—
Lu	0.35	0.40	0.35	0.39	—	0.39	0.36	0.86	0.88	0.70	0.53	—	—
Hf	3.25	3.45	8.01	6.43	—	6.71	6.61	4.64	5.63	4.26	5.10	—	—
Ta	0.72	0.55	2.85	2.36	—	2.48	2.58	0.81	0.75	1.77	0.40	—	—
Th	1.67	1.66	3.92	4.83	—	4.45	4.80	21.3	32.9	19.4	24.0	—	—
U	0.73	0.64	1.99	2.68	—	2.19	1.83	2.83	2.39	3.25	2.80	—	—
(La/Yb) _N	5.4	7.6	9.5	7.9	—	8.4	8.3	4.3	5.5	4.3	9.5	—	—
(Gd/Yb) _N	2.04	2.44	2.15	2.12	—	2.15	2.17	0.96	1.21	0.97	1.61	—	—
Eu/Eu*	0.88	0.94	0.86	0.93	—	0.95	0.89	0.27	0.21	0.38	0.30	—	—

Для цирконов отмечаются широкие вариации содержаний U (473—9658 г/т) и Th/U отношений (0.26—1.41). Краевые части цирконов характеризуются низкими содержаниями U по сравнению с центральной зоной (см. табл. 1).

Петрогеохимия. Содержания главных и редких элементов проанализированных пород приведены в табл. 2. Диориты из нижней и средней частей комбинированной дайки идентичны по содержанию главных и редких компонентов. По содержанию петрогенных оксидов (мас. %) породы относятся к группе основных: SiO₂ = 50.3—52.2, MgO = 6.0—6.4, Al₂O₃ = 16.0—16.6, K₂O = 2.0—2.8 и TiO₂ = 1.7—1.8, на классификационных диаграммах фигуративные точки лежат в полях габбро, монцогаббро и габбродиоритов (рис. 5, а; б). Для удобства изложения материала, опираясь на петрографический состав,

Компонент	Лейкогранит			Гибридные породы		Лейкогранит (дайки)			
	1147-5	1255	1255-1	1002	68-10	23	23а	1019	303-1
SiO ₂	72.41	73.71	73.08	57.11	61.63	73.68	74.32	75.12	73.55
TiO ₂	0.23	0.24	0.24	1.34	1.07	0.19	0.22	0.10	0.12
Al ₂ O ₃	13.5	13.4	13.8	15.7	15.2	13.4	13.6	13.1	13.5
Fe ₂ O ₃ общ	2.13	2.28	2.36	7.10	6.02	2.17	2.00	1.76	1.53
MnO	0.03	0.04	0.04	0.11	0.09	0.04	0.04	0.06	0.03
MgO	0.45	0.51	0.40	4.57	4.03	0.38	0.38	0.18	0.33
CaO	0.94	0.48	1.02	6.11	5.29	0.74	0.88	0.48	1.05
Na ₂ O	3.10	3.05	2.87	2.85	3.13	3.69	3.11	3.37	2.87
K ₂ O	4.95	4.84	4.94	2.83	2.54	4.24	4.72	4.55	5.23
P ₂ O ₅	0.07	0.07	0.07	0.69	0.40	0.03	0.04	0.02	0.05
П.п.п.	1.50	0.85	0.87	0.99	0.72	0.70	0.68	0.75	0.92
Сумма	99.3	99.5	99.7	99.4	100	99.3	100	99.5	99.2
Rb	—	131	111	92.6	75.6	—	—	115	179
Sr	—	126	152	533	438	—	—	25.9	98.0
Y	—	48.6	45.0	32.8	37.9	—	—	45.1	49.0
Zr	—	152	148	264	184	—	—	152	81.0
Nb	—	12.4	12.5	40.7	29.9	—	—	27.0	18.7
Cs	—	2.28	1.46	1.91	1.65	—	—	1.68	5.70
Ba	—	956	997	935	629	—	—	241	425
La	—	43.5	38.6	30.6	27.5	—	—	18.8	16.2
Ce	—	85.0	75.1	64.8	57.3	—	—	45.8	32.0
Pr	—	9.41	8.52	8.08	8.15	—	—	5.65	4.00
Nd	—	34.0	30.9	33.4	32.8	—	—	22.8	15.6
Sm	—	7.02	6.25	7.09	6.54	—	—	5.97	4.50
Eu	—	0.62	0.53	1.66	1.32	—	—	0.48	0.41
Gd	—	7.25	6.11	6.53	6.63	—	—	6.40	5.20
Tb	—	1.00	0.94	0.98	1.05	—	—	1.10	0.97
Dy	—	7.40	6.58	5.42	6.05	—	—	7.30	7.00
Ho	—	1.61	1.46	1.11	1.25	—	—	1.50	1.55
Er	—	4.74	4.39	3.04	3.58	—	—	4.14	4.90
Tm	—	0.75	0.70	0.44	0.57	—	—	0.70	0.84
Yb	—	4.95	4.30	2.90	3.75	—	—	4.51	5.80
Lu	—	0.73	0.67	0.43	0.57	—	—	0.70	0.84
Hf	—	4.56	4.36	5.97	5.28	—	—	5.91	3.10
Ta	—	0.97	1.15	2.08	1.80	—	—	2.07	3.60
Th	—	25.4	22.2	10.6	11.4	—	—	10.7	17.2
U	—	2.00	2.50	4.19	4.03	—	—	1.79	3.70
(La/Yb) _N	—	5.9	6.0	7.1	5.0	—	—	2.8	1.9
(Gd/Yb) _N	—	1.18	1.15	1.82	1.43	—	—	1.14	0.72
Eu/Eu*	—	0.26	0.26	0.73	0.61	—	—	0.23	0.26

данные породы описываются как диориты. Это породы с высоким содержанием REE (165—174 г/т), фракционированными спектрами редких элементов $(La/Yb)_N = 7.9—9.5$, $(Gd/Yb)_N = 2.1—2.2$ и слабой отрицательной европиевой аномалией ($Eu/Eu^* = 0.86—0.95$) (рис. 7, а). На диаграммах, нормированных по примитивной мантии (см. рис. 7, б), диориты демонстрируют обогащение LILE (Rb, Ba, K) и HFSE (Nb, Ta, Zr).

Габбро из нижней части комбинированной дайки относится к известково-щелочному ряду, обогащены Fe₂O₃, TiO₂ и MgO, обеднены Al₂O₃ и K₂O (см. рис. 5, а; 6). Содержание REE сопоставимо с диоритами (119—178 г/т), спектры распределения идентичны: $(La/Yb)_N = 5.4—7.6$, $(Gd/Yb)_N = 2.0—2.4$,

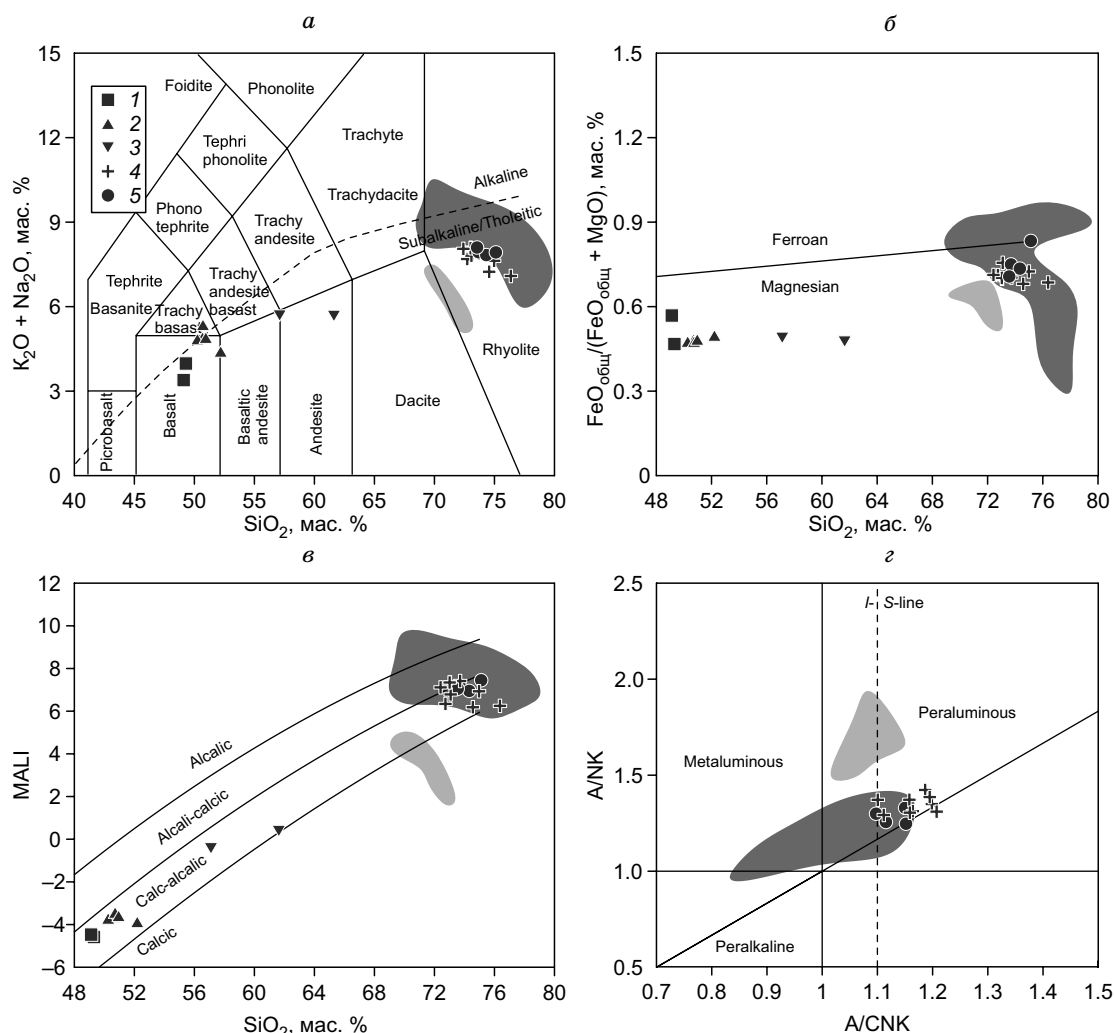


Рис. 5. Классификационные диаграммы.

a — диаграмма $(Na_2O + K_2O) - SiO_2$ [Middlemost, 1994]; *б* — диаграмма $FeO_{общ}/(FeO_{общ} + MgO) - SiO_2$ [Frost et al., 2001]; *в* — диаграмма $MALI - SiO_2$ [Frost et al., 2001]; *з* — диаграмма $A/NK - A/CNK$, *I*-, *S*-линия, по [Chappell, White, 2001]. Породы комбинированной дайки Сайзырал (1—4): 1 — габбро, 2 — диориты, 3 — гибридные породы, 4 — лейкограниты; 5 — дайки лейкогранитов. Светло-серое поле — вмещающие гнейсограниты эрзинского метаморфического комплекса [Karmysheva et al., 2021], темно-серое поле — гранитоиды ухадагского комплекса [Кармышева и др., 2022].

$Eu/Eu^* = 0.88 - 0.94$ (рис. 7, *a*). Мультиэлементные диаграммы (см. рис. 7, *б*) демонстрируют обеднение габбро LILE и HFSE. В отличие от диоритов, Ta-Nb отрицательная аномалия здесь четко проявлена.

Лейкограниты комбинированной дайки Сайзырал идентичны по петрографическому составу и возрасту лейкогранитам даек, секущих породы эрзинского комплекса, и в данном разделе рассматриваются совместно. Содержания их петрогенных компонентов идентичны (см. рис. 5, 6; табл. 2). Точки составов лежат в поле магнезиальных, известково-щелочных и щелочно-известковистых пород (см. рис. 5, б, в). Значения $Fe\#$ и $MALI$ для гранитоидов комбинированной дайки и кислых пород из даек, составляют $(0.68 - 0.76)/(0.71 - 0.83)$ и $(6.2 - 7.4)/(7.0 - 7.5)$ соответственно. Гранитоиды обеих групп пералюминиевые ($ASI = 1.11 - 1.22$ и $1.10 - 1.16$). Высокие значения индекса A/CNK $1.10 - 1.21$ и $1.10 - 1.15$ обуславливают положение точек обеих групп пород в поле пералюминиевых пород на диаграмме $A/CNK - A/NK$ (см. рис. 5, з).

Лейкограниты дайки Сайзырал относительно кислых даек, обладают повышенными содержаниями REE ($183 - 228$ и $100 - 126$ г/т соответственно, см. рис. 6), что обусловлено более высоким уровнем концентрации LREE ($(La/Yb)_N = 4.3 - 9.5$ против $1.9 - 2.8$) при отсутствии фракционирования HREE ($(Gd/Yb)_N = 1.0 - 1.6$ и $0.7 - 1.1$, см. рис. 7, в). Обе группы пород характеризуются значительными отрицательными европиевыми аномалиями ($Eu/Eu^* = 0.21 - 0.38$ и $0.23 - 0.36$), обогащением Th, деплетированием Nb, Ta, Sr и Ti (см. рис. 7, з).

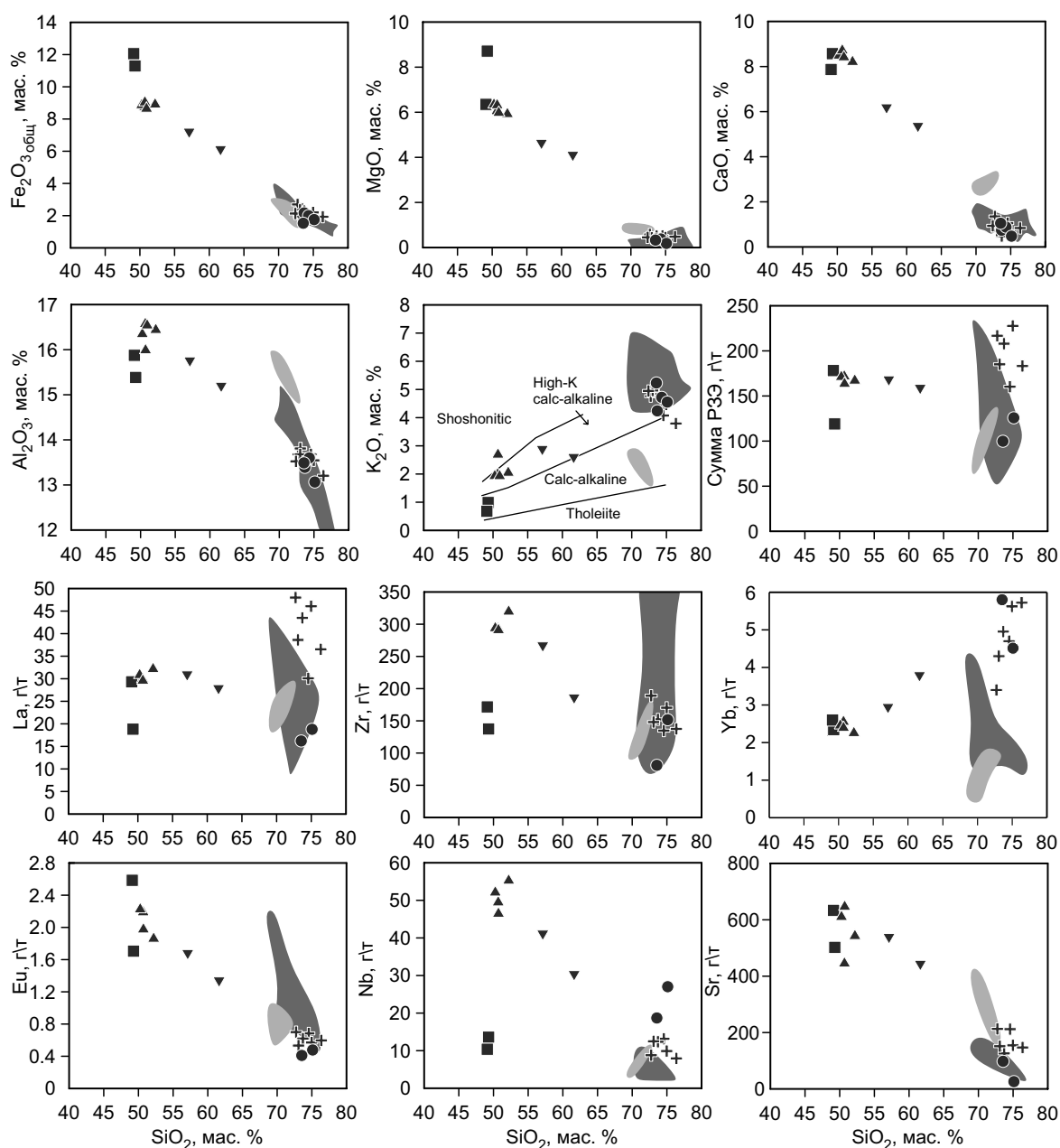


Рис. 6. Содержания порообразующих и редких элементов по отношению к SiO_2 .

Усл. обозн. см. на рис. 5.

Гибридные породы, отобранные с контакта диоритов и гранитоидов в средней части дайки Сайзырал, занимают промежуточное положение между этими породами по содержанию (мас. %) петрогенных компонентов: SiO_2 (57.1—61.6), MgO (4.0—4.6), CaO (5.3—6.1), Al_2O_3 (15.2—15.7), K_2O (2.5—2.8), TiO_2 (1.0—1.3). Они относятся к ряду субщелочных и высококальциевых известково-щелочных пород и располагаются в поле диоритов (см. рис. 5, а; 6). Содержание REE (135—142 г/т) на уровне диоритов, распределение элементов идентичное, $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.61—0.73$ (см. рис. 7, а). На мультиэлементных диаграммах диориты и гибридные породы обладают схожими спектрами, но последние обогащены K, Th и U.

Вмещающие биотитовые гнейсограниты описаны в работах [Кармышева и др., 2017; Karmysheva et al., 2021] как параавтохтонные граниты эрзинского мигматит-гранитного комплекса. По содержанию петрогенных компонентов они отличаются от лейкогранитов даек повышенными содержаниями CaO , Al_2O_3 , MgO и пониженными значениями K_2O . Породы пералюминиевые, магнезиальные, преимущественно известковистые. Гнейсограниты с низким относительно кислых пород даек содержанием REE,

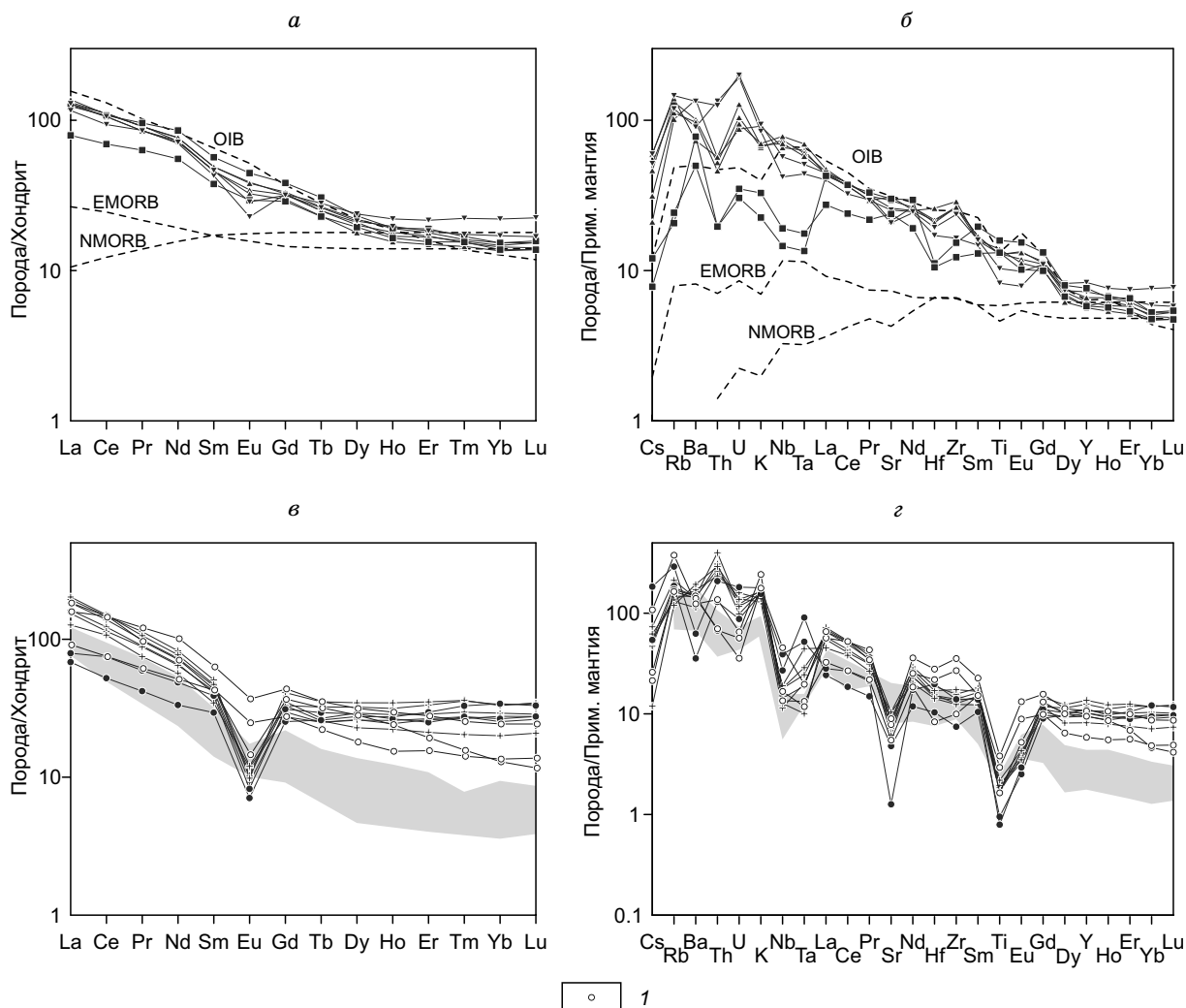


Рис. 7. Нормированные по хондриту кривые распределения редкоземельных элементов (а, в) и нормированные по примитивной мантии мультиэлементные диаграммы (б, г).

Данные для хондрита и примитивной мантии, по [Sun, McDonough, 1989]. 1 — высоко-Yb граниты ухадагского комплекса [Кармышева и др., 2022]. Остальные усл. обозн. см. на рис. 5.

более выраженным фракционированием LREE, слабопроявленными отрицательными или положительными европиевыми аномалиями (см. рис. 7, в).

Составы породообразующих минералов. Составы минералов приведены в дополнительных материалах табл. S1, https://sibran.ru/journals/Suppl_Yakovlev.pdf. Формульные коэффициенты рассчитаны на 23 O для амфиболов, на 11 — для слюды и на 8 — для полевых шпатов.

Амфиболы из габбро по составу отвечают магнезиальной роговой обманке и чермакитам, магнезиальность ($Mg/(Mg + Fe^{2+})$) составляет 0.56—0.73 (рис. 8, а). Составы амфиболов из диоритов и гибридных пород идентичны — это магнезиальная роговая обманка с магнезиальностью 0.56—0.63.

Слюды распространены во всех типах пород и на диаграмме Al^{IV} (ф. ед.)— $Fe^{\#}$ ($Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$ ф. ед.) формируют три группы (см. рис. 8, б). Первая группа состоит из биотитов габбро, они с наивысшим содержанием MgO (15.5—16.3 %). Вторая группа включает в себя биотиты из диоритов и гибридных пород, при этом отсутствует корреляция между составом минералов и их структурным положением (основная масса/включения). В этой группе относительно биотитов из габбро повышенная железистость. Третью группу формируют биотиты из основной массы и гломероскоплений в лейкогранитах.

Среди всех проанализированных образцов наибольшая вариативность составов плагиоклазов наблюдается в образцах из габбро (рис. 9, а): составы ядер (An_{58} — An_{37}) и промежуточных зон (An_{59} — An_{35}) отвечают андезину и лабрадору, а краевых зон (An_{34} — An_8) — андезину, олигоклазу и альбиту. Состав плагиоклазов из лейкогранитов более выдержан (см. рис. 9, г): ядра представлены олигоклазом (An_{21} —

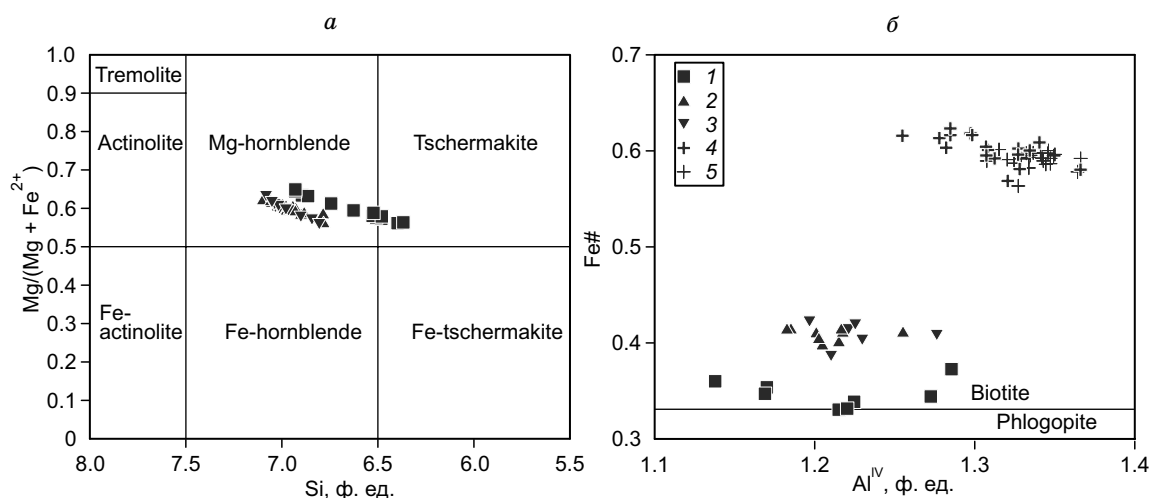


Рис. 8. Классификационные диаграммы для амфиболов (а) [Leake et al., 1997] и биотитов (б) [Deer et al., 2013].

1 — габбро, 2 — диориты, 3 — гибридные породы, 4 — лейкограниты (основная масса), 5 — лейкограниты (гломероскопления).

An_{13}), промежуточные зоны олигоклазом и альбитом (An_{20} — An_1), а краевые зоны — олигоклазом, альбитом и анортоклазом (An_{21} — An_2). Составы плагиоклазов из диоритов и гибридных пород идентичны (см. рис. 9, б, в) и являются наиболее постоянными (лабрадорит и андезин): центральные зоны — An_{60} — An_{37} ; промежуточные зоны — An_{60} — An_{36} ; краевые зоны — An_{61} — An_{43} .

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Петрохимические исследования показали, что во всех породах значения потерь при прокаливании (п.п.п.) не превышают 1.7 %, что говорит об отсутствии влияния поздних изменений на составы исследованных образцов. Близкие спектры распределения редких элементов внутри каждой группы пород и постоянные соотношения K/Rb также подтверждают это заключение.

Оценка глубины смешения магм. Для определения *PT*-условий кристаллизации пород комбинированной дайки использовались составы центральных частей амфиболов и плагиоклазов из габбро (табл. 3) и диоритов (табл. 4). Расчеты проведены с использованием термобарометра [Holland, Blundy, 1994]. Температура и давление кристаллизации диоритов (обр. 68-6) варьируют от 699 до 768 °C (среднее 735 °C) и от 2.4 до 3.8 кбар (среднее 3.0 кбар) соответственно. Габбро (обр. 68-2) обладают более высокими температурой и давлением кристаллизации: 719—844 °C (среднее 783 °C) и 3.4—5.7 кбар (среднее 3.9 кбар). Учитывая, что 1 кбар литостатического давления отвечает 3.5 км земной коры, то

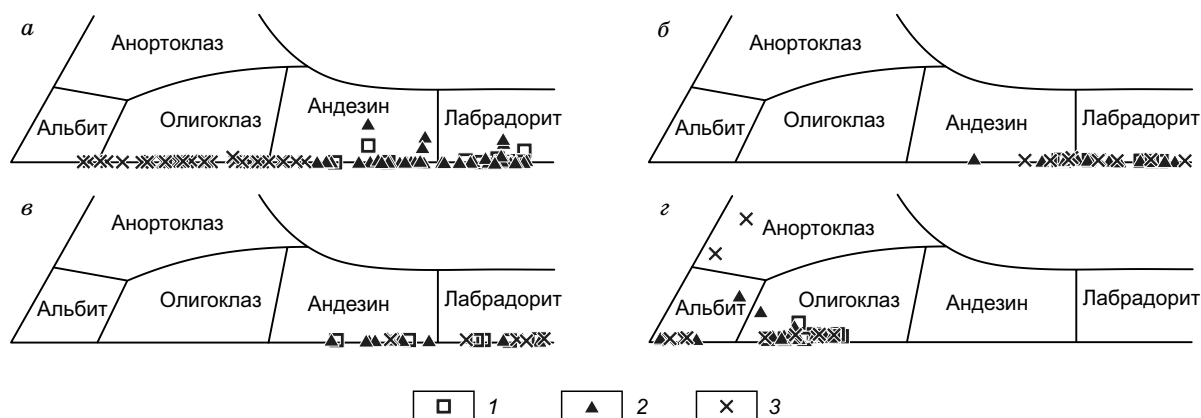


Рис. 9. Состав плагиоклазов.

а — обр. 68-2 (габбро); б — обр. 68-6 (диорит); в — обр. 68-10 (гибридная порода); г — обр. 68-3 (лейкогранит). 1 — центральные части минералов, 2 — промежуточные части, 3 — краевые части.

Таблица 3. Исходные данные и результаты термобарометрических вычислений (обр. 68-2, габбро)

Оксид	Амфибол, мас. %															
SiO ₂	43.4	47.0	47.1	43.8	43.3	45.8	45.8	47.3	43.8	42.7	44.0	42.6	44.8			
TiO ₂	0.8	0.6	0.5	0.7	0.6	0.7	0.7	0.4	1.4	0.7	0.6	0.8	0.8			
Al ₂ O ₃	12.0	9.2	9.4	11.7	11.8	10.3	10.3	8.8	11.1	12.5	11.9	12.5	11.2			
FeO	15.6	13.9	14.3	15.5	15.7	14.5	14.5	13.9	15.2	16.0	15.7	16.2	15.0			
MgO	11.7	13.5	13.7	12.0	12.1	12.8	12.8	14.2	12.2	11.5	12.0	11.7	12.3			
MnO	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2			
CaO	11.4	11.6	11.3	11.3	11.4	11.6	11.6	11.2	11.4	11.4	11.3	11.4	11.2			
Na ₂ O	1.8	1.2	1.5	1.7	1.7	1.4	1.4	1.3	1.6	1.8	1.9	1.9	1.6			
K ₂ O	0.5	0.2	0.2	0.3	0.3	0.3	0.3	0.2	0.6	0.4	0.4	0.5	0.4			
Сумма	97.3	96.1	98.2	97.3	97.0	97.6	97.6	97.4	97.4	97.3	98.0	97.6	97.5			
Параметр	Плаггиоклаз, мас. %															
X _{Ab}	42.0	56.7	47.9	40.5	44.5	44.1	42.2	62.8	57.9	54.1	46.2	41.4	43.8			
X _{An}	57.8	43.1	51.8	57.8	55.3	55.3	57.5	37.1	39.7	32.9	53.7	58.4	56.1			
T, °C	811	719	775	814	820	773	780	720	769	762	805	844	789			
P, кбар	3.9	3.9	3.0	3.7	3.5	3.7	3.5	3.5	4.5	5.7	4.0	3.2	4.0			
														Мин.	Макс.	Сред.
														719	844	783
														3.0	5.7	3.9

глубина кристаллизации диоритов оценивается в 10.5 км, габбро — 13.5 км. Однако с учетом погрешности определений различия в оценке глубинности процессов могут считаться несущественными.

Петрогенезис габбро и диоритов. Близкие термобарические оценки кристаллизации (габбро — 783°C, 3.9 кбар; диориты — 735°C, 3.0 кбар) и согласованные тренды содержаний петрогенных оксидов (см. рис. 6) говорят об идентичных условиях образования пород: габбро и диориты с относительно низкими содержаниями MgO и CaO, в породах широко распространен первичный Amp (в диоритах Vt и Amp), что говорит об их кристаллизации из водонасыщенных фракционированных (Ol, Px) магм. Ранняя кристаллизация плаггиоклаза маловероятна, так как породы обладают высокими содержаниями Al₂O₃ и отсутствием европиевых аномалий (см. рис. 6, 7). Присутствие деформационных микроструктур в габбро и их отсутствие в диоритах свидетельствует, что процессы деформирования габбро происходили до кристаллизации диоритов. В данном ключе габбро можно рассматривать в качестве наиболее ранних продуктов кристаллизации (автолитов), которые впоследствии были подвержены деформированию и постмагматическим изменениям с привнесом кремнезема, щелочей и воды, на что указывают развитие вторичного биотита и резкое увеличение Ab компоненты в краевых зонах плаггиоклазов.

Относительно составов габбро, диориты обогащены LILE (K, Rb, Cs, Ba), HFSE (Nb, Ta, Hf, Zr), Th и U (см. рис. 7, б). Поскольку лейкограниты и диориты дайки имеют минглинг взаимоотношения, в

Таблица 4. Исходные данные и результаты термобарометрических вычислений (обр. 68-6, диорит)

Оксид	Амфибол, мас. %												
SiO ₂	46.0	47.8	45.3	46.4	47.4	47.2	47.5	47.2	46.8	47.2	46.8	46.3	46.5
TiO ₂	0.9	0.5	0.7	0.5	0.5	0.5	0.5	0.6	0.7	0.6	0.7	1.0	0.6
Al ₂ O ₃	9.2	7.6	9.3	8.6	7.7	8.2	8.6	7.8	8.3	8.1	7.9	8.3	8.0
FeO	15.7	14.5	16.1	15.6	14.8	15.0	15.2	14.8	15.2	15.2	15.1	15.4	15.1
MgO	12.5	13.1	11.7	12.4	12.9	12.6	13.1	13.0	12.5	12.6	12.7	12.4	12.8
MnO	0.4	0.4	0.5	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4
CaO	11.9	12.1	12.0	12.0	12.1	12.1	11.7	12.0	12.1	12.1	12.0	12.0	12.1
Na ₂ O	1.1	0.7	0.9	0.9	0.8	0.8	0.8	0.8	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9
K ₂ O	0.6	0.5	0.8	0.7	0.6	0.7	0.8	0.6	0.7	0.7	0.7	0.8	0.7
Сумма	98.3	96.1	97.3	97.4	97.1	97.4	98.6	97.2	97.6	97.6	97.3	97.5	97.1
Параметр	Плаггиоклаз, мас. %												
X _{Ab}	62.7	41.6	43.9	42.7	53.2	52.6	52.9	49.8	54.5	39.7	46.0	43.0	46.8
X _{An}	57.8	43.1	51.8	57.8	55.3	55.3	57.5	37.1	39.7	32.9	53.7	58.4	56.1
T, °C	727	732	759	760	704	699	710	724	712	759	749	768	754
P, кбар	3.8	2.6	3.4	2.8	3.0	3.5	3.6	2.8	3.4	2.4	2.6	2.5	2.5
				</									

качестве одного из возможных объяснений может выступать магматический миксинг. Химический состав и физическое состояние сосуществующих магм играет определяющую роль в возможности и характере их смешения. Если магмы близки по составу и реологии, смешение протекает эффективно с образованием гомогенных расплавов. Однако, если магмы контрастны по составу, то значительные температурные и реологические различия блокируют их гомогенизацию [Frost, Mahood, 1987; Ubide et al., 2014; и др.].

Поскольку LIL элементы и U являются мобильными в водном растворе, можно предполагать, что они были привнесены из кислой магмы на стадии смешения. Однако обогащение диоритов Th и HFSE не может быть объяснено таким способом. Как отмечалось выше, диориты комбинированной дайки изобилуют аксессуарными титанитом и апатитом. Th является одним из элементов, способных замещать Ca в структуре апатита [Ketchum et al., 2007], а титанит выступает в средних и кислых породах концентратом REE, La, Y, Nb и Zr [Gromet, Silver, 1983; Perseil, Smith, 1995; и др.]. Согласно экспериментальным данным по мобильности редких элементов при смешении контрастных магм [Perugini et al., 2008], Th может выступать в качестве мобильного элемента в смешанных (миксинг) магматических системах. Наблюдаемые концентрации Th в габбро (1.7 г/т), диоритах (3.9—4.8 г/т) и лейкогранитах (19—33 г/т) позволяют рассматривать механизм обогащения торием изначально бедных основных магм за счет его переноса из гранитоидов. Как показано в работе по исследованию поведения титанита при магматическом миксинге [McLeod et al., 2011], дополнительное тепло от базитового расплава способно инициировать растворение титанита в кислых магмах. В то же время повышение фугитивности кислорода (f_{O_2}) в базитах за счет взаимодействия с гранитоидной магмой интенсифицирует его кристаллизацию. Протекание данных процессов на фоне интенсивного смешения контрастных магм в процессе транспорта обеспечило обогащение диоритов «консервативными» элементами.

Отдельного внимания заслуживает вопрос происхождения пород промежуточного состава на контакте диоритов и лейкогранитов в средней части дайки. В работах [Barbarin, Didier, 1992; Perugini et al., 2008; Ubide et al., 2014] показано, что при смешении двух контрастных по составу магм в зависимости от интенсивности механического переноса кристаллов могут формироваться гибридные породы, образующие нелинейные тренды с крайними членами смешения. На бинарных диаграммах показано, что составы пород переходных зон формируют линейные тренды с диоритами и лейкогранитами дайки (см. рис. 6). На диаграммах распределения REE и спайдер-диаграммах (см. рис. 7, а, б) показано, что их составы занимают промежуточное положение между крайними членами. Учитывая, что составы породообразующих минералов из диоритов и гибридных пород идентичны (см. рис. 8, 9), наиболее вероятным механизмом формирования последних представляется механический привнос кислого материала в диориты в процессе кристаллизации. Данный процесс протекал на заключительных стадиях эволюции смешанной магматической системы на фоне гравитационного разделения базитов и гранитоидов непосредственно в дайке.

Таким образом, наблюдаемые отличия в содержании редких элементов в габбро и диоритах комбинированной дайки являются следствием модификации магмы основного состава за счет химического взаимодействия с лейкогранитами. Процессы миксинга протекали после кристаллизации наиболее высокотемпературных минеральных ассоциаций (габбро) в процессе транспорта базит-гранитной смеси.

Магматический источник мафических пород комбинированной дайки Сайзырал. Поскольку состав диоритов дайки во многом является отражением взаимодействия контрастных магм, то положение их фигуративных точек на дискриминационных диаграммах (рис. 10) не может быть использовано для диагностики магматического источника.

Габбро комбинированной дайки обогащены натрием (средние значения Na_2O/K_2O составляют 3.0), отмечены высокие содержания Nb (среднее = 12.0 г/т), Zr (среднее = 154.5 г/т), TiO_2 (среднее = 1.89 мас. %) и P_2O_5 (среднее = 0.64 мас. %) и повышенные Nb/Th и Nb/U отношения. Данные характеристики пород отличны от таковых в типичных базальтах, сформировавшихся при плавлении метасоматически измененных перидотитов мантийного клина. В то же время они отвечают критериям группы Nb-обогащенных базальтов (NEB) [Sajona et al., 1994; Wang et al., 2008; и др.] (см. рис. 10, а, б).

Существуют два альтернативных источника для магм, обогащенных Nb: 1) OIB-подобный тип [Reagan, Gill, 1989]; 2) перидотиты мантийного клина, испытавшие изменение при взаимодействии с расплавами адакитового состава [Wang et al., 2008; Jing et al., 2022]. Согласно первой модели, высокие концентрации несовместимых элементов в обогащенных Nb базальтах обеспечиваются за счет низких степеней плавления источника с OIB характеристиками. Габбро комбинированной дайки обеднены Nb, Ta, Ti и, как следствие, имеют низкие значения Nb/U и $(Nb/La)_{PM}$, что не соответствует предположению о связи их материнских магм с OIB-подобным источником. Расположение точек составов габбро на дискриминационной диаграмме Th/Yb—Nb/Yb (см. рис. 10, в) также не позволяет рассматривать обогащенный источник в качестве доминирующего. Мантийный клин может приобретать субдукционно-подобные геохимические характеристики при взаимодействии с продуктами плавления слэба в субдукционных

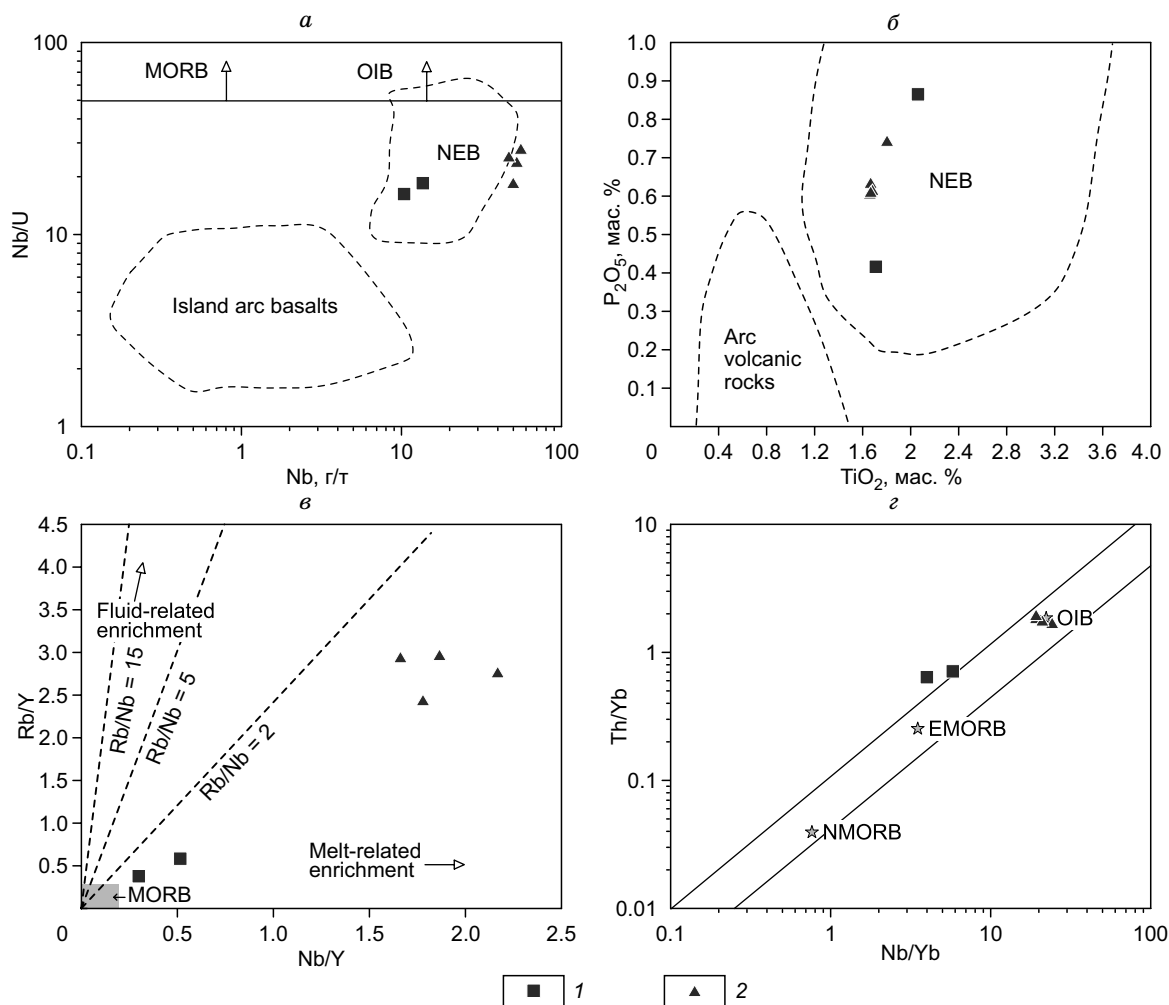


Рис. 10. Дискриминационные диаграммы для основных и средних пород минглинг-дайки Сайзырал.

a — диаграмма Nb/U—Nb [Kapezhinskas et al., 1996]; *б* — диаграмма P₂O₅—TiO₂. Поля пород вулканических дуг и NEB (обогащенных Nb базальтов), по [Defant et al., 1992]; *в* — диаграмма Rb/Y—Nb/Y [Pearce, 2008]; *г* — диаграмма Th/Yb—Nb/Yb [Yang et al., 2019]. 1 — габбро, 2 — диориты.

обстановках [Class et al., 2000; Kelemen et al., 2003]. Это приводит к обогащению мантийного источника мобильными в водном флюиде элементами (Rb, Ba, U, Pb, Sr) относительно немобильных во флюиде элементов (REE, HFSE, Th). Обоеднение габбро Nb и Ta, обогащение LILE относительно HFSE, расположение на диаграмме Th/Yb—Nb/Yb выше поля мантийной последовательности (см. рис. 10, *г*) говорят о вовлечении субдукционно-модифицированного компонента в мантийный источник. На диаграмме Rb/Y—Nb/Y (см. рис. 10, *в*) составы габбро отвечают трендам обогащения за счет взаимодействия с расплавом, а не флюидом.

Таким образом, магматический источник базитов (габбро и диоритов) комбинированной дайки Сайзырал имеет надсубдукционные характеристики. Комплекс данных указывает на то, что доминирующую роль в преобразовании перидотитов мантийного клина играли силикатные расплавы, отделяющиеся при плавлении субдуцирующей плиты.

Корреляция комбинированной дайки с одновозрастными магматическими комплексами Западного Сангилена. Оценки возраста лейкогранитов ~487 млн лет позволяют связывать их формирование с позднеколлизийным этапом эволюции Западного Сангилена. Особенностью магматической активности данного этапа (495—485 млн лет) является тесная пространственная и временная связь гранитоидного и габброидного магматизма. Образование крупных гранитоидных интрузивов сопровождалось дополнительным прогревом со стороны базитов, внедрение которых инициировалось сменой тектонического режима со сжатия на растяжение на рубеже 495 млн лет. При этом габброиды являлись только источником тепла и прямо не оказывали влияния на конечные составы гранитоидов [Кармышева

и др., 2022]. Результаты геохронологических и структурно-петрологических работ позволили выделить баянкольскую и ухадагскую габбро-гранитные ассоциации [Кармышева и др., 2019, 2022].

Лейкограниты комбинированной дайки Сайзырал и даек, секущих породы эрзинского метаморфического комплекса, близки по петрогеохимическому составу к высоко-Yb гранитам ухадагского комплекса (см. рис. 6) и формировались с ними одновременно на рубеже 485 млн лет. Согласно данным [Кармышева и др., 2022], источник габброидов синплутонических даек ухадагской ассоциации имеет надсубдукционную природу, как и все габброидные массивы коллизионной и позднеколлизионной стадий развития Западного Сангилен [Шелепаев и др., 2018], это также характерно и для базитов комбинированной дайки Сайзырал. Учитывая данные факты, дайки лейкогранитов и комбинированную дайку Сайзырал имеет смысл рассматривать как часть ухадагской габбро-гранитной ассоциации. Синхронное внедрение основных и кислых магм по ослабленным зонам, протекающее изолированно от крупных гранитоидных тел, является свидетельством повышенной проницаемости в пределах Эрзинской тектонической зоны на позднеколлизионном этапе развития структур региона.

Модель формирования комбинированной дайки Сайзырал. Выделяются два принципиально разных типа комбинированных даек [Barbarin, 2005]. Первый тип даек описывается как «schlieren» [Cloos, 1936], «layered mafic-felsic magma system» [Coleman et al., 1995] или «синплутонические габбро-гранитные дайки» [Литвиновский и др., 1995; Vladimirov et al., 2017]. Необходимым условием для формирования даек этого типа является существование системы, состоящей из гранитоидной камеры и неконсолидированных габброидов, расположенных ниже. Предполагается, что базиты могут инжектировать гранитоиды при возникновении в них первичных контракционных трещин [Barbarin, 2005] или при тектоническом нарушении сплошности границы раздела базитов и гранитов [Vladimirov et al., 2017]. Салической частью в комбинированных дайках данного типа являются гранитоиды камеры. Многими исследователями отмечается генетическая связь даек первого типа и ММЕ [Barbarin, 1991, 2005; Tobisch et al., 1997; и др.], а также формирование гибридных пород при взаимодействии контрастных магм [Litvinovsky et al., 2012; Ubide et al., 2014].

Для описания второго типа даек используются термины «composite dyke» или «disturbed mafic dyke» [Barbarin, 2005]. В отличие от даек первого типа, в этом случае происходит заполнение трещин в консолидированных породах гранитным и базитовым материалом. В качестве салической части в таких дайках выступают продукты плавления вмещающих пород или остаточные расплавы гранитных камер [Furman, Spera, 1985; Barbarin, 2005]. Дайки второго типа изолированы от крупных гранитоидных камер и вследствие малого времени сосуществования взаимодействие мафических и салических магм ограничивается формированием минглинг-структур.

Геологическая позиция и внутреннее строение комбинированной дайки Сайзырал позволяют отнести ее к дайкам второго типа. Однако, как было показано выше, диориты, занимающие существенный объем дайки, несут следы химической гибридизации с гранитоидами, что не характерно для даек этого типа. Предлагаемая модель формирования комбинированной дайки Сайзырал основывается на нескольких критических моментах: 1) залегание дайки пологое, распределение пород свидетельствует о гравитационном осаждении базитов; 2) габбро и диориты дайки имеют общий магматический источник; 3) салические породы комбинированной дайки и лейкограниты даек, секущих эрзинский комплекс, имеют общий источник; 4) среди всех пород дайки только габбро деформированы и подвержены вторичным изменениям (замещение амфибола биотитом, рекристаллизация плагиоклаза); 5) диориты участвовали в миксинге с лейкогранитами на магматической стадии, что привело к обогащению диоритов HFS, LIL элементами и Th; 6) на контакте диоритов и лейкогранитов присутствуют промежуточные породы. По валовому петрогеохимическому составу они являются переходными между диоритами и лейкогранитами, но состав минералов из промежуточных зон идентичен диоритам.

При оценке глубины кристаллизации пород комбинированной дайки необходимо учитывать, что она происходила во время продолжающихся сдвиговых деформаций в пределах Эрзинской тектонической зоны [Владимиров и др., 2005, 2017]. С учетом условий метаморфизма вмещающих пород эрзинского метаморфического комплекса [Karmysheva et al., 2021], полученные термобарометрические параметры во многом являются отражением локального сброса общего давления в обстановках растяжения. Тем не менее оценку глубины процессов дайкообразования в 10 км следует рассматривать как минимальную глубину кристаллизации базитов и их смешения с гранитоидами.

Возникновение локальных зон пониженного давления, конформных плоскостным структурам в гнейсогранитах, инициировало одновременное внедрение гранитоидной и базитовой магмы. При этом последняя содержала в себе автолиты, состоящие из наиболее высокотемпературных фаз (габбро). В процессе перемещения контрастной габбро-гранитной смеси габбро подверглись слабым деформациям и вторичным изменениям, а базитовая и гранитоидная магмы смешивались, в первую очередь, механически. При этом за счет изменения физико-химических параметров обеих магм произошло обогащение базитов редкими элементами (LIL, HFS, Th). После прекращения движения магматической смеси

происходит осаждение более плотных фрагментов базитов в базальную часть дайки и формирование за счет сохраняющегося контраста вязкости минглинг-структур и узких зон переходного состава.

ВЫВОДЫ

1. На рубеже ~ 485 млн лет в Западно-Сангиленском фрагменте северо-западной окраины Тувино-Монгольского микроконтинента, наряду с формированием массивов высококалийных гранитоидов ухадагского комплекса, происходит внедрение и становление комплекса гранитоидных, базитовых и габбро-гранитных минглинг даек. Геологические, геохронологические и петрогеохимические данные указывают на формирование даек и крупных гранитоидных массивов на едином тектономагматическом этапе в обстановках позднеколлизийного растяжения.

2. Магматический источник мафических пород комбинированной дайки Сайзырал имеет надсубдукционные характеристики. Материнские магмы формировались при плавлении перидотитов мантийного клина, ранее метасоматически преобразованных расплавами, отделяющимися при плавлении слэба. ОИВ-подобные характеристики диоритов комбинированной дайки являются следствием их химического взаимодействия с лейкогранитами дайки и не отражают состав магматического источника.

3. Минглинг-дайка Сайзырал сформировалась при совместном внедрении и смешении основных и кислых магм в зону пониженного давления в пределах Эрзинской тектонической зоны на среднечастотном уровне глубинности. Взаимодействие контрастных магм протекало в два этапа. На первом этапе происходило интенсивное механическое смешение и привнос в базиты LIL, HFS элементов, Th и U из гранитоидов в процессе транспорта контрастной смеси. На втором этапе совместная кристаллизация магм сопровождалась гравитационным осаждением более плотных базитов и образованием на контакте диоритов и лейкогранитов узких зон переходного состава.

Авторы выражают искреннюю благодарность рецензентам за конструктивные замечания и предложения, позволившие значительно улучшить работу.

Исследование выполнено по государственному заданию ИГМ СО РАН (№ 122041400176-0, 122041400171-5).

ЛИТЕРАТУРА

Владимиров В.Г., Владимиров А.Г., Гибшер А.С., Травин А.В., Руднев С.Н., Шемелина И.В., Барабаш Н.В., Савиных Я.В. Модель тектонометаморфической эволюции Сангилен (Юго-Восточная Тува, Центральная Азия) как отражение раннекаледонского аккреционно-коллизийного тектогенеза // ДАН, 2005, т. 405, № 1, с. 82—88.

Владимиров В.Г., Кармышева И.В., Яковлев В.А., Травин А.В., Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н. Термохронология минглинг-даек Западного Сангилен (ЮВ Тува): свидетельства развала коллизийной системы на северо-западной окраине Тувино-Монгольского массива // Геодинамика и тектонофизика, 2017, т. 8, № 2, с. 283—310, doi: 10.5800/GT-2017-8-2-0242.

Гибшер А.А., Мальковец В.Г., Травин А.В., Белоусова Е.А., Шарыгин В.В., Конц З. Возраст камптонитовых даек агардагского щелочно-базальтоидного комплекса Западного Сангилен на основании Ar/Ar и U/Pb датирования // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (8), с. 998—1013.

Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 93—108.

Изох А.Э., Каргополов С.А., Шелепаев Р.А., Травин А.В., Литасов Ю.Д., Гибшер А.А. Базитовый магматизм кембро-ордовикского этапа Алтае-Саянской складчатой области и связь с ним метаморфизма высоких температур и низких давлений // Актуальные вопросы геологии и минерального юга Сибири: материалы научно-практической конференции. Новосибирск, Изд-во ИГиЛ СО РАН, 2001, с. 68—72.

Кармышева И.В., Владимиров В.Г., Владимиров А.Г. Синкинематический гранитоидный магматизм Западного Сангилен (ЮВ Тува) // Петрология, 2017, т. 25, № 1, с. 92—118, doi: 10.7868/S0869590317010046.

Кармышева И.В., Владимиров В.Г., Шелепаев Р.А., Руднев С.Н., Яковлев В.А., Семенов Д.В. Баянкольская габбро-гранитная ассоциация: состав, возрастные рубежи, тектонические и геодинамические обстановки (Западный Сангилен, Юго-Восточная Тува) // Геология и геофизика, 2019, т. 60 (7), с. 916—933.

Кармышева И.В., Владимиров В.Г., Куйбида М.Л., Семенова Д.В., Яковлев В.А. Петрогенезис и тектонические обстановки образования высококалийных гранитов (Западный Сангилен, Тувино-Монгольский массив) // Геосферные исследования, 2022, № 1, с. 6—32, doi: 10.17223/25421379/22/1.

Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Бибкова Е.В., Ковач В.П., Кириозова Т.И., Бережная Н.Г., Лыхин Д.А. Возраст метаморфизма кристаллических комплексов Тувино-Монгольского массива: результаты U-Pb геохронологических исследований гранитоидов // *Петрология*, 1999, т. 7, № 2, с. 173—189.

Козаков И.К., Натман А., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Котов А.Б., Подковыров В.Н., Плоткина Ю.В. Метатерригенные толщи Тувино-Монгольского массива: возраст, источники, тектоническая позиция // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*, 2005, т. 13, № 1, с. 1—20.

Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М., ПРОБЕЛ-2000, 2004, 192 с.

Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Калманович М.А. Многократное смешение сосуществующих сиенитовых и базитовых магм и его петрологическое значение, Усть-Хилокский массив, Забайкалье // *Петрология*, 1995, т. 3, № 2, с. 133—157.

Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры (примеры кайнозойских, палеозойских и протерозойских коллизионных систем). М., Научный мир, 2001, 188 с.

Семенова Д.В., Владимиров В.Г., Травин А.В., Кармышева И.В., Яковлев В.А., Алексеев Д.В. Термохронология коллизионных гранитоидов Матутского массива (Западный Сангилен, ЮВ Тува) // *Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): материалы совещания*, вып. 16. Иркутск, 2018, с. 238—239.

Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н., Яковлев В.А., Хубанов В.Б., Владимиров В.Г., Кармышева И.В., Буянтуев М.Д. Состав и U-Pb (LA-ICP-MS) изотопный возраст цирконов комбинированных даек западного сангилена (Тувино-Монгольский массив) // *Геология и геофизика*, 2019, т. 60 (1), с. 55—78.

Шелепаев Р.А., Егорова В.В., Изох А.Э., Зельтманн Р. Коллизионный базитовый магматизм складчатого обрамления юга Сибири (Западный Сангилен, Юго-Восточная Тува) // *Геология и геофизика*, 2018, т. 59 (5), с. 653—672.

Barbarin B. Enclaves of the Mesozoic calc-alkaline granitoids of the Sierra Nevada batholith, California // *Enclaves and Granite Petrology* / Eds. J. Didier, B. Barbarin. *Dev. Petrol.*, 1991, v. 13, p. 135—153.

Barbarin B. Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith, California: nature, origin, and relations with the hosts // *Lithos*, 2005, v. 80, p. 155—177, doi: 10.1016/j.lithos.2004.05.010.

Barbarin B., Didier J. Genesis and evolution of mafic microgranular enclaves through various types of interaction between coexisting felsic and mafic magmas // *Trans. R. Soc. Edinburgh. Earth Sci.*, 1992, v. 83, p. 145—153, doi: 10.1017/S0263593300007835.

Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Davis D.W., Aleinikoff J.N., Valley J.W., Mundil R., Campbell I.H., Korsch R.J., Williams I.S., Foudoulis C. Improved $^{206}\text{Pb}/^{218}\text{U}$ microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards // *Chem. Geol.*, 2004, v. 205, p. 115—140, doi: 10.1016/j.chemgeo.2004.01.003.

Chappell B.W., White A.J.R. Two contrasting granite types: 25 years later // *Aust. J. Earth Sci.*, 2001, v. 48, p. 489—499, doi: 10.1046/j.1440-0952.2001.00882.x.

Chen M., Sun M., Zhao G., Buslov M.M., Cai K., Zhao G., Kulikova A.V., Rubanova E.S. Crustal melting and magma mixing in a continental arc setting: Evidence from the Yaloman intrusive complex in the Gorny Altai terrane, Central Asian Orogenic Belt // *Lithos*, 2016, v. 252—253, p. 76—91, doi: 10.1016/j.lithos.2016.02.016.

Class C., Miller D.M., Goldstein S.L., Langmuir C.H. Distinguishing melt and fluid subduction components in Umnak Volcanics, Aleutian Arc // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2000, v. 1, p. 1—28, doi: 10.1029/1999GC000010.

Clemens J.D., Bezuidenhout A. Origins of co-existing diverse magmas in a felsic pluton: the Lysterfield Granodiorite, Australia // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2014, v. 167, p. 991, doi: 10.1007/s00410-014-0991-9.

Clemens J.D., Stevens G. What controls chemical variation in granitic magmas? // *Lithos*, 2012, v. 134—135, p. 317—329, doi: 10.1016/j.lithos.2012.01.001.

Cloos E. Der Sierra-Nevada-Pluton in Californien // *Neues Jahrb. Mineral. Geol. Palaeontol. Abh. Abt. B*, 1936, v. 76, p. 355—450.

Coleman D.S., Glazner A.F., Miller J.S., Bradford K.J., Frost T.P., Joye J.L., Bachl C.A. Exposure of a Late Cretaceous layered mafic-felsic magma system in the central Sierra Nevada batholith, California // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1995, v. 120, p. 129—136, doi: 10.1007/BF00287110.

Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. An introduction to the rock-forming minerals. 3rd ed. // *Mineral. Soc. Great Britain Ireland*, 2013, doi: 10.1180/DHZ.

Defant M.J., Jackson T.E., Drummond M.S., De Boer J.Z., Bellon H., Feigenson M.D., Maury R.C., Stewart R.H. The geochemistry of young volcanism throughout western Panama and southeastern Costa Rica: an overview // *J. Geol. Soc. London*, 1992, v. 149, p. 569—579, doi: 10.1144/gsjgs.149.4.0569.

England P., Houseman G. Extension during continental convergence, with application to the Tibetan Plateau // *J. Geophys. Res. B: Solid Earth*, 1989, v. 94 (12), p. 17561—17579, doi: 10.1029/JB094iB12p17561.

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, p. 2033—2048, doi: 10.1093/petrology/42.11.2033.

Frost T.P., Mahood G.A. Field, chemical, and physical constraints on mafic-felsic magma interaction in the Lamarck Granodiorite, Sierra Nevada, California // *GSA Bull.*, 1987, v. 99, p. 272—291, doi: 10.1130/0016-7606(1987)99<272:FCAPCO>2.0.CO;2.

Furman T., Spera F.J. Co-mingling of acid and basic magma with implications for the origin of mafic I-type xenoliths: Field and petrochemical relations of an unusual dike complex at Eagle Lake, Sequoia National Park, California, U.S.A. // *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 1985, v. 24, p. 151—178, doi: 10.1016/0377-0273(85)90031-9.

Gromet L.P., Silver L.T. Rare earth element distributions among minerals in a granodiorite and their petrogenetic implications // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1983, v. 47, p. 925—939, doi: 10.1016/0016-7037(83)90158-8.

Holland T., Blundy J. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1994, v. 116, p. 433—447, doi: 10.1007/BF00310910.

Jing Y., Ge W., Santosh M., Dong Y., Yang H., Ji Z., Bi J., Zhou H., Xing D. Generation of Nb-enriched mafic rocks and associated adakitic rocks from the southeastern Central Asian Orogenic Belt: Evidence of crust-mantle interaction // *Geosci. Front.*, 2022, v. 13 (2), doi: 10.1016/j.gsf.2021.101341.

Kapezhinskas P., McDermott F., Defant M.J., Hochstaedter A., Drummond M.S., Hawkesworth C.J., Koloskov A., Maury R.C., Bellon H. Trace element and Sr-Nd isotopic constraints on a three-component model of Kamchatka Arc petrogenesis // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1996, v. 61, p. 577—600, doi: 10.1016/S0016-7037(96)00349-3.

Karmysheva I.V., Vladimirov V.G., Rudnev S.N., Yakovlev V.A., Semenova D.V. Syntectonic metamorphism of a collisional zone in the Tuva-Mongolian massif, Central Asian Orogenic belt: P-T conditions, U-Pb ages and tectonic setting // *J. Asian Earth Sci.*, 2021, v. 220, 104919, doi: 10.1016/j.jseae.2021.104919.

Kelemen P.B., Hanghøj K., Greene A.R. 3.18 - One View of the Geochemistry of Subduction-Related Magmatic Arcs, with an Emphasis on Primitive Andesite and Lower Crust // *Treatise on Geochemistry*, 2007, p. 1—70, doi: 10.1016/B0-08-043751-6/03035-8.

Ketcham R.A., Carter A., Donelick R.A., Barbarand J., Hurford A.J. Improved modeling of fission-track annealing in apatite // *Am. Mineral.*, 2007, v. 92 (5—6), p. 799—810, doi: 10.2138/am.2007.2281.

Khromykh S.V., Tsygankov A.A., Burmakina G.N., Kotler P.D., Sokolova E.N. Mantle-crust interaction in petrogenesis of the gabbro-granite association in the Preobrazhenka intrusion, Eastern Kazakhstan // *Petrology*, 2018, v. 26, p. 368—388, doi: 10.1134/S0869591118040045.

Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W., Youzhi G. Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names // *Mineral. Mag.*, 1997, v. 61, p. 295—310, doi: 10.1180/minmag.1997.061.405.13.

Litvinovsky B.A., Zanzvilevich A.N., Katzir Y. Formation of composite dykes by contact remelting and magma mingling: The Shaluta pluton, Transbaikalia (Russia) // *J. Asian Earth Sci.*, 2012, v. 60, p. 18—30, doi: 10.1016/j.jseae.2012.07.018.

Ludwig K. User's manual for Isoplot 3.00. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronol. Center, 2003, v. 4, p. 41—70.

McLeod G.W., Dempster T.J., Faithfull J.W. Deciphering magma-mixing processes using zoned titanite from the Ross of Mull Granite, Scotland // *J. Petrol.*, 2011, v. 52, p. 55—82, doi: 10.1093/petrology/egq071.

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

Pearce J.A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // *Lithos*, 2008, v. 100, p. 14—48, doi: 10.1016/j.lithos.2007.06.016.

Perseil E.A., Smith D.C. Sb-rich titanite in the manganese concentrations at St. Marcel-Praborna, Aosta Valley, Italy: petrography and crystal-chemistry // *Mineral. Mag.*, 1995, v. 59, p. 717—734, doi: 10.1180/minmag.1995.059.397.13.

Perugini D., De Campos C.P., Dingwell D.B., Petrelli M., Poli G. Trace element mobility during magma mixing: Preliminary experimental results // *Chem. Geol.*, 2008, v. 256, p. 146—157, doi: 10.1016/j.chemgeo.2008.06.032.

Reagan M.K., Gill J.B. Coexisting calcalkaline and high-niobium basalts from Turrialba Volcano, Costa Rica: Implications for residual titanates in arc magma sources // *J. Geophys. Res. B: Solid Earth*, 1989, v. 94, p. 4619—4633, doi: 10.1029/JB094iB04p04619.

Sajona F.G., Bellon H., Maury R.C., Pubellier M., Cotten J., Rangin C. Magmatic response to abrupt changes in geodynamic settings: Pliocene—Quaternary calc-alkaline and Nb-enriched lavas from Mindanao (Philippines) // *Tectonophysics*, 1994, v. 237, p. 47—72, doi: 10.1016/0040-1951(94)90158-9.

Sawyer E.W., Cesare B., Brown M. When the continental crust melts // *Elements*, 2011, v. 7 (4), p. 229—234, doi: 10.2113/gselements.7.4.229.

Sláma J., Košler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hanchar J.M., Horstwood M.S.A., Morris G.A., Nasdala L., Norberg N., Schaltegger U., Schoene B., Tubrett M.N., Whitehouse M.J. Plešovice zircon — A new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis // *Chem. Geol.*, 2008, v. 249 (1—2), p. 1—35, doi: 10.1016/j.chemgeo.2007.11.005.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the Ocean Basins* / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 1989, v. 42, p. 313—345, doi: 10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19.

Tobisch O.T., McNulty B.A., Vernon R.H. Microgranitoid enclave swarms in granitic plutons, central Sierra Nevada, California // *Lithos*, 1997, v. 40, p. 321—339, doi: 10.1016/S0024-4937(97)00004-2.

Ubide T., Galé C., Larrea P., Arranz E., Lago M., Tierz P. The relevance of crystal transfer to magma mixing: a case study in composite dykes from the Central Pyrenees // *J. Petrol.*, 2014, v. 55 (8), p. 1535—1559, doi: 10.1093/petrology/egu033.

Vladimirov A.G., Mekhonoshin A.S., Khromykh S.V., Mikheev E.I., Travin A.V., Volkova N.I., Kolotilina T.B., Davydenko Yu.A., Borodina E.V., Khlestov V.V. Mechanisms of mantle-crust interaction at deep levels of collision orogens (case of the Olkhon region, West Pribaikalie) // *Geodyn. Tectonophys.*, 2017, v. 8 (2), p. 223—268, doi: 10.5800/GT-2017-8-2-0240.

Vladimirov V.G., Yakovlev V.A., Karmysheva I.V. Mechanisms of magmatic mingling in composite dykes: models of dispersion and shear dilatation // *Geodyn. Tectonophys.*, 2019, v. 10 (2), p. 325—345, doi: 10.5800/GT-2019-10-2-0417.

Wang Q., Wyman D.A., Xu J.F., Wan Y.S., Li C.F., Zi F., Jiang Z.Q., Qiu H.N., Chu Z.Y., Zhao Z.H., Dong Y.H. Triassic Nb-enriched basalts, magnesian andesites, and adakites of the Qiangtang terrane (Central Tibet): evidence for metasomatism by slab-derived melts in the mantle wedge // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2008, v. 155, p. 473—490, doi: 10.1007/s00410-007-0253-1.

Warr L. IMA—CNMNC approved mineral symbols // *Mineral. Mag.*, 2021, v. 85 (3), p. 291—320, doi: 10.1180/mgm.2021.43.

Wiebe R.A. Relations between coexisting basaltic and granitic magmas in a composite dike // *Am. J. Sci.*, 1973, v. 273 (2), p. 130—151, doi: 10.2475/ajs.273.2.130.

Yang H., Ge W.C., Dong Y., Bi J.H., Ji Z., He Y., Jing Y., Xu W.L. Permian subduction of the Paleo-Pacific (Panthalassic) oceanic lithosphere beneath the Jiamusi Block: Geochronological and geochemical evidence from the Luobei mafic intrusions in Northeast China // *Lithos*, 2019, v. 332—333, p. 207—225, doi: 10.1016/j.lithos.2019.03.004.