

УДК 551.24

**ПЕТРОЛОГИЯ ГРАНИТОИДОВ МАЙОРСКОГО МАССИВА (Горный Алтай):
ВКЛАД В ПРОБЛЕМЫ ФОРМИРОВАНИЯ ВЫСОКОКРЕМНИСТЫХ МАГМ****Н.Н. Крук¹, С.П. Шокальский², Е.А. Крук¹, О.А. Гаврюшкина¹, Е.Н. Соколова¹,
С.Н. Руднев¹, А.В. Нарыжнова¹, С.З. Смирнов¹, Д.В. Семенова¹, А.В. Карпов¹**¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия² Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,
199106, Санкт-Петербург, Средний просп., 74, Россия

Приведены данные комплексного исследования гранитоидов Майорского интрузива, расположенного в западной части Горного Алтая. Показано, что массив сложен породами четырех интрузивных фаз, имеющих возраст от 391 до 372 млн лет, при этом внедрение основного объема гранитоидов произошло в относительно коротком интервале 386—384 млн лет.

В составе массива присутствуют породы двух геохимических типов. Первый — это дифференцированные известково-щелочные гранит-лейкограниты с близкларковыми содержаниями HFSE и РЗЭ, $\epsilon_{Nd}(T) = 4.3—4.5$ и $\delta^{18}O \text{ V-SMOW} = 10.7—11.2$ ‰. Второй — щелочные и умеренно-щелочные аляскиты А-типа, резко обогащенные HFSE и РЗЭ, имеющие $\epsilon_{Nd}(T) = 5.3$ и $\delta^{18}O \text{ V-SMOW} = 11.6$ ‰. Гранитоиды первой группы имеют коровый источник, в то время как породы второй содержат в своем составе значимую часть мантийного вещества. Близодновременное внедрение этих расплавов на уровень становления интрузива привело к их взаимодействию и формированию гибридных магм. Низкие температуры кристаллизации гранитоидов (< 700 °C) и наличие в большинстве разновидностей пород сингенетических расплавных и флюидных включений указывают на высокую флюидонасыщенность расплавов. Обилие лейкогранитов, геохимические характеристики которых не могут быть объяснены с позиций малоуглубинной дифференциации первичных магм, указывает на ведущую роль процессов флюидно-магматического взаимодействия в образовании высококремнистых магм.

*Лейкограниты, геохронология, петрология, геохимия, расплавные и флюидные включения, Горный Алтай***PETROLOGY OF GRANITOIDS OF THE MAYORKA MASSIF (GORNYY ALTAI):
CONTRIBUTION TO THE PROBLEM OF HIGH-SILICA MAGMA FORMATION****N.N. Kruk, S.P. Shokalsky, E.A. Kruk, O.A. Gavryushkina, E.N. Sokolova,
S.N. Rudnev, A.V. Naryzhnova, S.Z. Smirnov, D.V. Semenova, A.V. Karpov**

The paper presents data from a comprehensive study of granitoids identified in the Mayorka intrusion that is located in the western part of the Altai Mountains. It is shown that the massif is composed of rocks of four intrusive phases, the age of these rocks ranges from 391 to 372 Ma, and the intrusion of the main volume of granitoids dates back to a relatively short interval of 386–384 Ma. The massif contains rocks of two geochemical types. The first type is differentiated calc-alkaline granite-leucogranites with near-clark contents of high-field-strength elements and rare earth elements: $\epsilon_{Nd}(T) = +4.3...+4.5$ and $\delta^{18}O \text{ V-SMOW} = +10.7...+11.2$ ‰. The second is alkaline and moderately alkaline A-type alyaskites, strongly enriched in high-field-strength elements and rare earth elements, having $\epsilon_{Nd}(T) + 5.3$ and $\delta^{18}O \text{ V-SMOW} = +11.6$ ‰. Granitoids of the first group are of crustal source, while the rocks of the second group contain a significant portion of mantle material. The near-simultaneous introduction of these melts to the level of formation of the intrusion causes their interaction and the formation of hybrid magmas. Low crystallization temperatures of granitoids (< 700 °C) and the presence of syngenetic melt and fluid inclusions in most rock varieties indicate a high fluid saturation of the melts. The abundance of leucogranites, whose geochemical characteristics cannot be explained from the standpoint of shallow differentiation of primary magmas, indicates the leading role of fluid-magmatic interaction processes in the formation of high-silica magmas.

*Leucogranites, geochronology, petrology, geochemistry, melt and fluid inclusions, Gornyy Altai***ВВЕДЕНИЕ**

Механизм образования высококремнистых магм — один из наиболее сложных вопросов петрологии. Их формирование в большинстве случаев связывают либо с глубокой дифференциацией гранитоидных магм [Whalen et al., 1987], либо с низкими степенями плавления пород континентальной коры

© Крук Н.Н., Шокальский С.П., Крук Е.А., Гаврюшкина О.А., Соколова Е.Н., Руднев С.Н., Нарыжнова А.В., Смирнов С.З., Семенова Д.В., Карпов А.В., 2024

✉ e-mail: kruk@igm.nsc.ru

[Туркина, Сухоруков, 2022; и др.]. В этой связи особую проблему представляет формирование высококремнистых лейкогранитов, которые содержат избыточное по сравнению с составом гранитной эвтектики количество кварца и, таким образом, не могут быть образованы при эволюции менее кремнекислых магм в закрытой системе. Установлено, что подобные выплавки, содержащие чрезмерное количество нормативного кремнезема, могут быть образованы в процессе плавления специфических высококремнистых пород, обогащенных калием и легкими компонентами [Douse, Harris, 1998]. Однако такие породы редки в земной коре и не могут объяснить широкого распространения высококремнистых лейкогранитов.

В то же время ряд экспериментальных работ и результатов исследования природных объектов [Ходоревская, 2004; Kruk et al., 2023] показывает, что значимый рост кремнекислотности расплавов может происходить за счет их взаимодействия с флюидной фазой, обогащенной кремнеземом и, возможно, другими компонентами. Детали этого процесса пока неясны и нуждаются в дополнительном обосновании.

В данной работе представлены результаты комплексного исследования позднедевонских гранит-лейкогранитов Майорского интрузива в западной части Горного Алтая (Россия). Полученные в ходе исследования данные вносят новый вклад в решение проблемы петрогенезиса высококремнистых магм.

ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Алтайский регион имеет длительную и многоэтапную историю развития. Его геологическое строение и тектоническая история подробно описаны в работах [Зоненшайн и др., 1990; Берзин и др., 1994; Шокальский и др., 2000; Владимиров и др., 2003; Добрецов, 2003; Добрецов и др., 2004, 2005, 2007; Xiao et al., 2010; Буслов и др., 2013]. В целом история развития Алтая включает три больших этапа: 1) неопротерозой-раннепалеозойский (поздний рифей—поздний силур); 2) среднепалеозойский (ранний девон—средний карбон); 3) позднепалеозойский-раннемезозойский (поздний карбон—ранний триас).

Первый этап был связан с формированием и развитием в венде—раннем кембрии океанических и периокеанических структур (внутриокеанических поднятий, энсиматических островных дуг и задуговых бассейнов) и причленением их к окраине Сибирского континента в начале позднего кембрия. Масштабные коллизионные события кембро-ордовика сменились в позднем ордовике—силуре режимом пассивной окраины. На этом этапе был сформирован тектонический каркас региона и образован главный объем его первичной коры. Второй этап был обусловлен процессами, происходившими на границе Сибирского континента и Обь-Зайсанского океанического бассейна, и завершился коллизией Сибири и Казахстана в середине карбона. Он знаменовался многократными проявлениями тектонической и магматической активности, которые привели к образованию в пределах Алтая коры континентального типа. Последний этап тектонической эволюции был внутриконтинентальным и связан с активностью Таримского (P_1) и Сибирского (P_2 — T_1) суперплюмов.

Гранитоиды, широко распространенные на территории Алтая (рис. 1), приурочены в основном ко второму и третьему этапам [Владимиров и др., 1998, 2001; Добрецов и др., 2005; Kruk et al., 2011], а наибольшая «пестрота» гранитоидных ассоциаций характерна для первой половины позднего девона (фран). Этот всплеск магматизма был связан с изменением режима континентальной окраины с субдукционного на трансформный, сопровождавшегося отрывом слэба [Крук, 2015]. Он выразился в формировании локальных вулканических ареалов со щелочными бимодальными сериями, включающими базальты ОИВ [Крук, Сенников, 2012], внедрением большого числа мелких гипабиссальных габбро-гранитных и гранитоидных интрузий, одной из которых является Майорский массив.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для исследования были отобраны образцы гранитоидов, наименее выветрелые и в наименьшей степени подверженные постмагматическим изменениям.

Содержания петрогенных компонентов в породах определялись методом рентгенофлуоресцентного анализа на рентгеновском спектрометре ARL-9900-XP фирмы ARL (Applied Research Laboratories) по стандартной методике. Содержания редких элементов определялись методом индуктивно связанной плазмы с масс-спектрометрическим окончанием (ICP-MS) на приборе ELEMENT FINIGAN по методике [Николаева и др., 2008]. Аналитические исследования выполнены в Центре коллективного пользования (ЦКП) многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН (г. Новосибирск).

Измерение массовой доли фтора выполнено в ЦКП ИГХ СО РАН потенциометрическим методом с использованием фторидного электрода ЭЛИТ-221 и хлорсеребряного электрода сравнения ЭВЛ-1М3.1.

Sm-Nd изотопные исследования выполнены в ИГГД РАН по методике [Ковач и др., 2011]. Навески около 100 мг растертых в пудру образцов, к которым был добавлен смешанный изотопный индикатор ^{149}Sm – ^{150}Nd , разлагались в тefлоновых бюксах в смеси $\text{HCl} + \text{HF} + \text{HNO}_3$ при температуре 110 °C.

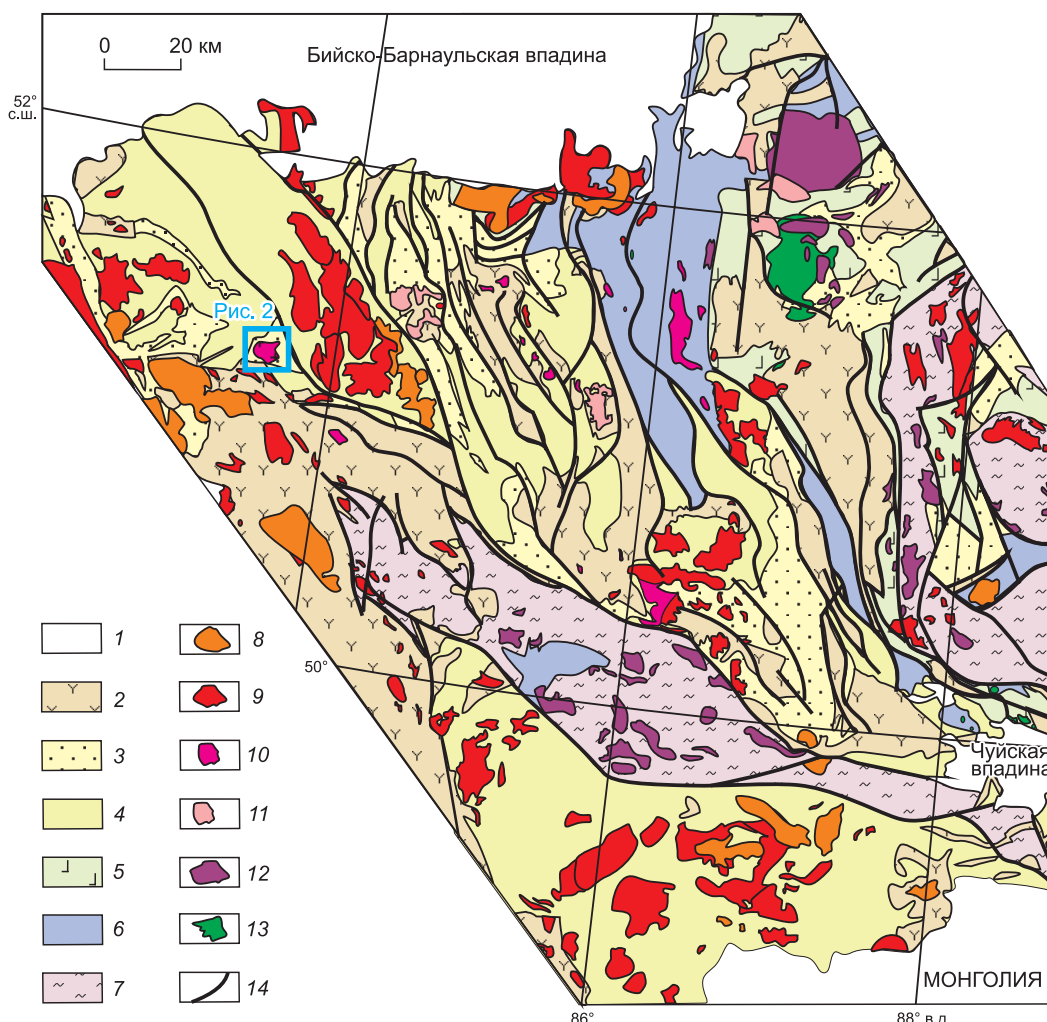


Рис. 1. Схема расположения раннесреднепалеозойских гранитоидных интрузий в геологических структурах Горного Алтая, по [Крук, 2015].

1 — четвертичные отложения; 2 — девонские вулканические и вулканогенно-осадочные толщи; 3 — ордовик-силурийские терригенные и терригенно-карбонатные толщи; 4 — позднекембрийско-раннеордовикские осадочные толщи; 5 — венд-раннекембрийские вулканические и вулканогенно-осадочные отложения островных дуг; 6 — венд-раннекембрийские океанические толщи (вулканогенные, карбонатные, кремнистые); 7 — метаморфические толщи нерасчлененные; 8–11 — гранитоиды: 8 — позднепалеозойско-раннемезозойские, 9, 10 — позднедевонские (9 — фаменские, 10 — франские); 11 — среднедевонские; 12 — раннедевонские; 13 — раннепалеозойские; 14 — главные разломы.

Полнота разложения проверялась под бинокляром. Редкоземельные элементы (РЗЭ) были выделены посредством стандартной катионообменной хроматографии на колонках смолы Bio-Rad AG® 50W-X8 200—400 меш, а Sm и Nd — с помощью экстракционной хроматографии на колонках LN-Spec (100—150 меш) фирмы Eichrom. Изотопные составы Sm и Nd были измерены на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON TI в статическом режиме. Измеренные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ нормализованы к отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ и приведены к отношению $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511115$ в Nd-стандарте JNdi-1. Средневзвешенное значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в Nd-стандарте JNdi-1 за период измерений составило 0.512098 ± 5 ($n = 10$). Точность определения концентраций Sm и Nd $\pm 0.5\%$, изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} \pm 0.5\%$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 0.005\%$ (2σ). Уровень холостого опыта не превышал 0.2 нг Sm и 0.5 нг Nd.

При расчете величин $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$ и модельных возрастов $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ использованы современные значения CHUR, по [Jacobsen, Wasserburg, 1984], ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$) и DM, по [Goldstein, Jacobsen, 1988], ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2136$). Для учета возможного фракционирования Sm и Nd во внутрикоровых процессах для исследованных пород были рассчитаны двустадийные Nd модельные возрасты $T_{\text{Nd}}(\text{DM}-2)$ [Keto, Jacobsen, 1987] с использованием среднекорового отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.12$ [Taylor, McLennan, 1985].

Состав породообразующих минералов определен методом рентгеноспектрального микроанализа (ЕМРА) на приборе JEOL-JXA8100 в ЦКП МИИ ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). Исследования проводились при ускоряющем напряжении 20 кВ, силе тока 30 нА и диаметре электронного пучка 2 мкм.

Измерения изотопного состава кислорода в кварце выполнялись на газовом масс-спектрометре FINNIGAN MAT 253 в ЦКП «Геоспектр» ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ) с использованием лазерного фторирования при пробоподготовке. Расчеты $\delta^{18}\text{O}$ были выполнены относительно стандартов NBS-28 (кварц) и NBS-30 (биотит). Правильность полученных значений контролировалась регулярными измерениями собственного внутреннего стандарта ГИ-1 (кварц) и лабораторного ИГЕМ РАН Polaris (кварц). Погрешность полученных значений величин $\delta^{18}\text{O}$ находилась на уровне $(1\sigma) \pm 0.2 \text{ ‰}$.

Прогрев расплавных включений проводился в автоклаве под давлением тяжелой воды 2 кбар в соответствии с методикой [Смирнов и др., 2011]. Для прогрева, длительность которого составляла 2 сут, были подобраны зерна кварца размером 0.5—1.0 мм. После прогрева закалочные стекла включений были исследованы методом рамановской спектроскопии (или КР-спектроскопии) на присутствие D_2O для контроля их герметичности после проведения эксперимента.

Микротермометрические исследования флюидных включений проводились с помощью криотермокамеры THMSG600 фирмы Linkam, работающей в диапазоне температур от -180 до $+500 \text{ }^\circ\text{C}$. Погрешность измерения составляет $0.1 \text{ }^\circ\text{C}$.

Определение состава газовой фазы во флюидных включениях проводилось методом конфокальной рамановской спектроскопии на спектрометре Horiba LabRAM HR 800 с полупроводниковым детектором Andor, охлаждаемым элементом Пельтье до $-65 \dots -70 \text{ }^\circ\text{C}$ (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск). Возбуждение проводилось твердотельным лазером Horiba LAS-532-HREV с длиной волны 532 нм и мощностью 50 мВт.

U-Pb датирование выполнено по единичным зернам цирконов в ЦКП МИИ ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) методом LA-SF-ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения Element XR (Thermo Fisher Scientific) с эксимерной системой лазерной абляции Analyte Excite фирмы (Teledyne Cetac). Параметры масс-спектрометра оптимизировали для получения максимальной интенсивности сигнала ^{208}Pb при минимальном значении $^{248}\text{ThO}^+/^{232}\text{Th}$, применяя стандарт NIST SRM612. Для выбора точек датирования на поверхности зерен использовались катодолуминесцентные изображения, полученные с помощью сканирующего электронного микроскопа LEO-1430VP, оснащенного катодной приставкой в ЦКП МИИ ИГМ СО РАН. Сканирование проводили по следующим массам ^{202}Hg , $^{204}(\text{Pb} + \text{Hg})$, ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th , ^{238}U в режиме E-scan. Детектирование сигналов проводилось в режиме счета (counting) для всех изотопов, за исключением ^{238}U и ^{232}Th , для которых использовался режим triple. Диаметр лазерного луча составлял 25—35 мкм, частота повторения импульсов 5 Гц, длительность холостого измерения составляла 25 с с последующей абляцией материала в течение 30 с. Плотность энергии лазерного излучения 3 Дж/см^2 . Данные масс-спектрометрических измерений обрабатывали с помощью программы Glitter [Griffin et al., 2008]. Изотопные отношения аналитических точек нормировали на соответствующие изотопные отношения стандартного циркона Plešovice [Slama et al., 2008]. Диаграммы с конкордией построены с помощью программы Isoplot [Ludwig, 2003]. Для стандартного циркона Temora-2 [Black et al., 2004], используемого в качестве контрольного образца, получены следующие средневзвешенные значения возраста изотопных отношений $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (2σ): 427 ± 40 и 413 ± 4 млн лет (пр. E-21-4), 426 ± 41 и 413 ± 4 млн лет (пробы 21-34A/1 и 21-33), 401 ± 37 и 415 ± 4 млн лет (пр. 21-36) соответственно. Коррекция на содержание нерадиогенного свинца не проводилась.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Внутреннее строение массива и возраст гранитоидов. Майорский массив также находится в Западном Алтае в левобережье р. Чарыш (рис. 2). Он представляет собой интрузивное тело округлой формы площадью около 100 км^2 , прорывающее ордовик-силурийские терригенно-карбонатные толщи и лишь в самой южной части имеющее интрузивный контакт с вулканитами раннего девона. Перечисленные отложения подстилаются мощными толщами кембро-ордовикских турбидитов Чарышско-Талицкого бассейна, имеющего океаническое основание [Буслов и др., 1998; Крук и др., 2010; Safonova et al., 2011; Kruk et al., 2018]. Интрузив сложен несколькими петрографическими разностями, объединенными, по данным [Шокальский, 1990], в три интрузивные фазы. К I фазе относятся средне- и равномерно-зернистые или слабопорфировидные биотит-амфиболовые граниты, слагающие неправильной формы тело в центральной части массива. Ко II фазе отнесены три петрографических разности пород: крупнозернистые (до гигантозернистых) порфировидные двуполовошпатовые биотитовые и биотит-амфиболовые гранит-лейкограниты, слагающие основной объем массива (далее по тексту субфаза ПА), а также среднезернистые биотитовые и рибекит-биотитовые аляскиты и биотитовые лейкограниты, распространенные в южной его части (далее по тексту субфазы ПБ и ПВ соответственно). Выделение в рамках

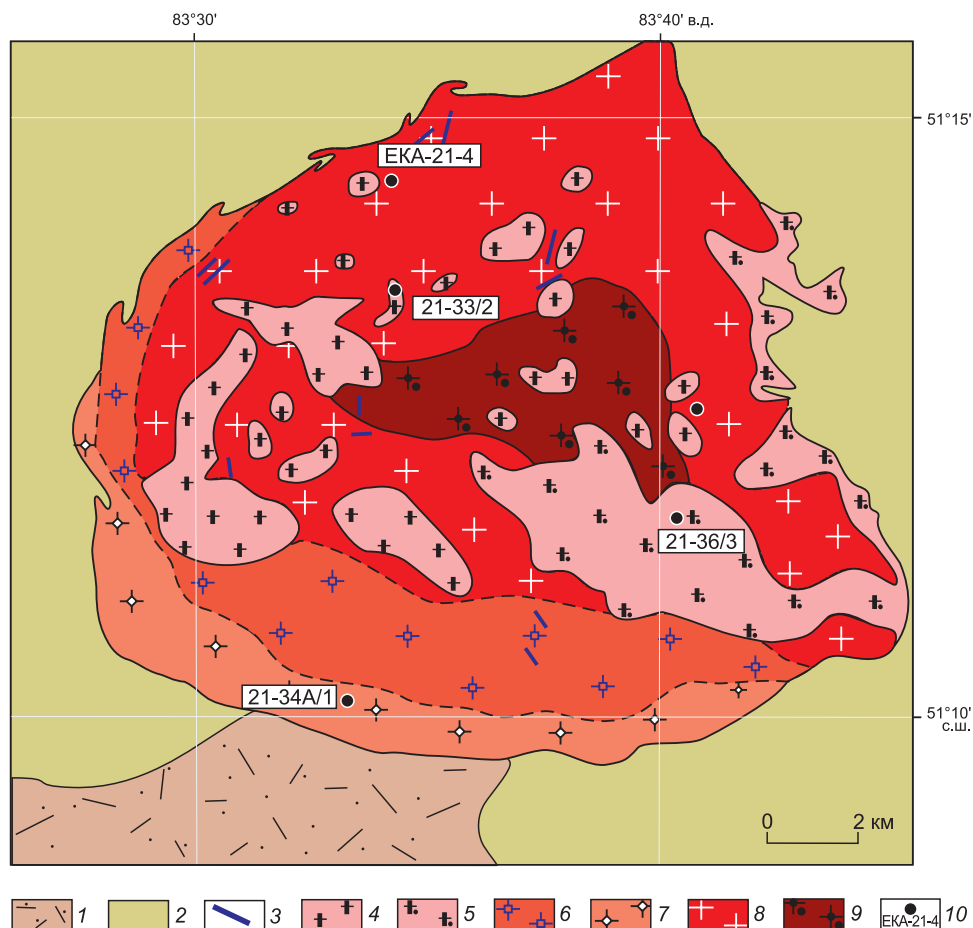


Рис. 2. Геологическая схема Майорского массива, по [Шокальский, 1990].

1, 2 — вмещающие толщи (1 — силурийские терригенно-карбонатные, 2 — девонские вулканогенные); 3–9 — гранитоиды Майорского массива: 3 — дайки аплитов, 4 — мелко- и равномерно-зернистые биотитовые лейкограниты IV фазы, 5 — мелко- и среднезернистые порфиroidные биотитовые лейкограниты III фазы, 6–8 — породы II фазы (6 — средне- и равномерно-зернистые калишпат-альбитовые лейкограниты субфазы IIB, 7 — средне- и равномерно-зернистые рибекит-биотитовые и биотитовые аляскиты субфазы IIB, 8 — крупно- и среднезернистые порфиroidные биотитовые (± амфибол) двуполевошпатовые гранит-лейкограниты субфазы IIA); 9 — среднезернистые биотит-амфиболовые граниты I фазы; 10 — точки отбора проб для определения абсолютного возраста.

одной фазы нескольких резко различных породных групп объясняется отсутствием наблюдаемых фазовых контактов между ними, а также латеральными вариациями минералого-петрографических и геохимических характеристик гранитоидов (см. ниже).

В III фазу, по данным [Шокальский, 1990], выделены равномерно-зернистые и биотитовые лейкограниты. Эти породы формируют небольшие штокоподобные тела, прорывающие породы более ранних фаз. Установлено, что тела порфиroidных лейкогранитов приурочены к полям развития крупнозернистых порфиroidных гранитов субфазы IIA, в то время как штоки равномерно-зернистых лейкогранитов прорывают все разности второй фазы. Учитывая этот факт, а также данные геохронологических исследований (см. ниже), мы выделяем мелко- и равномерно-зернистые лейкограниты в самостоятельную IV фазу.

Кроме того, в массиве встречаются единичные дайки аплитовидных гранитов, прорывающие породы всех описанных выше фаз. Также необходимо отметить находки в гранитоидах немногочисленных ксенолитов и мафических включений, представленных в разной степени измененными и кварцевыми монцодиоритами.

На основании геологических данных возраст гранитоидов массива считался среднепозднедевонским. Первая оценка возраста, полученная U-Pb методом по циркону из крупнозернистых гранитов II фазы (ID-TIMS, данные В.А. Халилова), составила 381 ± 4 млн лет [Владимиров и др., 2001]. Позже с использованием SIMS SHRIMP-II в лаборатории ВСЕГЕИ для гранитов I и III фаз были получены оценки возраста 393 ± 4 и 386 ± 2 млн лет [Гусев, 2015].

Для определения длительности формирования существенно лейкогранитных ассоциаций Майорского массива нами было проведено U-Pb датирование гранитоидов II, III и IV фаз. Для аналитических исследований выбирались зерна циркона с осцилляторной зональностью (в режиме катодолюминесценции), что в совокупности со значениями Th/U отношений указывает на их магматическое происхождение. Измерение изотопных отношений проводилось по 40 точкам (исключение составила проба из IV фазы, где было проанализировано 10 зерен). Результаты анализа приведены в дополнительных материалах, https://sibran.ru/journals/table_Kruk.pdf, табл. 1s.

Проба порфировидных крупнозернистых лейкогранитов субфазы ПА была отобрана в северной части массива, в районе д. Майорка (пр. ЕКА-21-4, координаты $51^{\circ}14'5.97''$ с.ш.; $83^{\circ}31'23.45''$ в.д., рис. 2). Циркон представлен прозрачными бесцветными и полупрозрачными светло-желтыми кристаллами призматического габитуса размером от 100 до 300 мкм, $K_{elong} = 1.4\text{--}2.8$ (где K_{elong} — отношение длины и ширины кристаллов). Изотопные отношения по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, полученные по 20 точкам, соответствуют диапазону возрастов 383—391 млн лет со средневзвешенным возрастом 386 ± 3 млн лет при СКВО = 0.19, вероятность 0.17 (рис. 3, а). Th/U в исследуемом цирконе варьирует от 0.38 до 0.71. Конкордантное значение возраста для этой выборки составляет 387 ± 2 млн лет (СКВО = 1.9).

Циркон из биотитовых аляскитов субфазы ПБ (пр. 21-34А/1, южная часть массива, левый борт р. Черновая, координаты $51^{\circ}09'52.9''$ с.ш.; $83^{\circ}33'12.8''$ в.д., см. рис. 2) представлен прозрачными и полупрозрачными призматическими кристаллами. Их окраска варьирует от светло-коричневых до светло-

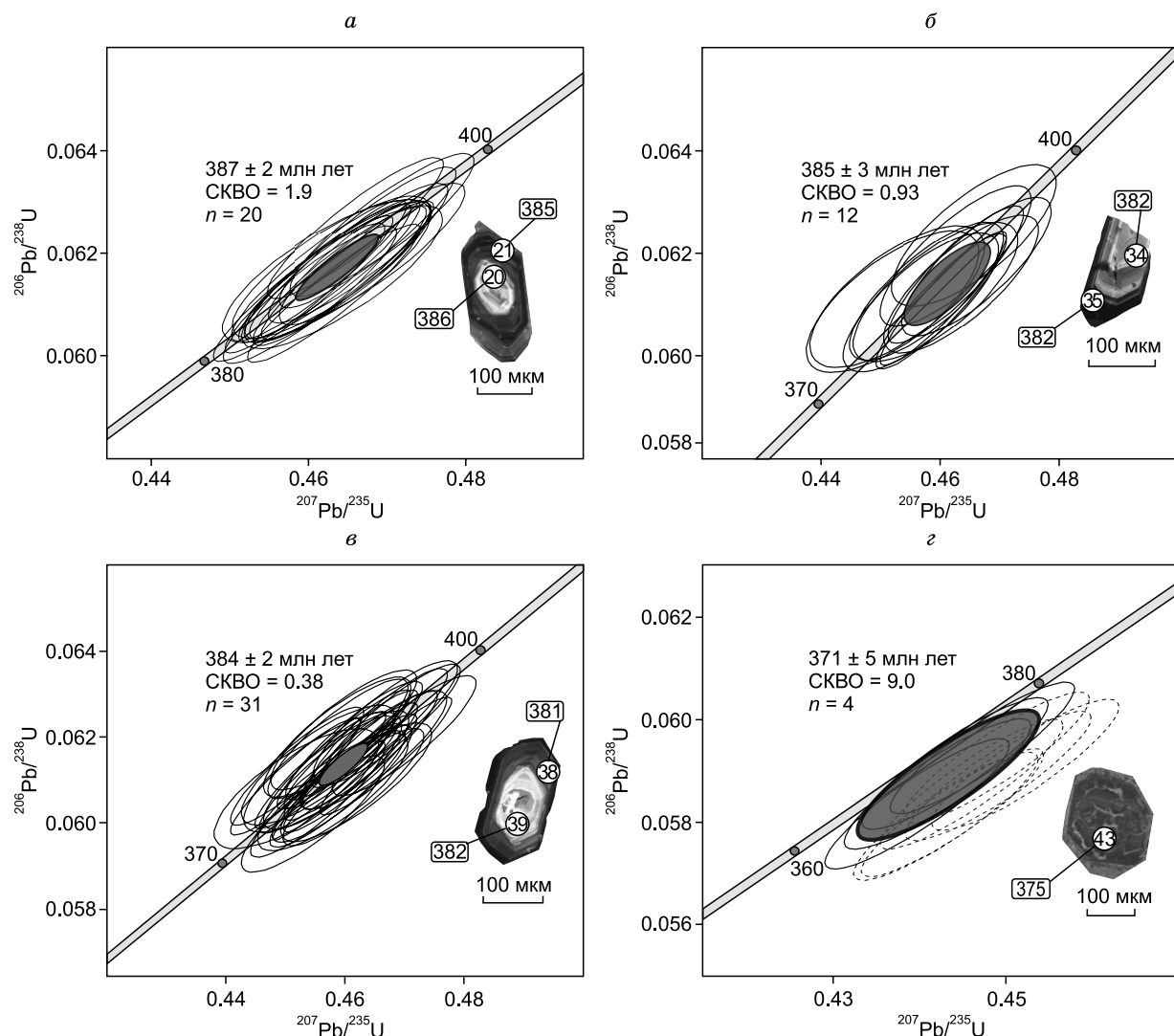


Рис. 3. Результаты U-Pb датирования циркона из гранитоидов Майорского массива.

а — обр. Е-21-4, лейкогранит порфировидный, крупнозернистый (II фаза, субфаза ПА), б — обр. 21-34А/1, биотитовый аляскит (II фаза, субфаза ПБ), в — обр. 21-36, лейкогранит порфировидный (III фаза), з — обр. 21-33, лейкогранит равномерно-зернистый (IV фаза). Описание см. в тексте. Цифры в кружках соответствуют нумерации в табл. 1s (см. доп. материалы).

желтых, также присутствуют бесцветные зерна. Размер кристаллов 120—250 мкм, $K_{elong} = 1.6—2.7$. Изотопные отношения по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, полученные по 12 точкам, дают диапазон возрастов 375—399 млн лет. Средневзвешенное значение для этой выборки составило 384 ± 3 млн лет (СКВО = 0.21) и конкордантный возраст, равный 385 ± 3 млн лет при СКВО = 0.93 с вероятностью 0.33 (см. рис. 3, б). Th/U отношения в цирконе составляют 0.28—0.83.

Возраст пород III фазы определен по монофракции циркона, выделенной из порфировидных мелкозернистых лейкогранитов юго-восточной части массива (пр. 21-36/1, координаты $51^{\circ}10'48.91''$ с.ш.; $83^{\circ}36'39.8''$ в.д., см. рис. 2). Циркон в пробе представлен преимущественно полупрозрачными светло-коричневыми призматическими кристаллами размером 100—290 мкм с $K_{elong} = 1.6—2.9$. В 31 точке диапазон возрастов составляет 380—390 млн лет (по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$), а их средневзвешенное и конкордантное значения совпадают: 384 ± 2 млн лет при СКВО = 0.38, вероятность 0.54 (см. рис. 3, в). Th/U отношение в исследованном цирконе варьирует от 0.32 до 1.48.

Для определения возраста пород IV фазы использована монофракция циркона из мелко- и равномерно-зернистых лейкогранитов северной части массива (пр. 21-33/2, координаты $51^{\circ}13'26.1''$ с.ш.; $83^{\circ}31'51.24''$ в.д., см. рис. 2). Кристаллы циркона (размером от 120 до 240 мкм с K_{elong} от 1.1 до 1.5) в этой пробе имеют изометричный облик и преимущественное развитие граней бипирамид. Все кристаллы полупрозрачные и имеют рыжеватую окраску. В катодолуминесценции кристаллы светятся слабо, повсеместно в них присутствуют залеченные трещины. Сохранившиеся участки характеризуются тонкой осцилляторной зональностью. Th/U отношение в исследованном цирконе варьирует от 0.07 до 0.20 (среднее значение 0.13). Значения изотопных отношений (по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$), полученные по 10 точкам, соответствуют 364—372 млн лет. Конкордантное значение возраста, полученное по четырем «молодым» аналитическим точкам с Th/U > 0.1 (см. сплошные эллипсы на рис. 3, г; доп. материалы, табл. 1с, незачеркнутые значения), соответствует возрасту 371 ± 5 млн лет при СКВО = 9 и крайне низкой (0.017) вероятности (см. рис. 3, г). Эта оценка может рассматриваться только как предварительная, однако получить более точные данные нам пока не удалось.

Таким образом, оценки возраста, полученные для пород II и III фаз, неразличимы в пределах аналитической ошибки и не отличаются значимо от даты, полученной по циркону из гранитов I фазы (393 ± 4 млн лет). Следовательно, внедрение основного объема гранитоидов Майорского массива произошло в относительно короткий промежуток времени. Образование мелкозернистых гранитов IV фазы, с определенной долей вероятности, могло произойти на 10—15 млн лет позже, что было учтено при последующих генетических построениях.

Петрографические особенности пород и состав породообразующих минералов. Гранит-лейкограниты I фазы — светло-серые средне- и равномерно-зернистые или слабопорфировидные породы. Порфировые выделения (до 10 %) представлены удлиненными лейстами калишпата, реже округлыми зернами кварца. Основная масса имеет гранитную структуру, сложена кварцем, калишпатом, плагиоклазом и темноцветными минералами (≤ 5 %, в единичных случаях до 8—10 %). Они представлены биотитом и амфиболом, оба минерала интенсивно хлоритизированны. Акцессорные минералы: циркон, апатит, магнетит, редко сфен.

Двуполевошпатовые лейкограниты субфазы ПА — крупнозернистые порфировидные породы. Порфировые выделения (от 10 до 30 %) представлены крупными (до 7 см) кристаллами и простыми двойниками пертитового калишпата. Значительно реже среди вкрапленников встречаются вытянутые кристаллы олигоклаза. Основная масса имеет гранитную структуру, вокруг порфировых выделений спорадически встречаются небольшие участки с микропегматитовой структурой. Минеральный состав основной массы: кварц — до 40 %; калишпат и плагиоклаз — по 25—35 %, темноцветные минералы (биотит и амфибол, замещенные хлоритом) — 5 %. Акцессорные минералы: магнетит, ильменит, сфен, циркон, апатит.

Аляскиты субфазы ПБ — розовато-серые мелко-, средне- и равномерно-зернистые породы. Структура их характеризуется равной степенью изоморфизма кварца и калишпата. Часто встречаются участки с микропегматитовой структурой. Породы состоят из калишпата (60—65 %) и кварца (35—40 %) и темноцветных минералов (биотит, реже щелочной амфибол, до 3 %). Зерна калишпата имеют неоднородное строение: внутренняя часть сложена мезопертитом, внешняя кайма однородная. Кварц слагает округлые или ксеноморфные зерна с облачным погасанием. Породы характеризуются обилием акцессорных минералов, среди которых присутствуют титанит, магнетит, ильменит, ортит, циркон.

Калишпат-альбитовые лейкограниты субфазы ПВ — средне- и крупнозернистые, местами слабопорфировидные породы. В отличие от предыдущей разности, в основной массе появляется альбит (до 10—15 %), зерна которого ксеноморфны по отношению к кварцу и калишпату. Из темноцветных минералов встречается исключительно биотит, практически нацело хлоритизированный.

Лейкограниты III фазы — мелкозернистые порфировидные породы. Вкрапленники (20—30 %) представлены калишпатом и кварцем, значительно реже — плагиоклазом. Зерна калишпата в порфиро-

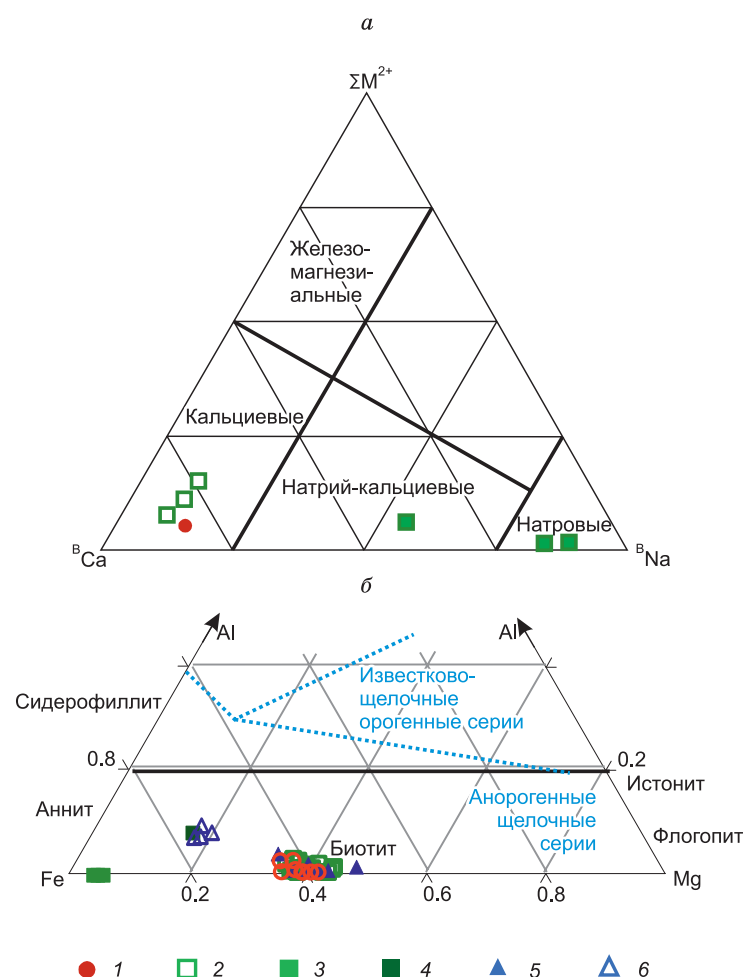
вых выделениях имеют размер до 5 мм, часто сдвойникованные и содержат тонкие вроски альбита. Кварц в порфировых выделениях обладает кристаллографической огранкой, реже встречаются округлые (возможно подплавленные) зерна размером до 2—3 мм. Основная масса представлена мелкозернистым агрегатом, состоящим из приблизительно равных количеств кварца, калишпата и кислого плагиоклаза, и имеет гранофировую, реже микропегматитовую структуру. Темноцветные минералы представлены биотитом (обычно хлоритизированным), его количество не превышает 3 %. Из аксессуаров встречаются циркон, титанит и апатит.

Лейкограниты IV фазы — мелко-, реже среднезернистые и равномерно-зернистые породы, сложенные кварцем (35—40 %), кислым плагиоклазом (20—25 %), микроклином (35—40 %) и биотитом (менее 3 %). Калишпат и плагиоклаз равноидiomорфны и представлены частично ограненными лейстами размером 2—4 мм. Для зерен калишпата характерно пертитовое строение и наличие простых двойников, а также включения разноориентированных кристаллов альбита. Плагиоклаз образует слабоудлиненные таблитчатые кристаллы с тонким полисинтетическим двойникованием. Зерна кварца ксеноморфны, часто имеют облачное погасание и неровные (корродированные) границы.

Аплиты даек — мелко- и равномерно-зернистые породы, состоящие из плагиоклаза (25—30 %), калишпата (30—35 %) и кварца (40—45 %). Темноцветные минералы (хлоритизированный биотит) составляют не более 2—3 %. Структура характеризуется слабым идиоморфизмом плагиоклаза по отношению к кварцу и калишпату.

Кварцевый монодиорит из ксенолита в лейкогранитах III фазы — это мелко- и среднезернистая порода с пятнистой (такситовой) текстурой, состоящая из амфибола (15—20 %), плагиоклаза и калиевого полевого шпата (по 25—35 %), а также кварца (до 20 %). Характерно неравномерное распределение амфибола: встречаются обогащенные роговой обманкой «овоиды» без четких контуров, составляющие до 15 % объема породы, кроме того, амфибол присутствует в основной массе в виде мелких игольчатых кристаллов вместе с полевыми шпатами и кварцем.

Для всех пород массива характерно развитие процессов катаклаза и постмагматического изменения. Кварц в большинстве образцов имеет облачное погасание.



Амфиболы гранитоидов I фазы и субфазы ПА относятся к Са-подгруппе амфиболов (рис. 4, а) и по классификации IMA2012 [Hawthorne, Oberti, 2012] соответствуют чермакитам (породы I фазы) и магнезиальным роговым обманкам (граниты субфазы ПА). Амфиболы из аляскитов субфазы ПБ характеризуются высокими (> 5 мас. %) содержаниями Na₂O, низкими концентрациями СаО. Они относятся к натровым и натрий-кальциевым разностям (см. рис. 4, а) и соответствуют рибекитам и/или феррокатафоритам. Наиболее значимой примесью в амфиболах изученных массивов является TiO₂ (1.34—2.6 мас. %) и MnO (0.6—1.02 мас. %). Представительные составы амфиболов приведены в доп. материалах, табл. 2с.

Слюды Майорского массива принадлежат ряду флогопит—аннит

Рис. 4. Классификационные диаграммы для темноцветных минералов гранитоидов Майорского массива:

а — амфиболы [Oberti et al., 2012], б — слюды [Номенклатура..., 1998], границы полей составов орогенных и анорогенных серий, по [Abdel-Rahman, 1994]. 1 — I фаза, 2 — субфаза ПА, 3 — субфаза ПБ, 4 — субфаза ПБ, 5 — III фаза, 6 — IV фаза.

(см. рис. 4, б; доп. материалы, табл. 3s). Составы слюд в породах разных фаз массива варьируют в широких пределах. Биотиты гранитов I фазы и субфазы ПА одностипны: для них характерны $f = 65\text{—}75\%$, $l = 14\text{—}16\%$, содержания TiO_2 в интервале $3.2\text{—}4.2$ мас. %, MnO — $0.6\text{—}1.0$ мас. %. Концентрации хлора в биотитах гранитов I фазы повышены ($0.27\text{—}0.37$ мас. %), а в слюдах порфировидных гранитов ПА не превышают 0.18 мас. %. Концентрации фтора достигают 1.3 и 1.7 мас. % соответственно. Слюды аляскистов субфазы ПБ отличаются более высокой железистостью ($f = 94\text{—}95\%$), низкой глиноземистостью ($l = 11\text{—}13\%$) и пониженными концентрациями TiO_2 ($2.37\text{—}2.43$ мас. %). Характерны максимальные среди слюд массива содержания фтора ($2.37\text{—}2.96$ мас. %) и минимальные — хлора ($0.11\text{—}0.14$ мас. %). Биотиты калишпат-альбитовых гранитов субфазы ПБ и лейкогранитов фазы IV имеют максимальную железистость ($f = 98\text{—}99\%$), минимальную глиноземистость ($l = 9\text{—}10\%$) и низкие концентрации фтора ($0.43\text{—}0.57$ мас. %), а по содержаниям остальных элементов занимают промежуточное положение между слюдами пород субфаз ПА и ПБ.

Слюды порфировидных лейкогрантов III фазы по железистости, содержаниям титана и летучих компонентов близки к биотитам пород субфазы ПА. Вместе с тем они отличаются чуть более высокой глиноземистостью ($l = 17\text{—}18\%$) и слабоповышенными содержаниями марганца (до 1.3 мас. % MnO). Для биотитов из лейкогранитов IV фазы характерны пониженные содержания TiO_2 ($2.5\text{—}2.8$ мас. %), минимальные среди пород массива концентрации фтора ($0.39\text{—}0.47$ мас. % при $l = 16\text{—}18\%$) и умеренных концентрациях хлора ($0.16\text{—}0.19$ мас. %).

Таким образом, биотиты аляскистов субфазы ПБ значительно отличаются по составу от слюд из других пород массива (исключая разве что калишпат-альбитовые граниты ПБ). В то же время необходимо отметить отсутствие общих для слюд из пород разных фаз трендов эволюции составов, что позволило бы объединить их в рамках какого-то одного петрологического процесса.

Геохимические и изотопные характеристики пород. По вещественному составу гранит-лейкограниты Майорского массива соответствуют породам высококальцевой щелочно-известковой серии (рис. 5, а—в). Общей особенностью пород массива являются насыщенность глиноземом, повышенные (для кремнекислых пород) содержания титана, низкие концентрации кальция и фосфора, высокая железистость (см. рис. 5, в, г; доп. материалы, табл. 4s). Моношпатовые биотит-рибекитовые гранит-лейкограниты по сравнению с биотитовыми двуполевошпатовыми разностями характеризуются слабоповышенными содержаниями титана, меньшей глиноземистостью, более высокими содержаниями железа и низкими — магния.

На TAS-диаграмме (см. рис. 5, а) точки составов пород соответствуют гранитам и лейкогранитам, формально располагаясь главным образом в поле пород умеренно-щелочной серии. Однако анализ петрохимических индексов показывает, что большинство изученных гранитоидов отвечают породам нормального ряда с коэффициентом агапитности не более 0.9 . Исключением являются гранит-лейкограниты групп ПБ и ПВ, демонстрирующие значения $A(I)$ от 0.9 до 1.0 . Для одного образца моношпатового лейкогранита (11-32/1), где единственным темноцветом является рибекит, установлено значение $A(I) = 1.02$, т. е. порода отвечает щелочному ряду.

Редкоэлементный состав гранитоидов Майорского массива неоднороден. Породы I фазы и субфазы ПА близки по редкоэлементным характеристикам. Для них характерны близкларковые содержания крупноионных литофильных элементов (LILE) при пониженных концентрациях Sr (см. доп. материалы, табл. 4s). Концентрации высокочarged элементов (HFSE) в этих породах также соответствуют кларковому уровню или слабо превышают его (рис. 6, а; см. доп. материалы, табл. 4s). Суммарные концентрации РЗЭ варьируют от 150 до 170 г/т в породах I фазы и от 90 до 190 г/т в породах субфазы ПА. Спектры распределения РЗЭ асимметричные, нормированное по хондриту отношение La/Yb варьирует от 6.6 до 7.2 и от 5 до 11 в породах двух групп соответственно, обнаруживая прямую зависимость от содержания РЗЭ (рис. 7, а; см. доп. материалы, табл. s4). Для всех исследованных пород характерно наличие отрицательной европиевой аномалии.

На дискриминационных диаграммах Дж. Уолена с соавторами [Whalen et al., 1987] составы пород ложатся в поле дифференцированных (в меньшей мере недифференцированных) гранитоидов I- и S-типов (рис. 8, а).

Аляскисты субфазы ПБ при невысоких содержаниях LILE и низких (не более 45 г/т) концентрациях Sr характеризуются резко повышенными по сравнению с кларком содержаниями HFSE и РЗЭ (в единичных пробах Y — до 80 г/т, Zr — до 1700 г/т, Nb — до 65 г/т, Ta — до 5 г/т, Hf — до 50 г/т, Σ РЗЭ — до 650 г/т, см. рис. 6, а), в целом возрастающими с повышением кремнекислотности пород. Характерны асимметричные спектры РЗЭ с $(\text{La/Yb})_N = 4.7\text{—}8.4$ и глубоким европиевым минимумом (см. рис. 7, б) и резко повышенные по сравнению с другими породами массива содержания фтора (до 0.32 мас. % в наиболее обогащенных HFSE и РЗЭ пробах). Калишпат-альбитовые гранит-лейкограниты субфазы ПБ по особенностям редкоэлементного состава занимают промежуточное положение между

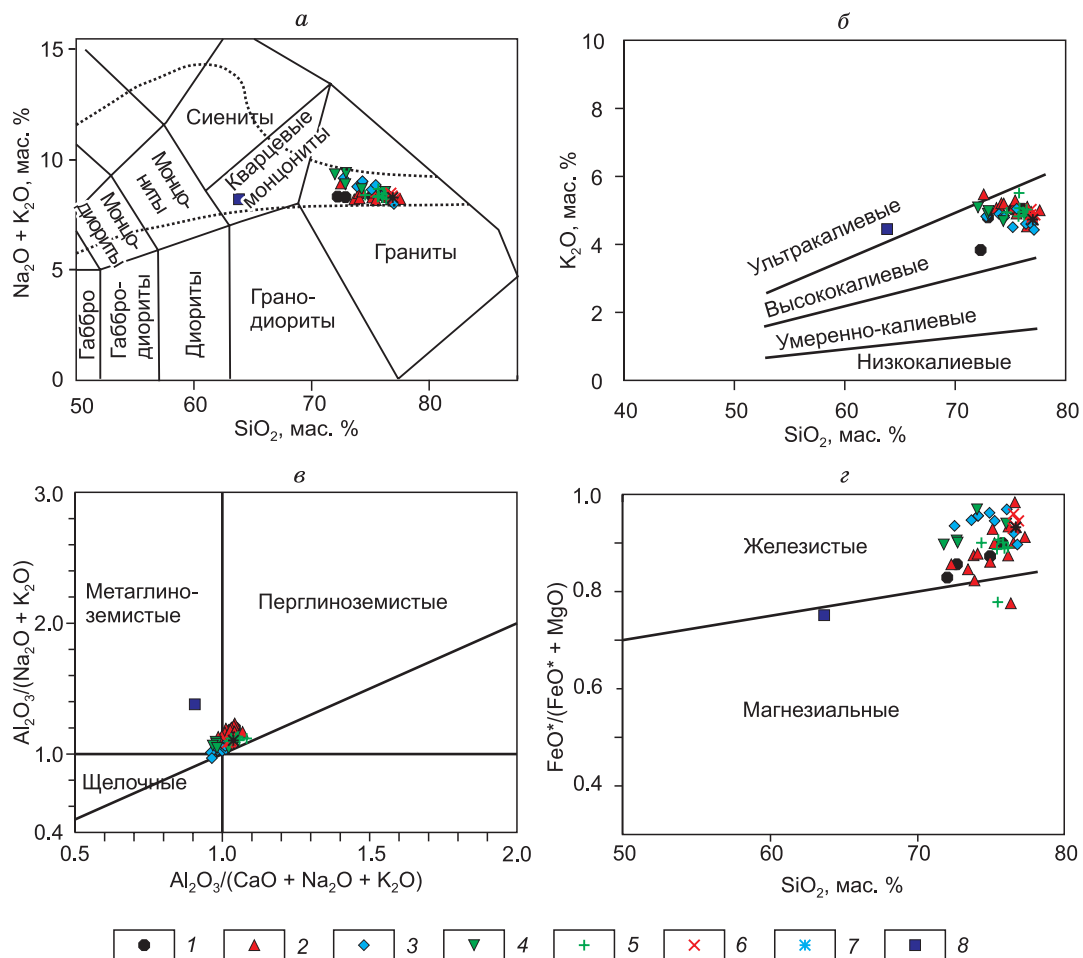


Рис. 5. Петрохимические диаграммы для гранитоидов Майорского массива.

a — TAS-диаграмма (границы полей приведены в соответствии с [Le Maitre, 1989]), пунктирными линиями обозначены границы умеренно-щелочной и щелочной серий; *б* — диаграмма SiO_2 — K_2O (границы полей приведены в соответствии с [Rickwood, 1989]); *в* — диаграмма $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ — $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (молекулярные количества, по [Maniar, Piccoli, 1989]); *г* — диаграмма SiO_2 — $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$ [Frost et al., 2001]. 1 — биотит-амфиболовые граниты I фазы, 2 — порфировидные гранит-лейкограниты субфазы IIА, 3 — среднезернистые аляскииты субфазы IIБ, 4 — среднезернистые калишпат-альбитовые лейкограниты субфазы IIВ, 5 — мелко- и среднезернистые порфировидные лейкограниты III фазы, 6 — мелко- и равномерно-зернистые лейкограниты IV фазы, 7 — аплит (дайка), 8 — кварцевый монцодиорит (включение).

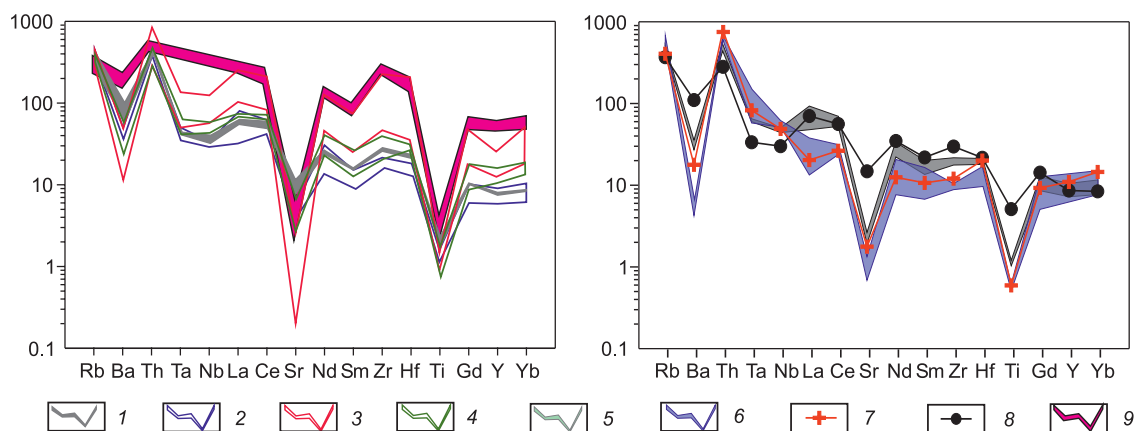


Рис. 6. Мультиэлементные диаграммы для гранитоидов Майорского массива.

1 — биотит-амфиболовые граниты I фазы, 2 — порфировидные гранит-лейкограниты субфазы IIА, 3 — среднезернистые аляскииты субфазы IIБ, 4 — среднезернистые калишпат-альбитовые лейкограниты субфазы IIВ, 5 — мелко- и среднезернистые порфировидные лейкограниты III фазы, 6 — мелко- и равномерно-зернистые лейкограниты IV фазы, 7 — аплит (дайка), 8 — кварцевый монцодиорит (включение), 9 — позднедевонские щелочные риолиты. Нормировано по составу примитивной мантии [Taylor, McLennan, 1985].

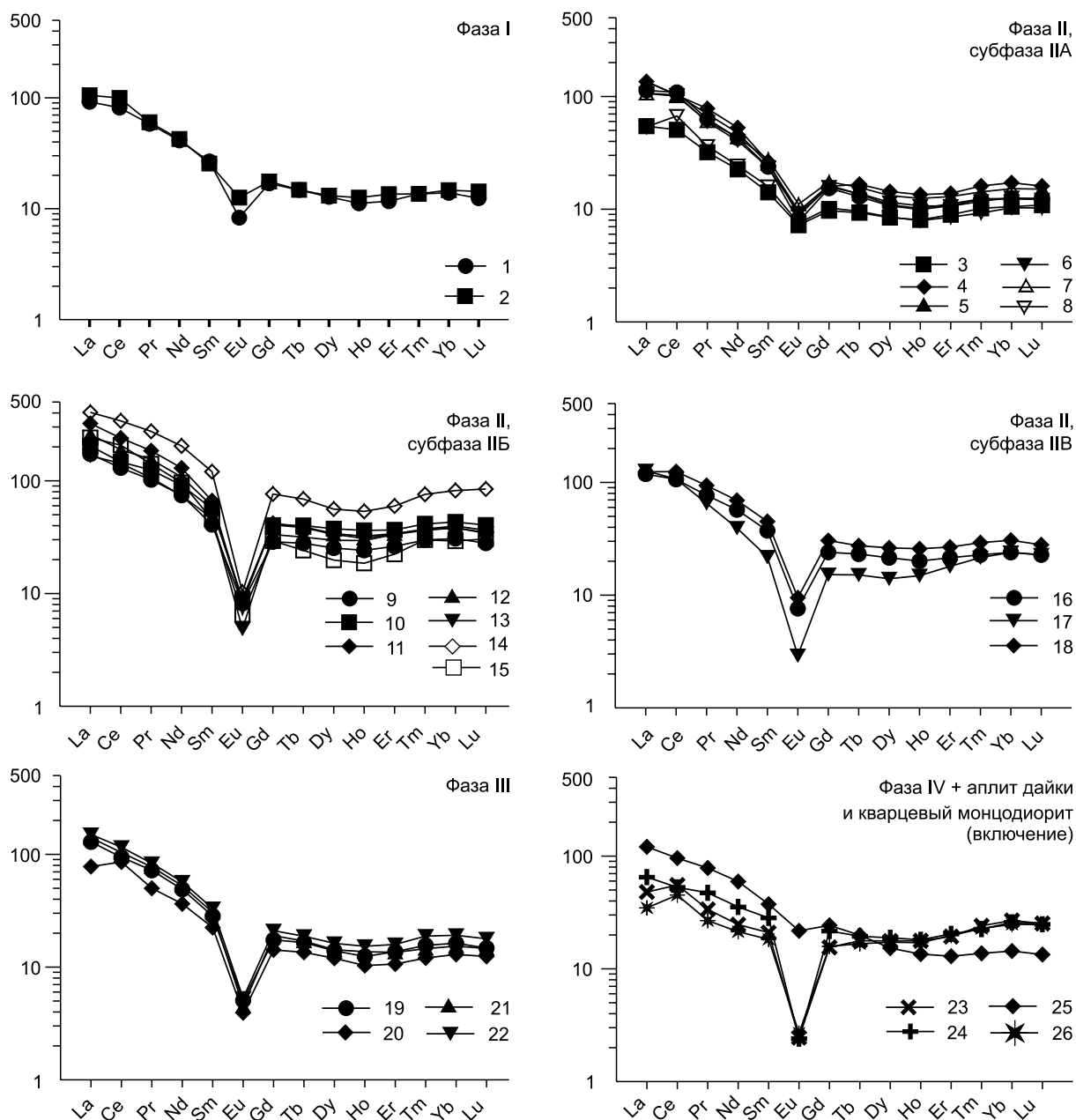


Рис. 7. Спектры распределения РЗЭ в гранитоидах Майорского массива.

Номера проб соответствуют табл. 4s (см. доп. материалы). Нормировано по составу хондрита [Boynnton, 1984].

породами групп ПА и ПБ, характеризующая широкими вариациями содержаний HFSE, РЗЭ и фтора (см. рис. 6, а; 7, а; доп. материалы, табл. 4s).

На дискриминационных диаграммах Дж. Уолена с соавторами [Whalen et al., 1987], в отличие от остальных гранитоидов массива, составы пород субфаз ПБ и ПВ лежат в поле гранитоидов А-типа (см. рис. 8, а), а на диаграмме Г. Эби (см. рис. 8, б) точки их составов локализованы вблизи линии, разделяющей поля пород мантийного и мантийно-корового генезиса [Eby, 1992].

Порфировидные мелкозернистые граниты III фазы по петрохимическим и редкоземельным характеристикам сходны с гранитоидами субфазы ПА, отличаясь от них несколько повышенными содержаниями LILE, пониженными Sr и Ba, а также наличием более глубоких европиевых минимумов на спектрах распределения РЗЭ.

Мелкозернистые граниты IV фазы характеризуются предельно кремнекислым составом (76.6—77.0 мас. % SiO₂). Их петрохимические характеристики сходны с породами III фазы, а редкоземельный

Изотопные характеристики гранитоидов Майорского массива

№ п/п	Образец	Возраст, млн лет	Sm	Nd	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	ε _{Nd} (0)	ε _{Nd} (T)	t _{Nd} (DM)	t _{Nd} (DM-2)	δ ¹⁸ O, ‰ V-SMOW
			г/г						млн лет		
1	21-31/3	393	3.48	18.94	0.1109	0.512647 ± 4	0.2	4.5	749	783	10.7
2	E21-4	385	4.44	23.77	0.1128	0.512650 ± 3	0.2	4.4	757	786	10.8
3	11-34/2	385	11.60	64.80	0.1082	0.512687 ± 6	1.0	5.3	671	707	11.6
4	E21-13	385	7.85	39.12	0.1213	0.512696 ± 6	1.1	4.8	752	747	10.9
5	21-36/1	385	7.06	38.59	0.1105	0.512648 ± 6	0.2	4.4	745	781	11.2
6	21-33/2	372	3.52	14.19	0.1500	0.512744 ± 5	2.1	4.3	975	781	11.2

Примечание. 1 — гранит I фазы, 2 — порфировидный гранит субфазы ПА, 3 — аляскит субфазы ПБ, 4 — альбит-калишпатовый лейкогранит субфазы ПВ, 5 — мелкозернистый порфировидный лейкогранит III фазы, 6 — мелкозернистый лейкогранит IV фазы.

состав отличается максимальными концентрациями Rb и Cs (до 370 и 15 г/т соответственно), минимальными среди пород массива содержаниями Sr, Ba, Zr и Hf. Концентрации РЗЭ нижекларковые ($\Sigma \text{РЗЭ} = 65\text{—}120$ г/т), распределения их слабо асимметричные с $(\text{La/Yb})_{\text{N}} = 1.7\text{—}2.5$ и глубоким европиевым минимумом.

Кварцевый монцодиорит меланократового включения (обр. 21-35/4) умеренно-щелочная порода с калиевой специализацией щелочей и невысокой железистостью (см. доп. материалы, табл. 1s). Редко-элементный состав характеризуется повышенными (для породы с такой кремнекислотностью) содержаниями Rb, Cs, обогащением Sr и Ba (253 и 542 г/т соответственно), вышекларковыми содержаниями HFSE и РЗЭ (см. рис. 6, б; 7, г; доп. материалы, табл. 4s). Свойственно также повышенное содержание фтора (0.12 мас. %).

Изотопные характеристики пород Майорского массива приведены в таблице. В целом в изотопном отношении породы Майорского массива достаточно гомогенны. Для большинства гранитоидов типичны значения $\varepsilon_{\text{Nd}}(T) = 4.3\text{—}4.5$ и значения $\delta^{18}\text{O V-SMOW} = 10.7\text{—}11.2 \text{‰}$. Лишь для пород субфаз ПБ и ПВ фиксируются более высокие значения $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$ (5.3 и 4.8 соответственно). При этом изотопный состав кислорода в кварце гнейкогранитов субфазы ПВ не отличается от прочих, а в гранитах субфазы ПБ он максимально «тяжелый» ($\delta^{18}\text{O V-SMOW} = 11.6 \text{‰}$).

Результаты изучения включений минералообразующих сред. Кварц изученных образцов содержит расплавные (РВ) и флюидные (ФВ) включения. В большинстве случаев зерна кварца не несут следов пластических деформаций. Флюидные включения более обильные, чем расплавные. Расплавные встречаются реже. Детальному исследованию были подвергнуты включения из образцов II фазы (21-34A/1, E21-5), III фазы (21-36/3) и IV фазы (21-33/3).

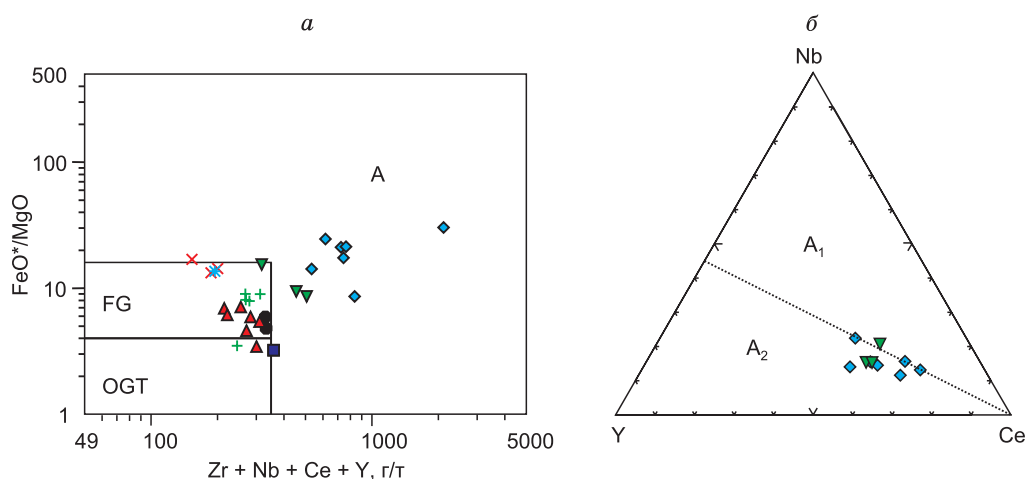


Рис. 8. Положение точек составов гранитоидов Майорского массива на диаграммах [Whalen et al., 1987] (a) и Y—Ce—Nb [Eby, 1992] (б).

a — OGT — нефракционированные гранитоиды M-, I- и S-типов; FG — фракционированные гранитоиды M-, I- и S-типов; A — граниты A-типа. б — A₁ — гранитоиды мантийного генезиса, A₂ — гранитоиды корово-мантийного генезиса. Остальные усл. обозн. см. на рис. 5.

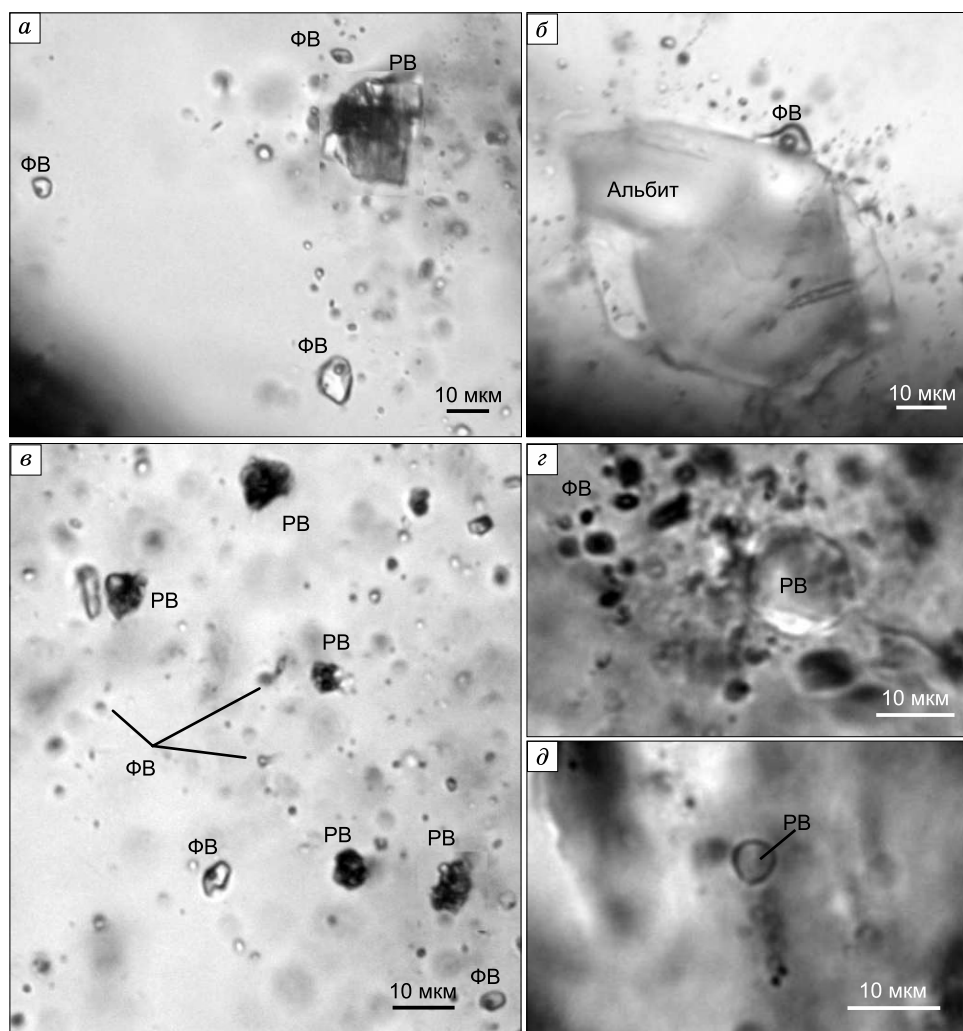


Рис. 9. Ассоциации флюидных и расплавных включений в кварце гранитов Майорского массива:

а — РВ с сингенетичными ФВ в кварце гранитов IV фазы (обр. 21-33/3); *б* — газо-жидкое включение, «прилипшее» к кристаллическому включению альбита (обр. 21-33/3); *в* — группа первичных РВ, погруженная в азональную группу мелких ФВ в кварце гранитов III фазы (обр. 21-36/3); *з*, *д* — РВ, содержащие гомогенное стекло после прогрева при 680 °С и 2 кбар (образцы 21-36/3 (*з*) и 21-34А/1 (*д*)).

ФВ двухфазовые газо-жидкие и при комнатной температуре содержат жидкий водный раствор и газовый пузырек (рис. 9, *а*, *б*). ФВ крайне мелкие. В подавляющем большинстве их размер не превышает 2—5 мкм и только в обр. 8-21-33/3 достигает 15 мкм.

Температуры эвтектики растворов включений, расположенных в непосредственной близости от РВ, лежат в широком диапазоне от –38 до –52 °С. Установить какие-либо закономерности вариаций солевого состава и, следовательно, температур эвтектики растворов включений, в зависимости от того, к какой интрузивной фазе они относятся, не удалось. Это говорит о том, что даже в случае ассоциации ФВ с РВ имеют место различные генерации ФВ. В некоторых случаях это может быть связано с пространственным совмещением с РВ и ФВ других генераций. Надежной иллюстрацией того, что флюид действительно присутствовал в ходе магматической кристаллизации, является находка включения кристалла альбита с «прилипшим» газо-жидким ФВ (см. рис. 9, *б*).

Температуры плавления льда также варьируют в широких пределах. В одних ассоциациях это диапазон –1.5...–5.0 °С, а в других –15...–27 °С. Температуры обоих диапазонов могут проявляться в одном образце, что подтверждает множественность генераций ФВ. Гомогенизация ФВ происходит в жидкую фазу при температурах 105—140 °С.

Установить газовый состав мелких пузырьков ФВ в большинстве случаев не удалось из-за их малого размера и высокой подвижности под лазерным лучом. Однако в нескольких ФВ, включая комбинированное с альбитом, в газовой фазе обнаружен CH_4 .

В кварце II, III и IV фаз ФВ локализованы вдоль залеченных трещин или линейными группами, пересекающими границы зерен. Такие включения рассматриваются как вторичные. Часто в кварце упомянутых фаз обнаруживаются ассоциации включений, незакономерно расположенных в зерне (азональные включения). Иногда такие ассоциации группируются вокруг РВ (см. рис. 9, в). Азональные включения рассматриваются в данном исследовании как первичные и относятся к процессам магматической кристаллизации. Когда ФВ группируются в непосредственной близости от РВ и не связаны с трещинами декрипитации, они рассматриваются как сингенетичные расплавленным (см. рис. 9, а). Однако зачастую их сложно однозначно идентифицировать среди множества других мелких ФВ, которые расположены полосами и равномерной сыпью (см. рис. 9, в).

РВ встречаются как поодиночке, так и группами. Их размер составляет от 2 до 30 мкм. РВ при комнатной температуре заполнены агрегатом кристаллических фаз, в некоторых различимо флюидное обособление (см. рис. 9, а, в). Значительное количество включений окружено ореолом трещин, содержащих мелкие ФВ. Это значит, что они были подвержены декрипитации и их следует рассматривать как аномальные. Большинство РВ лишены ореола трещин и могут быть отнесены к нормальным. Для данного исследования использованы только нормальные включения.

Был проведен прогрев зерен кварца из образцов 21-34А/1, Е21-5 и 21-36/3 в автоклаве при температуре 680 °С с последующей закалкой. После прогрева в образцах из обеих фаз обнаружены гомогенные РВ (см. рис. 9, г, д). Таким образом, кристаллизация кварца в гранитах субфаз ПА, ПБ и III фазы происходила при достаточно низких температурах. Несмотря на значительную разницу в составах гранитоидов, выявлено, что температура кристаллизации в кварце разных интрузивных фаз не имеет значимых отличий.

Завершая описание результатов РВ и ФВ, необходимо отметить, что, несмотря на довольно высокую степень постмагматического преобразования пород массива, можно утверждать, что кристаллизация гранитов II и III фаз происходила при низких температурах (менее 700 °С) и высоком флюидном давлении. Наличие ассоциаций сингенетичных ФВ и РВ говорит о том, что расплавы были насыщены водой и кристаллизация шла в присутствии свободной флюидной фазы.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Источники первичных магм. Результаты проведенных исследований показывают, что в формировании всей гаммы гранитоидов Майорского массива принимали участие несколько типов первичных магм, вероятно, имевших разный генезис. Наиболее распространенные из них — высококалиевые расплавы, насыщенные глиноземом близэвтектического состава с близкларковыми концентрациями HFSE и РЗЭ (фаза I, субфаза ПА). Второй тип — щелочно-гранитные магмы, обогащенные фтором, HFSE и РЗЭ. Наконец, в качестве третьего типа, по всей видимости, следует рассматривать более основные расплавы, зафиксированные в виде монцодиоритовых включений в гранитоидах.

Данные наших предшествующих работ показали, что широкое разнообразие геохимических и изотопных характеристик раннефранских гранитоидов Горного Алтая (от низкокалиевых известково-щелочных до ультракалиевых щелочных [Kruk et al., 2011]) обусловлено воздействием на литосферу мантийных магм, правлением гетерогенной коры и взаимодействием анатектических выплавов с глубинными кислыми расплавами — продуктами дифференциации щелочно-базальтовых магм [Крук, 2015]. Последние представляют собой высококалиевые фтористые риолиты, обогащенные HFSE и РЗЭ (см. рис. 7, б; доп. материалы, табл. 1s) с $\varepsilon_{Nd}(T) = 6.5$. В этом отношении расплавы наиболее щелочных рибекитсодержащих аляскитов субфазы ПБ Майорского массива, также обогащенных HFSE, РЗЭ, фтором и имеющих $\varepsilon_{Nd}(T) = 5.3$, очевидно представляют собой продукт мантийно-корового взаимодействия, содержащий в своем составе значимую долю мантийного компонента.

Наиболее распространенные породы массива (амфибол-биотитовые граниты I фазы и порфировидные двуполевошпатовые граниты субфазы ПА), судя по геохимическим характеристикам и низким содержаниям фтора, имеют анатектический генезис. Изотопный состав Nd в этих породах значимо более радиогенный, нежели в позднедевонских I- и S-гранитах [Kruk et al., 2011; Крук, 2015] и породах верхней коры [Крук и др., 2010; Kruk et al., 2018] западной части Горного Алтая, а изотопный состав кислорода значительно «легче», нежели в расположенных поблизости позднедевонских S-гранитах Талицкого батолита (15.0—17.1 ‰), сформировавшихся за счет частичного плавления кембро-ордовикских осадочных толщ Западного Алтая [Kruk et al., 2023]. В то же время высокая калиевость и близкларковые концентрации LILE, наблюдаемые даже в самых низкокремнистых породах, нетипичны для гранитоидов нижнекоровой природы. Как следствие, логично считать, что источник гранитоидов имел смешанный характер и включал в себя как метатерригенные толщ осадочного заполнения Чарышско-Талицкого турбидитового бассейна, так и базальты его основания. Судя по наличию европиевого минимума в спектрах распределения РЗЭ всех пород и близких к среднекоровому содержаниям Y и «тяже-

лых» РЗЭ, первичные магмы были равновесны с богатым плагиоклазом безгранатовым реститом, т. е. давления при их генерации превышали 8 кбар [Patino Douce, Beard, 1995; Singh, Johannes, 1996].

Эволюция расплавов и образование высокремнистых магм. Гранитоиды всех фаз Майорского массива (за исключением наиболее поздних) характеризуются довольно широкими вариациями минерального и химического состава, что указывает на эволюцию первичных магм в процессе становления интрузива. Самым наглядным свидетельством этой эволюции является образование двуполевошпатовых биотитовых лейкогранитов субфазы ПБ, тела которых разделяют поля развития гранит-лейкогранитов субфаз ПА и ПБ (см. рис. 2). Сохраняя в ряде случаев структурные и вещественные особенности аляскитовых субфазы ПБ (отсутствие крупных вкрапленников, спорадически повышенные содержания фтора, HFSE и РЗЭ), эти гранитоиды обладают вещественными (в том числе изотопными) признаками гибридных пород, сформировавшихся при смешении геохимически контрастных магм. Максимальная среди пород массива степень изменения темноцветных минералов и состав слюд, отличный от такового в окружающих породах, указывают на то, что при взаимодействии магм уже образовавшиеся кристаллы темноцветов были разложены и/или замещены, и только на поздних стадиях кристаллизации формировался новообразованный биотит. Наблюдаемое в гранит-лейкогранитах субфазы ПБ падение концентраций HFSE и РЗЭ с ростом кремнекислотности до 76 мас. % SiO_2 и выше (см. доп. материалы, табл. 1s) свидетельствует, что аляскитовые магмы смешивались высокремнистыми (эволюционировавшими) расплавами нормальной щелочности.

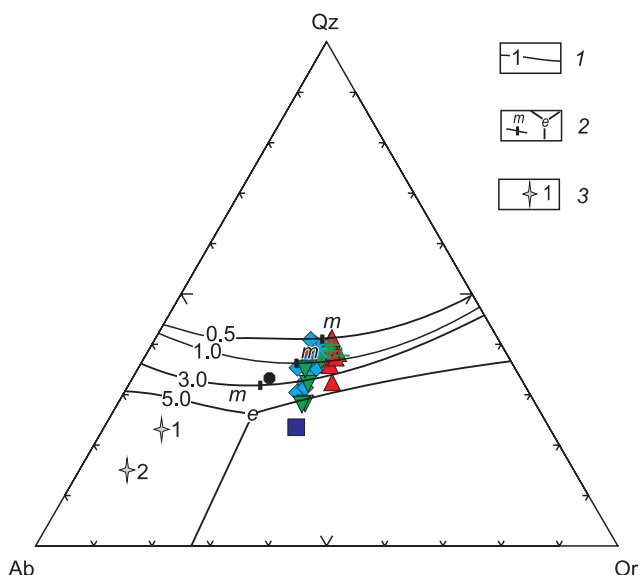
Сами аляскитовые магмы также претерпели значительную эволюцию. На диаграмме кварц—альбит—ортоклаз (рис. 10) точки их составов образуют линейный тренд, ориентированный из области кристаллизации полевых шпатов в направлении малоуглубинной гранитной эвтектики, сходный с трендом составов пород субфазы ПБ.

Однако, в отличие от вышерассмотренных пород, с ростом кремнекислотности здесь наблюдается повышение концентраций HFSE, РЗЭ и фтора (за исключением наиболее кремнекислого обр. 21-34/A1), что указывает на дифференциацию глубинной гранитоидной магмы, уже испытавшей (судя по изотопным характеристикам) смешение с коровыми анатектическими выплавками. Более «тяжелый» по сравнению с другими породами массива изотопный состав кислорода в кварце гранитов субфазы ПБ, а также наличие сингенетичных РВ и ФВ указывают, что дифференциация происходила при активном участии флюида, вероятнее всего, в верхнекоровых условиях. Необходимо отметить, что дифференциация с накоплением в расплавах фтора не сопровождалась уменьшением К/Na отношения, указывающего на реализацию «альбитового тренда», типичного для высокофтористых магм.

Большинство точек составов порфировидных гранитов субфазы ПА и порфировидных лейкогранитов III фазы на диаграмме кварц—альбит—ортоклаз (см. рис. 10) образуют компактное поле в области низобарического (0.5—1.0 кбар) минимума, видимо, отвечающего глубине становления интрузива. При этом точка наименее кремнекислого состава (по всей видимости, наиболее близкого к составу первичной магмы) лежит практически на котектике, отвечающей давлению 5 кбар, и несколько смещена от эвтектического состава в сторону кварц-калишпатовой стороны треугольника. Результаты экспериментов показывают, что подобный «сдвиг» может быть следствием либо присутствия в составе флюида значительной доли CO_2 [Ebadi, Johannes, 1991], либо повышенных концентраций хлоридов щелочных металлов во флюидной фазе [Aranovich et al., 2013]. Высоких концентраций углекислоты в газовой фазе ФВ в ходе проведенных работ не выявлено, однако низкие (ниже -21°C , в отдельных случаях до $-30\ldots-50^\circ\text{C}$) температуры эвтектик указывают на присутствие в составе водных флюидов значительных количеств хлоридов Mg, Ca и K.

Рис. 10. Диаграмма кварц—альбит—ортоклаз для гранитоидов Майорского массива.

1 — фазовые границы для насыщенной водой жидкости для давлений от 0.5 до 5.0 кбар (цифры указаны в разрывах линий); 2 — изобарические (m) и эвтектический (e) минимумы; 3 — точки эвтектических минимумов для систем с повышенным содержанием фтора (цифры — концентрация F в мас. %). Положение изобар при повышенном давлении H_2O от 1 до 10 кбар, по [Huang, Wyllie, 1975; Коваленко, 1977]. Остальные усл. обозн. см. на рис. 5.



Высокая кремнекислотность основного объема гранитоидов Майорского массива не может быть следствием исключительно дифференциации расплавов в малоглубинных условиях (на уровне становления интрузива). Это вытекает из отсутствия значимой корреляции между кремнекислотностью и геохимическими характеристиками пород (см. доп. материалы, табл. 4s). В то же время в более кремнекислых лейкогранитах субфазы ПА концентрации HFSE и РЗЭ значимо понижены по сравнению с менее кремнекислыми разностями. Аналогичные закономерности были зафиксированы ранее в позднедевонских лейкократовых гранитах S-типа Талицкого батолита в Западном Алтае, где они являлись следствием привноса кремнезема в расплав флюидом [Kruk et al., 2023]. Однако, в отличие от предыдущего случая, в породах Майорского массива формирование высококремнистых разностей не сопровождалось выносом щелочей и части редких элементов, которое привело к снижению общей щелочности пород, падению K/Na отношения, содержания фтора и появлению тетрад-эффектов в спектрах распределения РЗЭ наиболее кремнекислых разностей [Kruk et al., 2023].

Отдельного внимания заслуживают лейкограниты IV фазы. Эти породы имеют высокие концентрации SiO₂, выдержаны по химическому составу, обладают умеренными концентрациями летучих компонентов, относительно повышенными концентрациями щелочных металлов и умеренными HFSE и РЗЭ. Изотопный состав Nd и кислорода в этих породах отражает усредненные изотопные характеристики гранитоидов I—III фаз. Кроме того, лейкограниты IV фазы — единственные в массиве породы, в которых не зафиксировано наличие сингенетичных расплавных и флюидных включений, т. е. отсутствуют признаки наличия самостоятельной флюидной фазы при их кристаллизации. Возраст формирования этих пород на 10—12 млн лет моложе других гранитоидов массива и совпадает с пиком наиболее масштабного магматизма на Алтае, т. е. максимального разогрева континентальной коры региона. Исходя из всего вышеизложенного, мы полагаем, что образование этих пород было связано с повторным плавлением гранитоидов ранних фаз Майорского массива.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования показали, что в составе Майорского массива присутствуют разновозрастные (позднедевонские, 386—384 млн лет) гранитоиды разных геохимических типов: породы нормальной щелочности, слагающие основную часть массива, щелочные и умеренно-щелочные A-граниты субфазы ПБ. Эти породы имели разный генезис (первые — корово-анатектический, вторые — корово-мантийный). Близодновременное внедрение этих расплавов на уровень становления интрузива привело к их взаимодействию и формированию гибридных магм, образовавших при кристаллизации альбит-калишпатовые лейкограниты субфазы ПБ.

Среди гранитоидов всех фаз массива (кроме первой) широко развиты лейкократовые разности, содержащие избыточное (в сравнении с составом гранитной эвтектики) количество кремнезема. Отсутствие выраженных трендов изменения состава анатектических гранитоидов с ростом их кремнекислотности, а также наличие в изученных образцах высококремнистых пород сингенетичных расплавных и флюидных включений, указывающих на сосуществование расплавов в процессе кристаллизации с самостоятельной флюидной фазой, показывает, что значимую роль в образовании высококремнистых магм, наряду с малоглубинной кристаллизационной дифференциацией гранитоидов, играли процессы флюидно-магматического взаимодействия.

Авторы выражают искреннюю благодарность к. г.-м. н. В.П. Ковачу (ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург) за выполнение изотопных исследований и ценные замечания, а также рецензентам д. г.-м. н. Т.В. Донской и д. г.-м. н. А.А. Цыганкову, чьи рекомендации помогли существенно улучшить статью.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 21-07-00175).

Дополнительные материалы: https://sibran.ru/journals/table_Kruk.pdf.

ЛИТЕРАТУРА

Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Чанг Э.З. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7—8), с. 8—28.

Буслов М.М., Сенников Н.В., Ивата К., Зыбин В.А., Обут О.Т., Гусев Н.И., Шокальский С.П. Новые данные о строении и возрасте олистостромовой и песчано-алевролитовой толщ горноалтайской серии на юго-востоке Ануйско-Чуйской зоны Горного Алтая // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (6), с. 789—798.

Буслов М.М., Джен Х., Травин А.В., Отгонбаатар Д., Куликова А.В., Чен Минг, Семаков Н.Н., Рубанова Е.С., Абилдаева М.А., Войтишек А.Э., Трофимова Д.А. Тектоника и геодинамика Горного Алтая и сопредельных структур Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (10), с. 1600—1627.

Владимиров А.Г., Выставной С.А., Титов А.В., Руднев С.Н., Дергачев В.Б., Анникова И.Ю., Тикунов Ю.В. Петрология раннемезозойских редкометалльных гранитов юга Горного Алтая // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (7), с. 901—916.

Владимиров А.Г., Козлов М.С., Шокальский С.П., Халилов В.А., Руднев С.Н., Крук Н.Н., Выставной С.А., Борисов С.М., Березиков Ю.К., Мецнер А.Н., Бабин Г.А., Мамлин А.Н., Мурзин О.М., Назаров Г.В., Макаров В.А. Основные возрастные рубежи интрузивного магматизма Кузнецкого Алатау, Алтая и Калбы (по данным U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (8), с. 1157—1178.

Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (12), с. 1321—1338.

Гусев Н.И. Рудопродуктивный магматизм Западного Алтая. Hmbg, Lambert Publishing, 2015, 190 с.

Добрецов Н.Л. Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан) // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (1—2), с. 5—27.

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

Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Сафонова И.Ю., Кох Д.А. Фрагменты океанических островов в структуре Курайского и Катунского аккреционных клиньев Горного Алтая // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (12), с. 1381—1403.

Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М., Котляров А.В. Магматизм и геодинамика Палеоазиатского океана на венд-кембрийском этапе его развития // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (9), с. 952—967.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М., Недра, 1990, кн. 1, 328 с.; кн. 2, 334 с.

Коваленко В.И. Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. Новосибирск, Наука, 1977, 205 с.

Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Козловский А.М., Котов А.Б., Терентьева Л.Б. Состав, источники и механизмы формирования континентальной коры Озерной зоны каледонид Центральной Азии. II. Геохимические и Nd изотопные данные // Петрология, 2011, т. 19, № 4, с. 417—444.

Крук Н.Н. Континентальная кора Горного Алтая: этапы формирования и эволюции, индикаторная роль гранитоидов // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (8), с. 1403—1423.

Крук Н.Н., Сенников Н.В. Геологическая позиция, геохимические особенности и геодинамическая обстановка формирования позднеживетско-раннефранских базальтов центральной части Горного Алтая // ДАН, 2012, т. 446, № 5, с. 550—555.

Крук Н.Н., Владимиров А.Г., Шокальский С.П., Сенников Н.В., Руднев С.Н., Волкова Н.И., Ковач В.П., Серов П.А. Континентальная кора Горного Алтая: природа и состав протолитов // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (5), с. 551—570.

Николаева И.В., Палесский С.В., Козьменко О.А., Аношин Г.Н. Определение редкоземельных и высокозарядных элементов в стандартных геологических образцах методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС) // Геохимия, 2008, № 10, с. 1085—1091.

Номенклатура слюд: заключительный доклад подкомитета по слюдам Комиссии по новым минералам и названиям минералов // Зап. ВМО, 1998, № 5, с. 55—65.

Смирнов С.З., Томас В.Г., Соколова Е.Н., Куприянов И.Н. Экспериментальное исследование герметичности включений водосодержащих силикатных расплавов при внешнем давлении D₂O при 650 °С и 3 кбар // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (5), с. 690—703.

Туркина О.М., Сухоруков В.П. Раннекембрийский гранитоидный магматизм Китойского блока и этапы коллизионных событий на юго-западе Сибирского кратона // Геология и геофизика, 2022, т. 63 (5), с. 745—763, doi: 10.15372/GiG2021159.

Шокальский С.П. Петрохимическая типизация гранитоидов Северо-Западного Алтая: Автореф. дис.... к. г.-м. н. Новосибирск, 1990, 20 с.

Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Борисов С.М., Гусев Н.И., Токарев В.Н., Зыбин В.А., Дубский В.С., Мурзин О.В., Кривчиков В.А., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Федосеев Г.С., Титов А.В., Сергеев В.П., Лихачев Н.Н., Мамлин А.Н., Котельников Е.И., Кузнецов С.А., Зейферт Л.Л., Яшин В.Д., Носков Ю.С., Уваров А.Н., Федак С.И., Гусев А.И., Выставной С.А. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000, 188 с.

Ходоревская Л.И. Гранитизация амфиболитов. 2. Основные закономерности физических и химических явлений при процессах фильтрации флюидов через породу // *Петрология*, 2004, т. 12, № 3, с. 321—336.

Abdel-Rahman A.F.M. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas // *J. Petrol.*, 1994, v. 35 (2), p. 525—541, doi: 10.1093/petrology/35.2.525.

Aranovich L.Y., Newton R.C., Manning C.E. Brine-assisted anatexis: Experimental melting in the system haplogranite–H₂O–NaCl–KCl at deep-crustal conditions // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2013, v. 374, p. 111—120, doi: 10.1016/j.epsl.2013.05.027.

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 ²⁰⁶Pb/²³⁸U 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.

Boynton W.V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // *Rare earth element geochemistry* / Ed. P. Henderson. Amsterdam, Elsevier, 1984, p. 63—114, doi: 10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3.

Douce A.E.P., Harris N. Experimental constraints on Himalayan anatexis // *J. Petrol.*, 1998, v. 39 (4), p. 689—710, doi: 10.1093/ptro/39.4.689.

Ebadi A., Johannes W. Beginning of melting and composition of first melts in the system Qz–Ab–Or–H₂O–CO₂ // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1991, v. 106, p. 286—295, doi: 10.1007/BF00324558.

Eby G.N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications // *Geology*, 1992, v. 20, p. 641—644, doi: 10.1130/0091-7613(1992)020<0641:CSOTAT>2.3.CO;2.

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

Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: implications for crustal evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1988, v. 87, p. 249—265, doi: 10.1016/0012-821X(88)90013-1.

Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. GLITTER: Data reduction software for laser ablation ICP-MS // *Laser ablation ICP-MS in the Earth sciences: Current practices and outstanding issues: Mineralogical Association of Canada, Short Course Series* / Ed. P. Sylvester. 2008, v. 40, p. 308—311.

Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E., Maresch W.V., Martin R.F., Schumacher J.C., Welch M.D. Nomenclature of the amphibole supergroup // *Am. Mineral.*, 2012, v. 97, p. 2031—2048, doi: 10.2138/am.2012.4276.

Huang W.-L., Wyllie P.J. Melting reactions in the system NaAlSi₃O₈–KAlSi₃O₈–SiO₂ to 35 kilobars, dry and with excess water // *J. Geol.*, 1975, v. 83, p. 737—748, doi: 10.1086/628165.

Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm–Nd evolution of chondrites and achondrites, II // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1984, v. 67, p. 137—150, doi: 10.1016/0012-821X(84)90109-2.

Keto L.S., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic variations of Early Paleozoic oceans // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1987, v. 84, p. 27—41, doi: 10.1016/0012-821X(87)90173-7.

Kruk N.N., Rudnev S.N., Vladimirov A.G., Shokalsky S.P., Kovach V.P., Serov P.A., Volkova N.I. Early-Middle Paleozoic granitoids in Gorny Altai, Russia: Implications for continental crust history and magma sources // *J. Asian Earth Sci.*, 2011, v. 42 (5), p. 928—948, doi: 10.1016/j.jseas.2010.12.008.

Kruk N.N., Kuibida Ya.V., Shokalsky S.P., Kiselev V.I., Gusev N.I. Late Cambrian – Early Ordovician turbidites of Gorny Altai (Russia): Compositions, sources, deposition settings, and tectonic implications // *J. Asian Earth Sci.*, 2018, v. 159, p. 209—232, doi: 10.1016/j.jseas.2017.07.046.

Kruk N., Gavryushkina O., Smirnov S., Kruk E., Rudnev S., Semenova D. Formation of high-silica leucocratic granitoids on the Late Devonian peraluminous series of the Russian Altai: Mineralogical, geochemical, and isotope reconstructions // *Minerals*, 2023, v. 13, 496, doi: 10.3390/min13040496.

Le Maitre R.W. A classification of igneous rocks and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Oxford, Blackwell, 1989, 193 p.

Ludwig K.R. Isoplot/Ex version 3.00: a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Berkeley, CA, 2003.

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

Oberti R., Cannillo E., Toscani G. How to name amphiboles after the IMA2012 report: rules of thumb and a new PC program for monoclinic amphiboles // *Period. Mineral.*, 2012, v. 81 (2), p. 257—267, doi: 10.2451/2012PM0015.

Patiño-Douce A.E., Beard J.S. Dehydration-melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar // *J. Petrol.*, 1995, v. 36, p. 707—738, doi: 10.1093/petrology/36.3.707.

Rickwood P.C. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements // *Lithos*, 1989, v. 22, p. 247—263, doi: 10.1016/0024-4937(89)90028-5.

Safonova I.Yu., Sennikov N.V., Komiya T., Bychkova Y.V., Kurganskaya E.V. Geochemical diversity in oceanic basalts hosted by the Zasukh'yevskiy accretionary complex, NW Russian Altai, Central Asia: Implications from trace elements and Nd isotopes // *J. Asian Earth Sci.*, 2011, v. 42 (3), p. 191—207, doi: 10.1016/j.jseaes.2011.02.010.

Singh J., Johannes W. Dehydration melting of tonalites. Part II. Composition of melts and solids // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1996, v. 125, p. 26—44, doi: 10.1007/s004100050204.

Sláma J., Košler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hancher 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.

Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: its evolution and composition. London, Blackwell, 1985, 312 p.

Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1987, v. 95, p. 407—419, doi: 10.1007/BF00402202.

Xiao W.J., Huang B.C., Han C.M., Sun S., Li J.L. A review of the western part of the Altaids: A key to understanding the architecture of accretionary orogens // *Gondwana Res.*, 2010, v. 18, p. 253—273, doi: 10.1016/j.gr.2010.01.007.