

РАННЕМЕЛОВЫЕ ГРАНИТОИДЫ СОКТУЙСКОГО МАССИВА (Восточное Забайкалье): ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И ПЕТРОГЕНЕЗИСА

А.В. Нарыжнова^{1,2,✉}, Н.Н. Крук^{1,2}, С.З. Смирнов^{1,2,3}, П.Д. Котлер^{1,4}, А.В. Куликова⁴,
Н.С. Бортников⁵, В.С. Антипин⁶, Е.Н. Мороз¹, А.С. Волосов¹, А.С. Борисенко¹

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

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

³ Томский государственный университет, 634050, Томск, просп. Ленина, 36, Россия

⁴ Казанский федеральный университет, 420008, Казань, ул. Кремлевская, 18, Россия

⁵ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
119017, Москва, Старомонетный пер., 35, Россия

⁶ Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия

Поступила в редакцию: 08.10.2024

Принята в печать: 26.12.2024

Опубликована онлайн: 29.12.2024

DOI: [10.15372/GiG2024186](https://doi.org/10.15372/GiG2024186)

EDN: [LJUQJL](https://www.edn.ru/LJUQJL)

Ссылка для цитирования:

Нарыжнова А.В., Крук Н.Н.,
Смирнов С.З., Котлер П.Д.,
Куликова А.В., Бортников Н.С.,
Антипин В.С., Мороз Е.Н., Волосов А.С.,
Борисенко А.С. (2025). Раннемеловые
гранитоиды Соктуйского массива
(Восточное Забайкалье): особенности
состава и петрогенезиса // Геология и
геофизика, т. 66, № 5, с. 589–614,
DOI: [10.15372/GiG2024186](https://doi.org/10.15372/GiG2024186), EDN: [LJUQJL](https://www.edn.ru/LJUQJL).

© А.В. Нарыжнова, Н.Н. Крук, С.З. Смирнов,
П.Д. Котлер, А.В. Куликова, Н.С. Бортников,
В.С. Антипин, Е.Н. Мороз, А.С. Волосов,
А.С. Борисенко, 2025

✉ E-mail: naryzhnovav@igm.nsc.ru

Приведены данные по возрасту, вещественному составу и особенностям генезиса гранитоидов Соктуйского массива – петротипа кукульбейского комплекса мезозойских редкометалльных гранитов Забайкалья. Соктуйский массив неоднороден. В его составе выделяется несколько петрографических разновидностей: монцогранит-монцолейкограниты и микролейкограниты главной интрузивной фазы, аляскиты, щелочно-полевошпатовые гранит-порфиры, гранодиориты и кварцевые сиениты фазы дополнительных интрузий. Согласно полученным U-Pb геохронологическим данным, возраст всех разновидностей неразличим с учетом аналитической ошибки и соответствует раннему мелу. Гранитоиды отличаются разнообразием геохимических характеристик: монцогранит-монцолейкограниты главной интрузивной фазы относятся к редкометалльно-плюмазитовому типу, породы фазы дополнительных интрузий обнаруживают признаки гранитоидов А-типа. Геохимические и изотопные характеристики пород указывают на участие в их формировании как субстратов континентальной коры, так и глубинных магм мантийного генезиса. Содержания летучих в слюдах и особенности состава включений свидетельствуют, что формирование магм происходило с участием двух типов флюидов: хлористого и восстановленного (вероятно, мантийного) и фтористого более окисленного (предположительно, имеющего нижнекоровую природу). Генерация всех расплавов происходила на глубинах не более 30 км, а глубина становления массива не превышала 8 км. На основании полученного комплекса данных предложена модель формирования пород массива.

Редкометалльные граниты, геохимия, минералогия, флюидный режим, петрогенезис, Забайкалье

ВВЕДЕНИЕ

Уникальность редкометалльных гранитов обусловлена не только необычностью их минерального и химического состава, но главным образом тем, что с ними пространственно и генетически связаны месторождения высокотехнологичных стратегических металлов: лития, бериллия, тантала, ниобия [Бортников и др., 2016, 2023]. Специфика их химизма заключается в необычно высоких, иногда аномальных, содержаниях фтора и редких металлов (Li, Rb, Cs, Sn, W, Nb, Ta и др.), не свойственных для гранитоидов других типов [Коваленко, Коваленко, 1976; Таусон, 1977]. Несмотря на многолетний пристальный интерес к редкометалльным гранитоидам [Коваленко, Коваленко, 1976; Таусон, 1977; Рейф и др., 1990;

Сырицо, 2002; Баданина и др., 2010; Перетяжко и др., 2011; Загорский и др., 2014; Соколова и др., 2016; Бескин, Марин, 2019; и др.], хорошую изученность эталонных массивов и наличие целого ряда экспериментальных работ [Коваленко, 1979; Абрамов, 2004; Щеккина и др., 2013; и др.], вопрос образования магм, насыщенных фтором и резко обогащенных литофильными элементами, остается до сих пор нерешенным.

Важным ключом к пониманию генезиса редкометалльных магм является природа источника высокофтористых флюидов, которая в ранних моделях [Беус и др., 1962; Коваленко и др., 1971; Коваленко, Коваленко, 1976] оставалась «за кадром». Экспериментальные работы [Newton, Manning, 2000; Shmulovich et al., 2001; Harlov, Aranovich, 2018; и др.]

детально рассматривают лишь поведение галогенов (в том числе фтора) в ходе магматического и рудообразующего процессов. В то же время работы, посвященные непосредственно природе источника флюидов, немногочисленны. В.В. Ярмолук и М.И. Кузьмин [2012] предполагают активное участие мантийных магм, а в работах [Cuney, Barbey, 2014; Antipin et al., 2016] авторы предполагают формирование высокофтористого флюида при гранулитовом метаморфизме нижнекоровых толщ. В работе [Dolejš, Zajacz, 2018] для обогащенных фтором гранитоидов различных геохимических типов рассматриваются разные источники фтористого флюида (дегидратация слюд при анатексисе, эволюция более мафических расплавов и т. д.). Таким образом, вопросы природы источника флюида и его роли в формировании редкометалльных магм однозначно не решены до сих пор.

Для решения данной проблемы авторами было предпринято комплексное исследование гранитоидов Соктуйского массива – петротипа кукульбейского редкометалльно-гранитного комплекса в Восточном Забайкалье. В ходе исследования решались следующие задачи: 1) детальное изучение внутреннего строения массива; 2) U-Pb датирование циркона из всех разновидностей пород; 3) изучение вещественных и изотопных характеристик пород; 4) исследование состава породообразующих минералов; 5) изучение включений минералообразующих сред; 6) определение условий образования гранитоидов. Конечной целью являлось создание модели формирования гранитоидов Соктуйского массива.

С интрузиями кукульбейского комплекса связываются месторождения стратегических металлов, расположенные в олововольфрамовом поясе Восточного Забайкалья [Таусон, 1977; Козлов, 1985; Сырицо и др., 2018; Редина и др., 2019]. Среди гранитоидов этого комплекса выделялись интрузии с разной специализацией: собственно вольфрамоносные, танталосодержащие и ниобий-фторосодержащие [Гребенников, Шемонаева, 1971], позже среди них были выделены интрузии литий-фтористого типа, с которыми связаны редкометалльные (Ta-Nb-Li) руды [Козлов, 1985; Сырицо, 2002; Андреева и др., 2020]. Понимание условий генерации рудоносных магм, их металлогенической специализации представляет огромный интерес для создания научно обоснованных критериев прогнозирования потенциально рудообразующих (фертильных) массивов гранитоидов. Полученные в ходе исследования данные вносят вклад в решение этой проблемы петрогенезиса редкометалльно-гранитных магм.

ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Территория Восточного Забайкалья является составной частью южного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса (МОСП), возникшего при взаимо-

действии структур Сибирского кратона и Амурского микроконтинента в ходе закрытия разделявшего их океанического бассейна и последующих геологических процессов. МОСП характеризуется линейной формой и протягивается почти 3000 км от Охотского моря до Центральной Монголии. Существует несколько схем тектонического районирования МОСП, представленных в работах [Козлов, Сवादковская, 1977; Парфенов и др., 2003; Мазукабзов и др., 2011; Владимиров и др., 2012; Гордиенко и др., 2019; и др.]. Согласно одной из последних [Гордиенко и др., 2019], территория Восточного Забайкалья подразделяется на Хэнтэй-Даурский (западная часть), Агинский (центральная часть) и Аргунский (восточная часть) террейны (рис. 1).

В составе МОСП присутствуют палеозойские и мезозойские структурно-вещественные комплексы различной геодинамической природы [Гордиенко и др., 2019; Sorokin et al., 2020]. Начало масштабной орогении относят к концу каменноугольного – началу пермского периода, когда произошло закрытие западной части Монголо-Охотского палеоокеана с причленением Хангайского террейна к структурам Сибирского кратона [Зоненшайн и др., 1990; Zorin, 1999; Парфенов и др., 2003]. В начале юры закрылась центральная часть палеоокеана, а полностью бассейн прекратил свое существование либо в поздней юре [Zaika, Sorokin, 2021], либо в начале раннего мела [Парфенов и др., 2003; Гордиенко и др., 2019].

В центральной части МОСП (территория современного Восточного Забайкалья) орогенные процессы начались в конце ранней юры. Наряду с масштабной складчатостью на этом этапе произошло заложение на стыке Агинского и Аргунского террейнов грабеноподобных впадин, позднее заполненных грубообломочным терригенным материалом. Рубеж средней – поздней юры ознаменовался масштабным проявлением гранитоидного магматизма (шахтаминский, амуджикано-сретенский, борщовочный, акатуйский комплексы с возрастом 162–156 млн лет [Козлов, Сवादковская, 1977; Сасим и др., 2016; Nevolko et al., 2021; Нарыжнова и др., 2023]). Следом, на рубеже поздней юры – раннего мела в грабеноподобных впадинах проявился вулканизм шошонит-латитовой и трахибазальт-риолитовой серий [Сасим и др., 2012; Кхлиф и др., 2017]. Завершающим событием позднемезозойской эндогенной активности стало внедрение редкометалльных гранитов массивов кукульбейского комплекса, образовавших на территории Аргунского и Агинского террейнов более двух десятков интрузий разного размера.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СОКУТЙСКОГО МАССИВА

Соктуйский массив (рис. 2) имеет лакколитообразную форму [Государственная..., 2010] и распо-

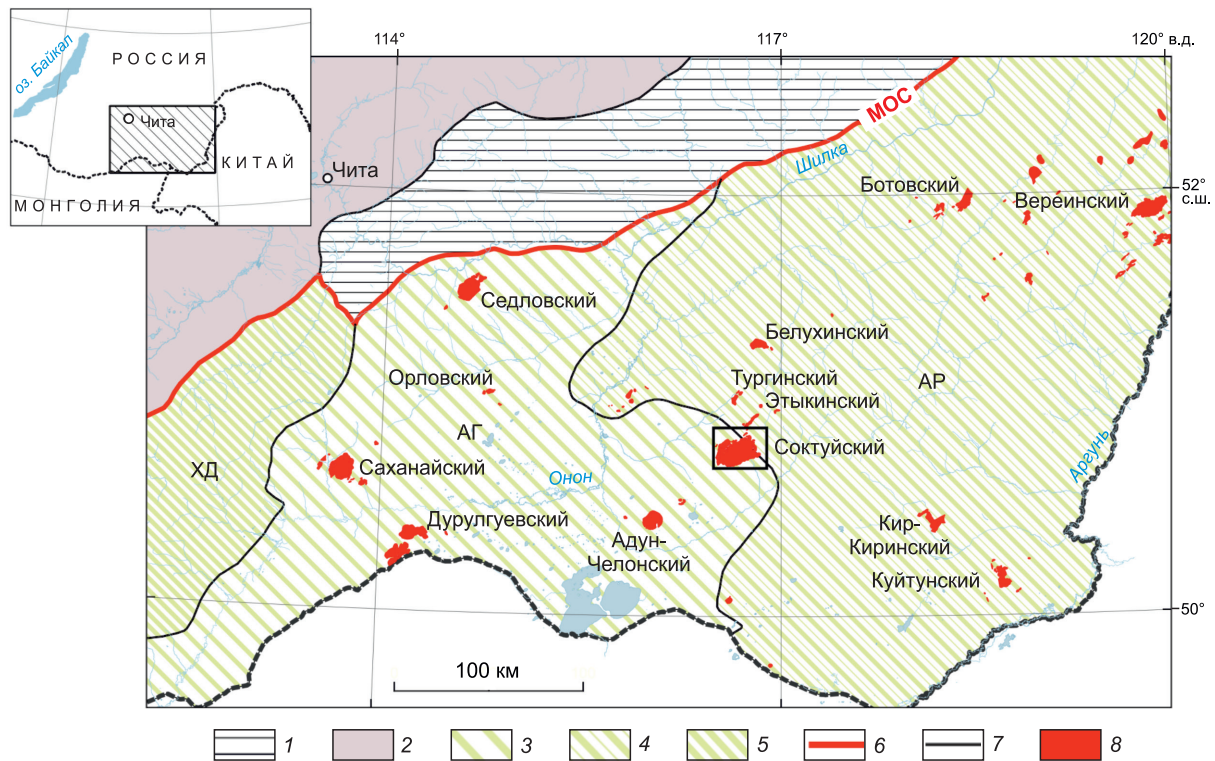


Рис. 1. Положение гранитоидов кукульбейского комплекса в тектонических структурах центрального сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса (Центральное и Восточное Забайкалье) по данным [Государственная..., 2010; Гордиенко и др., 2019]. Прямоугольником выделен объект исследования – Соктуйский массив. 1 – Сибирская платформа; 2 – прилегающие аккреционно-коллизийные системы (каледонские); коллаж террейнов Монголо-Охотского складчатого пояса: 3 – Агинский (АГ), 4 – Аргунский (АР), 5 – Хэнтей-Даурский (ХД); 6 – Монголо-Охотская сутура (МОС); 7 – границы складчатых сооружений и террейнов; 8 – массивы кукульбейского гранит-лейкогранитового комплекса.

ложен в бассейне р. Биликтуй севернее от г. Борзя. Массив находится в пределах Агинской зоны в месте пересечения региональных разломов северо-западного и северо-восточного простирания. Площадь выхода гранитоидов составляет ~ 250 км². Массив прорывает, предположительно, раннепротерозойские амфиболиты урульгинского комплекса, среднепермские вулканические и вулканогенно-осадочные отложения, юрские осадочные породы, а также интрузии триасового чингильтуйского, позднелюрского шахтаминского и шадоронского комплексов (см. рис. 2). На контакте гранитоидов с вмещающими породами отмечаются зоны орговикования.

Главная интрузивная фаза (ГИФ) массива представлена монцогранитами-монцолейкогранитами, дайками микрозернистых лейкогранитов (далее микролейкогранитами) и аплитами, фаза дополнительных интрузий (ФДИ) – щелочно-полевошпатовыми гранит-порфирами, аляскитами, кварцевыми сиенидами и гранодиоритами. В пределах ГИФ присутствуют многочисленные пегматитовые жилы и пегматоидные шпирсы, а также протяженные зоны грейзенизации, ассоциирующие с вольфрамит-кварцевыми жилами. Часто в гранитоидах главной интрузивной фазы встречаются округлые ксенолиты,

которые по петрографическому и петрохимическому составу схожи с гранитоидами шахтаминского комплекса. Контакты между фазами обычно не обнажены, однако, судя по геоморфологии, аляскиты, щелочно-полевошпатовые гранит-порфиры, кварцевые сиениды и гранодиориты ФДИ формируют штоки, отраженные в рельефе в виде небольших холмов. Согласно данным [Кузьмин, Антипин, 1965], кварцевые сиениды являются более молодыми по отношению к гранитоидам ГИФ и гранодиоритам. Контакты кварцевых сиенидов с аляскитами и щелочно-полевошпатовыми гранит-порфирами не обнаружены.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Изучение минерального состава, структурно-текстурных особенностей пород, взаимоотношений минералов, поиск флюидных и расплавных включений проводились методами оптической микроскопии полированных петрографических шлифов и двусторонне-полированных пластинок (толщиной 0.3–0.5 мм) на поляризационных петрографических микроскопах CarlZeiss Axiolab A 40 Pol и Olympus BX51, оборудованных цифровыми камерами для фото- и видеодокументации.

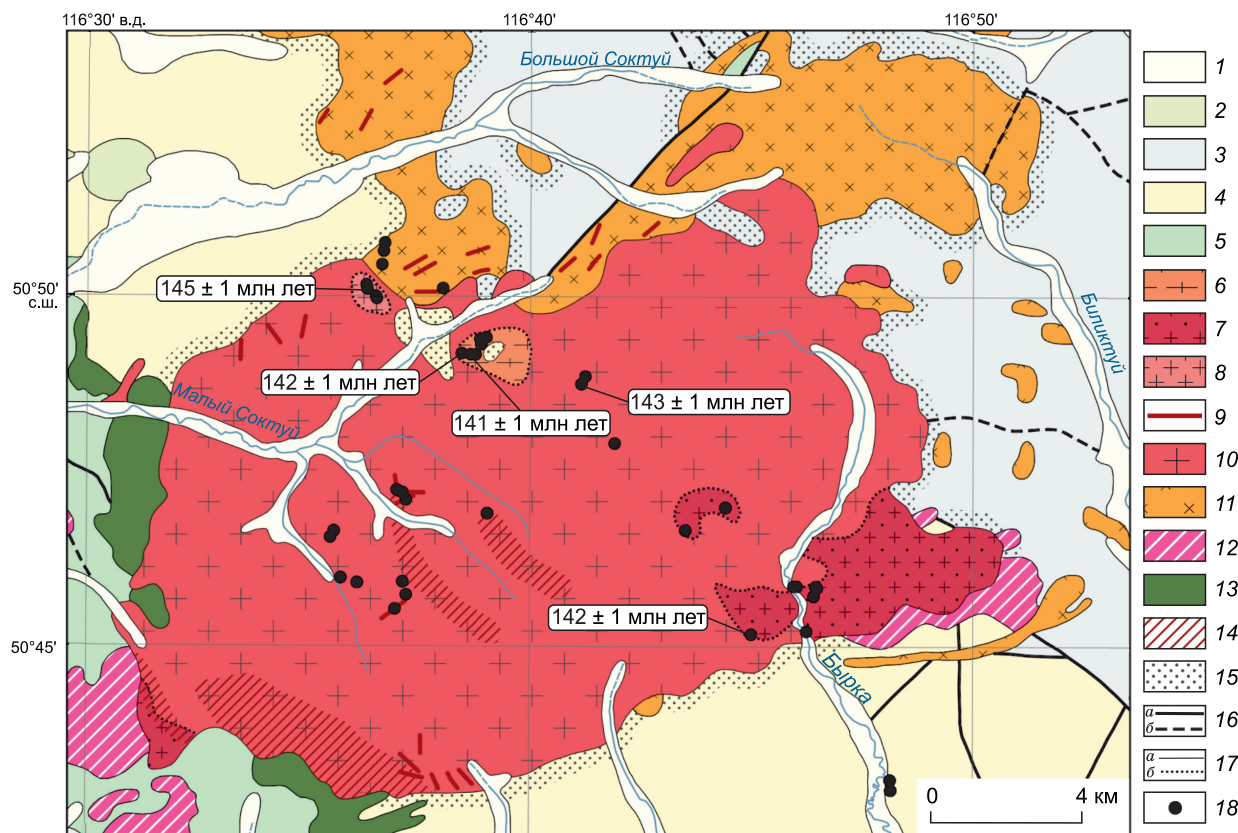


Рис. 2. Схема геологического строения Соктуйского массива, по [Государственная..., 2000]. 1 – четвертичные отложения; 2–5 – вмещающие породы: 2 – осадочные и вулканические (K), 3 – осадочные (J₁₋₂), 4 – осадочные и вулканогенно-осадочные (P₂), 5 – урульгинский метаморфический комплекс (PR₁); 6–10 – кукульбейский комплекс (K₁) гранит-лейкогранитовый: 6–8 – породы фазы дополнительных интрузий (ФДИ): 6 – гранодиориты и кварцевые сиениты, 7 – щелочно-полевошпатовые гранит-порфиры, 8 – аляскиты; 9, 10 – породы главной интрузивной фазы (ГИФ): 9 – дайки микрогранитов, 10 – монцогранит-монцолейкограниты; 11 – шахтаминский комплекс (J₂₋₃) монцодиорит-гранодиорит-гранитовый; 12 – шадоронский комплекс (J₂₋₃) (гранодиорит-порфиры, диорит-порфиры); 13 – чингильтуйский комплекс (T) габбро-диабазовый; 14 – зоны грейзенизации; 15 – зоны ороговикования; 16 – достоверные (a) и предполагаемые (б) разломы; 17 – достоверные (a) и предполагаемые (б) границы фаз/комплексов; 18 – места отбора проб.

Анализ состава породообразующих и акцессорных минералов проводился методом энергодисперсионной рентгеновской спектроскопии (ЭДС) на приборе Tescan Mira 3LMU в ЦКП мультиэлементных и изотопных исследований (ЦКП МИИ) ИГМ СО РАН (г. Новосибирск, аналитик М.В. Хлестов). Предварительно на прозрачно-полированные пластинки было нанесено проводящее графитовое покрытие (толщина 25 мкм). Ток зонда составлял около 1.5 нА при ускоряющем напряжении 20 кВ. Время набора спектра составляло от 20 до 60 с. Для количественного анализа проводилось сканирование площадки 5 × 5 мкм. Стабильность по току контролировалась периодической съемкой металлического кобальта. Составы слюд и амфиболов были дополнительно изучены волнодисперсионным методом рентгеноспектрального анализа на электронно-зондовом микроанализаторе JXA-8100 (Jeol, Ltd) (ЦКП МИИ СО РАН, аналитики О.С. Хмельникова и В.Н. Королюк). Ток зонда составлял примерно 40 нА при ускоряющем напряжении

20 кВ, времени счета на пике – 10 с (для фтора – 30 с), на фоне – 5 с (для фтора – 15 с), диаметре электронного зонда – 2 мкм. Для контроля дрейфа параметров съемки после каждого десятого измерения образца проводилось измерение стандартов: BD (диопсид, измерение SiO₂, MgO, CaO), 359-1 (ортотлаз, измерение Al₂O₃), альбит (измерение Na₂O), O-145 и IGEM (гранаты, измерение FeO и MnO соответственно), F-flog и Cl-flog (флогопиты, измерение F и Cl соответственно), Gl-6 (синтетическое стекло, измерение TiO₂). Предел обнаружения элементов (3σ, мас. %): SiO₂ – 0.14, TiO₂ – 0.07, Al₂O₃ – 0.10, FeO – 0.05, MgO – 0.07, MnO – 0.07, CaO – 0.02, Na₂O – 0.14, K₂O – 0.03, F – 0.20 и Cl – 0.01. Содержания Li₂O в слюдах были рассчитаны по формуле $Li_2O = 0.3935 \times F^{1.326}$ (мас. %), согласно [Tischendorf et al., 1997].

Состав газовой фазы во флюидных и расплавных включениях исследовался методом рамановской спектроскопии в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) на спектрометре Horiba Lab Ram HR 800 с полупровод-

никовым детектором Andor, охлаждаемым по методу Пелтье. Для оптического наблюдения и фокусировки на конкретном включении использовался микроскоп Olympus BX51. Комбинационное рассеивание возбуждалось твердотельным лазером Yb:ИАГ (длина волны 532 нм, мощность 50 мВт). Излучение собиралось в геометрии обратного рассеяния с использованием объектива 100× с числовой апертурой 0.9. Все спектры записывались при комнатной температуре в частотных диапазонах (см^{-1}): 500–1250 (SO_2), 1100–1500 (CO_2), 2000–2800 (N_2), 2800–3000 (CH_4) и 3000–3900 (H_2O). Количество циклов и время накопления одного спектра составило 5–10 и 10 с соответственно. Полученные спектры обрабатывались в программах Origin 8 и MS Excel-2016. Сначала из спектров вычитались базовые линии, после чего интересные линии аппроксимировались функцией Гаусса или Лоренца (с контролем по совпадению контуров аппроксимированной и измеренной линии). Расчет плотности углекислого газа проводился по методике [Миронов и др., 2020]. Соотношение количеств CO_2 , CH_4 , N_2 определялось с учетом рекомендаций [Frez-zotti et al., 2012]. После рамановских исследований пластинки были отклеены от предметного стекла, полученный тонкий срез был очищен от клея. Из пластинок были извлечены интересные более мелкие участки, которые затем использовались для криотермометрических исследований (ограничение размеров камеры исследования $\sim 5 \times 5$ мм). Криотермометрические исследования проводились с применением криотермостоллика Lincam THMS600, встроенного в оптический микроскоп Olympus BX51, видеокамеры и управляющего компьютера. Охлаждение производилось за счет введения жидкого азота. Вначале включение замораживалось до температур -120°C , а затем плавно (скорость нагрева $5\text{--}10^\circ\text{C}/\text{мин}$) нагревалось с одновременным контролем и фиксированием фазовых переходов (температур эвтектики и плавления кристаллических агрегатов, температур частичной и полной гомогенизации). В случае с исследованием кристаллофлюидных включений по мере нагрева (скорость нагрева $5^\circ\text{C}/\text{мин}$) каждые $50\text{--}100^\circ$ делался перерыв (от 2 до 5 мин) для стабилизации фазовых переходов и избегания декрепитации содержимого.

Возраст пород массива был определен путем изотопного U-Pb датирования зерен циркона. Для локального U-Pb датирования крупные каменные пробы (более 1 кг) были измельчены на щековой дробилке, просеяны с помощью сит различной размерности. Из фракции менее 0.25 мм отмывались тяжелые минералы, которые затем с помощью неодимового магнита были разделены на магнитные и немагнитные. Зерна циркона были выделены из немагнитной фракции вручную под стереомикроскопом Motic SMZ-168-BL, помещены на скотч и залиты эпоксидной смолой. Для вскрытия центральных частей кристал-

лов полимеризованная шашка была отполирована на алмазных порошках. Предварительно на электронном сканирующем микроскопе LEO 1430VP (Zeiss, Ltd) с CL-детектором (ЦКП МИИ СО РАН, аналитик А.Т. Титов) были получены изображения зерен циркона в цветах катодолюминесценции (CL-изображения). Методом масс-спектрометрии индуктивно связанной плазмы и лазерной абляции (LA-ICP-MS) было изучено 180 зерен циркона из четырех пород разных фаз внедрения Соктуйского массива. Пробы Z23-6/1 (гранодиорит) и Z23-6/3 (кварцевый сиенит) анализировались на приборе Element XR (ThermoFisher Scientific) в ЦКП МИИ СО РАН (аналитики Д.В. Семенова и А.В. Карпов). Пробы Z21-102 (алайскит) и Z22-91 (щелочно-полевошпатовый гранит-порфир) были проанализированы на приборе ThermoScientific iCAP Q (Научно-образовательный центр (НОЦ) «Геотермохронологии» КФУ, г. Казань, аналитики К.Р. Миннебаев и А.В. Куликова). Параметры измерения масс-спектрометров корректировались с использованием стандарта NIST в начале и в конце измерительной сессии. Измерения были выполнены по изотопам ^{207}Pb , ^{235}U , ^{206}Pb , ^{238}U , ^{208}Pb , ^{232}Th . Съемка проводилась в режиме E-scan. Диаметр лазерного пучка составлял 25 и 35 мкм соответственно, частота повторения импульсов 6 Гц, плотность энергии лазерного излучения $3.5 \text{ Дж}/\text{см}^2$. В начале и в конце измерительной сессии выполнялось три измерения внешнего стандарта (Plešovice, 337 млн лет [Slama et al., 2008]) и два измерения контрольного стандарта (91 500, 1062 млн лет [Weidenbeck et al., 1995]). Обработка, коррекция, выбор оптимального участка сигналов, расчет изотопных отношений проводились с помощью программы Glitter [Griffin et al., 2008] в ЦКП МИИ СО РАН и с помощью программного обеспечения Igor Pro 7 [Paton et al., 2010] – в НОЦ «Геотермохронологии» КФУ. Погрешности единичных анализов приведены на уровне 1σ – для данных, полученных в ЦКП МИИ СО РАН, и 2σ – для данных из НОЦ «Геохронологии» КФУ. Погрешности вычисленных конкордантных возрастов в обоих случаях приводятся на уровне 2σ . Расчет возрастов и построение графиков производились в программе Excel-2016 с использованием надстройки Isoplot 4.15 [Ludwig, 2003].

Определение концентраций петрогенных компонентов в породах проводилось методом рентгенофлюоресцентного анализа (ЦКП МИИ СО РАН, аналитик Н.Г. Карманова). Прокаленные в муфельной печи порошковые пробы были смешаны с флюсом и затем остеклованы. Дальнейшие измерения проводились на рентгенофлюоресцентном спектрометре ARL 9900XP (ThermoFisher Scientific) по методике [Карманова, Карманов, 2011].

Содержания микроэлементов были определены методом ICP-MS в ЦКП МИИ СО РАН (аналитик И.В. Николаева). Предварительно истертая в порошок проба была переведена в раствор методом кис-

лотного разложения в автоклаве. Дальнейший анализ проводился на масс-спектрометре Finnigan MAT Element-I по методике [Николаева и др., 2008].

Концентрации фтора в породах были определены методом потенциометрии (предел обнаружения F – 0.02 мас. %) в ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» (ИГХ СО РАН, г. Иркутск). Предварительно порошок истертых проб был переведен в раствор и затем изучен на анализаторе жидкости Эксперт-001-3.01 по методике СТП ИГХ-011-97.

Определение содержания лития выполнено методом атомно-эмиссионной пламенной спектрофотометрии с помощью пламенного фотометра на основе спектрометра ДФС-12 (ЛОМО) в ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» (ИГХ СО РАН, г. Иркутск). Анализировали растворы проб, полученные кислотным разложением. Измерение проводили на $\lambda = 670.8$ нм со сканированием спектра вблизи аналитической линии лития. Диапазон определения массовой доли лития по методике составляет 0.00035–1.0 % (границы относительной погрешности 14–35 %). Качество выполнения анализа оценивали с помощью стандартных образцов состава горных пород: траппа СТ-2а (ГСО 8671-2005), щелочного агпаитового гранита СГ-3 (ГСО 3333-85), субщелочного гранита СГ-4 (ГСО 10135-2012).

Соотношение изотопов $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в породах определялось методом TIMS на мультиколлекторном термоионизационном масс-спектрометре двойной фокусировки Triton Plus (ЦКП «Геоаналитик» ИГТ УРО РАН, г. Екатеринбург) согласно методике [Аникина и др., 2018]. Погрешности определения (2σ) составили: для концентраций Sm и Nd ± 1 %, для изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} \pm 0.3$ %, для $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - \pm 0.003$ %. При расчете величин $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ 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].

Изотопный состав кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) в пороодообразующих минералах был установлен методом LA-ICP-MS (Finnigan MAT 253) в ЦКП «Геоспектр» (ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ, аналитик В.Ф. Посохов). Для изотопного анализа кислорода использовались навески монофракций кварца, слюд и полевых шпатов, отобранных вручную под стереомикроскопом Motic SMZ-168-BL, весом более 2.5 мг каждая. Подробная методика определения величин $\delta^{18}\text{O}$ приведена в работе [Sharp, 1990]. Расчеты $\delta^{18}\text{O}$ были выполнены относительно международных стандартов кварца

(NBS-28) и биотита (NBS-30). Во время анализа дополнительный контроль осуществлялся за счет регулярных измерений внутреннего и лабораторного стандарта кварца (ГИ-1 и Polaris соответственно). Погрешность полученных значений соответствует $1\sigma (\pm 0.2 \text{ ‰})$.

ХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ РАМКИ СТАНОВЛЕНИЯ СОКТУЙСКОГО МАССИВА

По данным [Государственная..., 2010], породы кукульбейского комплекса прорывают отложения средней–поздней юры. При этом гранитоиды рассечены раннемеловыми дайками абагатуйского комплекса. На основании геологических взаимоотношений возраст кукульбейского комплекса принято считать позднеюрским. Согласно имеющимся результатам U-Pb и Rb-Sr изотопного датирования гранитоидов, время формирования пород первой фазы (главной интрузивной фазы) кукульбейского комплекса лежит в интервале от 141 до 128 млн лет [Абушкевич, Сырицо, 2007; Сырицо и др., 2012; и др.]. Возраст пород главной фазы Соктуйского массива был определен в разные годы несколькими авторами [Сырицо, 1996; Коваленко и др., 2000; Нарыжнова и др., 2023] и составил 138 ± 6 и 146 ± 4 млн лет (Rb-Sr метод), 140.4 ± 0.5 (датирование циркона методом ID-TIMS) и 143 ± 1 млн лет (датирование циркона методом LA-ICP-MS) соответственно. Возраст кварцевых сиенитов был установлен В.И. Коваленко с соавторами [Коваленко и др., 2000] и составил 140 ± 0.5 млн лет (датирование цирконов методом ID-TIMS).

Данные по возрасту аляскитов, щелочно-полевошпатовых гранит-порфиров и гранодиоритов ФДИ отсутствуют. Для уточнения возраста пород и динамики формирования Соктуйского массива нами были предприняты дополнительные U-Pb изотопные исследования. Проанализированы единичные зерна циркона из аляскитов, щелочно-полевошпатовых гранит-порфиров, гранодиоритов и кварцевых сиенитов. Результаты U-Pb изотопных исследований показаны на рис. 3 и в дополнительных материалах, Table 1, <https://www.elibrary.ru/item.asp?id=79481938>.

Образец Z21-102. Аляскит. Размер кристаллов циркона варьирует от 140 до 350 мкм, коэффициент удлинения – от 1.4 до 4.3 при среднем 2.3. В кристаллах в разных соотношениях развиты грани дипирамид и призм. В катодолюминесцентных изображениях наблюдается осцилляторная зональность. Всего было выполнено 50 определений по 45 зернам циркона. Наличие осцилляторной зональности наряду с Th/U отношениями в большей части зерен циркона 0.45–0.95 указывает на их магматическое происхождение [Kirkland et al., 2015]. Конкордантный возраст (по 25 аналитическим точкам) составил 144.6 ± 1.2 млн лет (СКВО = 0.68, вероятность конкордантности = 0.41) (см. рис. 3, а, доп. материалы, Table 1).

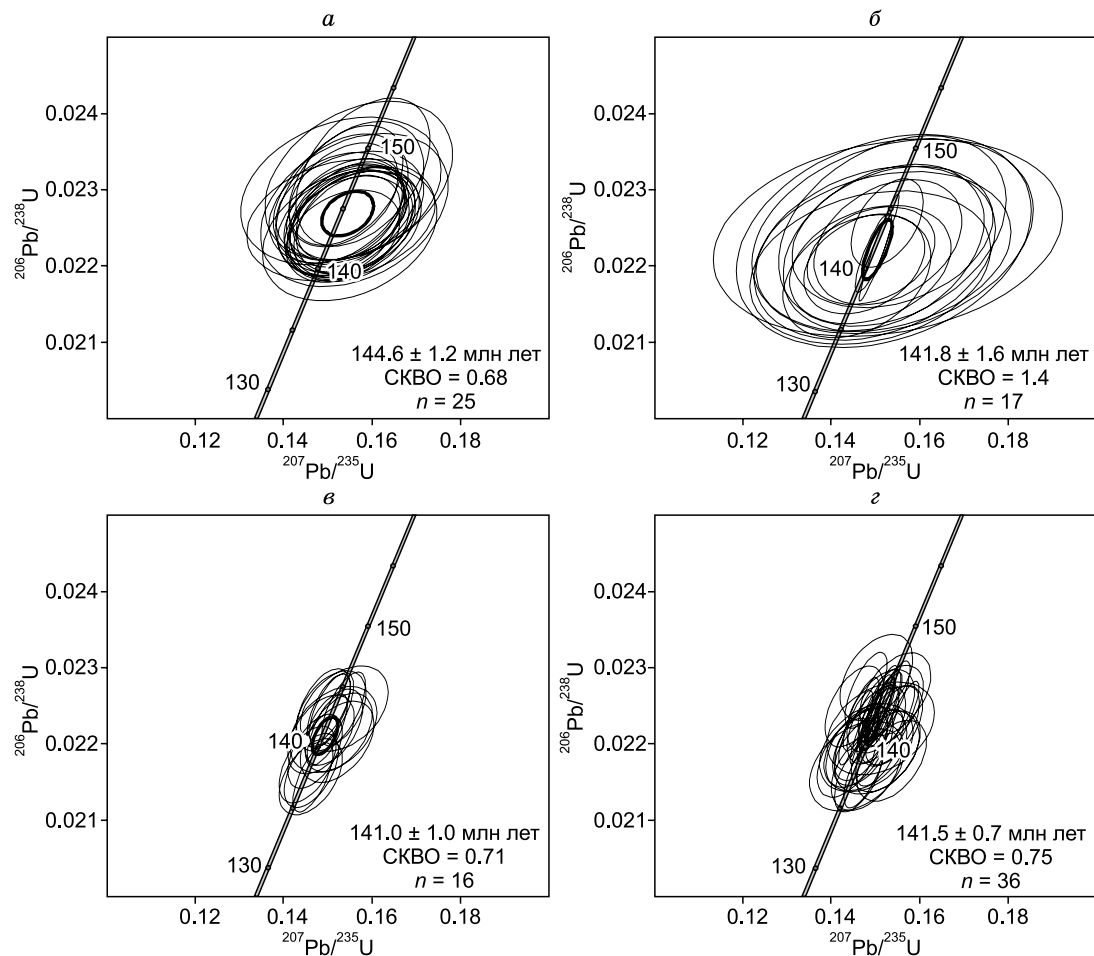


Рис. 3. Диаграммы с конкордиями и изображения цирконов из пород ФДИ Сокутского массива: *а* – аляскитов, обр. Z21-102; *б* – щелочно-полевошпатовых гранит-порфиров, обр. Z22-91; *в* – гранодиоритов, обр. Z23-6/1; *г* – кварцевых сиенитов, обр. Z23-6/3.

Средневзвешенный возраст по отношению $^{236}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ составил 144.6 ± 1.2 млн лет (СКВО = 0.16).

Образец Z22-91. Щелочно-полевошпатовый гранит-порфир. Размер кристаллов варьирует от 110 до 405 мкм, коэффициент удлинения 1.5–4.0 при среднем 2.7. Морфология кристаллов циркона изменяется от удлиненных (с преобладанием граней призм) до изометричных (развитие призм и дипирамид). В катодолюминесцентных изображениях видна неоднородная ростовая зональность. Всего выполнено 50 определений по 40 зернам циркона. Наличие осцилляторной зональности наряду с Th/U отношениями в значительной части кристаллов 0.30–0.80 указывает на их магматическое происхождение [Kirkland et al., 2015]. Конкордантный возраст (по 17 аналитическим точкам) составил 141.8 ± 1.6 млн лет (СКВО = 1.4) (см. рис. 3, б, доп. материалы, Table 1). Средневзвешенный возраст циркона этой популяции по отношению $^{236}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ составил 141.7 ± 1.6 млн лет (СКВО = 0.13, вероятность конкордантности = 0.24).

Образец Z23-6/1. Гранодиорит. Размер кристаллов варьирует от 100 до 480 мкм, коэффициент уд-

линения – от 1.0 до 5.0 при среднем 2.4. В катодолюминесцентных изображениях наблюдается тонкая ростовая зональность, в единичных кристаллах присутствуют метамиктные ядра. По 33 зернам было выполнено 40 определений. Наличие осцилляторной зональности и полученные Th/U отношения 0.26–0.50 указывают на магматическое происхождение циркона [Kirkland et al., 2015]. Конкордантный возраст (по 16 аналитическим точкам) составил 141.0 ± 1.0 млн лет (СКВО = 0.71, вероятность конкордантности = 0.40) (см. рис. 3, в, доп. материалы, Table 1). Средневзвешенный возраст по отношению $^{236}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ составил 141.9 ± 1.2 млн лет (СКВО = 0.46).

Образец Z23-6/3. Кварцевый сиенит. Циркон представлен кристаллами размером от 235 до 455 мкм, коэффициент удлинения – от 1.4 до 4.7 при среднем 2.8. В катодолюминесцентных изображениях видна четкая осцилляторная зональность. Всего было исследовано 38 кристаллов циркона (40 аналитических точек). Th/U отношения 0.4–0.88 и характер зональности свидетельствуют о магматической природе циркона [Kirkland et al., 2015]. Конкордант-

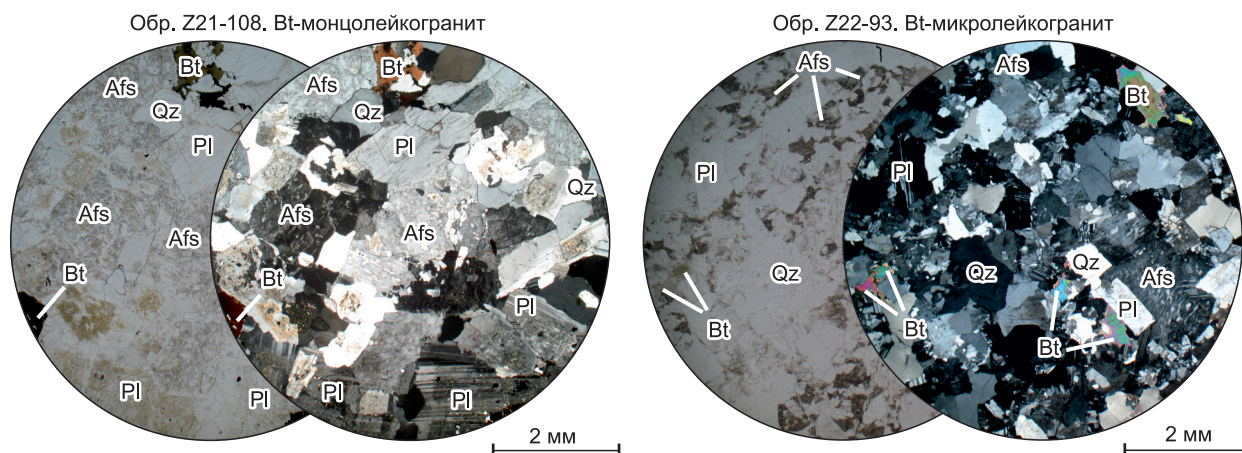


Рис. 4. Породы ГИФ Соктуйского массива. Здесь и на рис. 5 сокращения минералов даны согласно [Warr, 2021].

ный возраст (по 36 аналитическим точкам) составил 141.5 ± 0.7 млн лет (СКВО = 0.75, вероятность конкордантности = 0.63) (см. рис. 3, з, доп. материалы, Table 1). Средневзвешенный возраст по отношению $^{236}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ составил 141.6 ± 0.7 млн лет (СКВО = 0.95).

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Гранитоиды главной интрузивной фазы

ГИФ сложена монцогранитами и монцолейкогранитами¹. Также к ГИФ отнесены дайки и жилы микролейкогранитов (рис. 4). **Монцограниты и монцолейкограниты** представлены среднекрупнозернистыми породами светло-серого цвета. Структура гипидиоморфная с участками пойкилитовой, также встречаются слабопорфировидные и катаклазированные разновидности. Породы сложены кварцем (25–30 об. %), каликатровым полевым шпатом (35–40 об. %), олигоклазом (20–30 об. %) и сидерофиллитом (5–10 об. %). Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, зональным ортитом и монацитом. Практически во всех образцах присутствует флюорит, выделения которого занимают интерстиции между зернами других минералов. Оксидная минерализация представлена ильменитом и магнетитом. **Микролейкограниты даек и жил** относятся к биотитовым, реже – к двуслюдяным разновидностям. Структура пород гипидиоморфная – отмечается высокая степень идиоморфизма плагиоклаза. Содержания каликатрового полевого шпата и альбита близки и суммарно составляют около 60 об. %. Содержания кварца достигают 35 об. %. Количество темноцветных минералов (преимущественно сидерофиллита) не превышает 5 об. %. Акцессорные минералы в не-

большом количестве представлены реликтами циркона и флюоритом, который заполняет интерстиции.

Породы фазы дополнительных интрузий

К ФДИ относятся щелочно-полевошпатовые гранит-порфиры, аляскиты, кварцевые сиениты и гранодиориты (рис. 5). **Щелочно-полевошпатовые гранит-порфиры** представлены амфибол-биотитовыми разновидностями. Структура пород порфировидная, основная масса микрогранулитовая. Порфировые вкрапленники (от 20 до 60 % объема породы) сложены кварцем, каликатровым полевым шпатом, альбит-олигоклазом, темно-зеленым амфиболом и сидерофиллитом-железистым биотитом. Темноцветные минералы образуют скопления размером до 2 мм. Содержание кварца варьирует от 20 до 25 об. %, темноцветных минералов – от 5 до 10 об. %. Каликатровый полевой шпат (50 об. %) резко преобладает над плагиоклазом (10–15, редко до 30 об. %). Часто на контакте двух полевых шпатов наблюдается мирмекитовая структура. Акцессорные минералы представлены идиоморфным цирконом, апатитом, ксеноморфным зональным ортитом и иногда флюоритом. Последний расположен в интерстициях между минералами основной массы. С использованием качественных анализов методом ЭДС установлено наличие мелких кристаллов редкоземельных минералов: флюоцерита, бастнезита и паризита. Оксидная минерализация представлена чаще магнетитом и ильменитом, реже касситеритом и рутилом. Структура **аляскитов** гранитовая с элементами микрографической. Большую часть породы составляют кристаллы каликатрового полевого шпата (до 65 об. %). Альбит в основном встречается в виде вростков в пертитовых кристаллах каликатрового полевого шпата, редко формирует небольшие полисинтетически сдвойникованные кристаллы (размером 0.7 мм, менее 1 об. %). Кварц (до 30 об. %) образует самостоятельные кристаллы с довольно высокой степенью идиоморфизма и

¹ Здесь и далее классификация и названия пород даны согласно рекомендациям [Петрографический кодекс..., 2009].

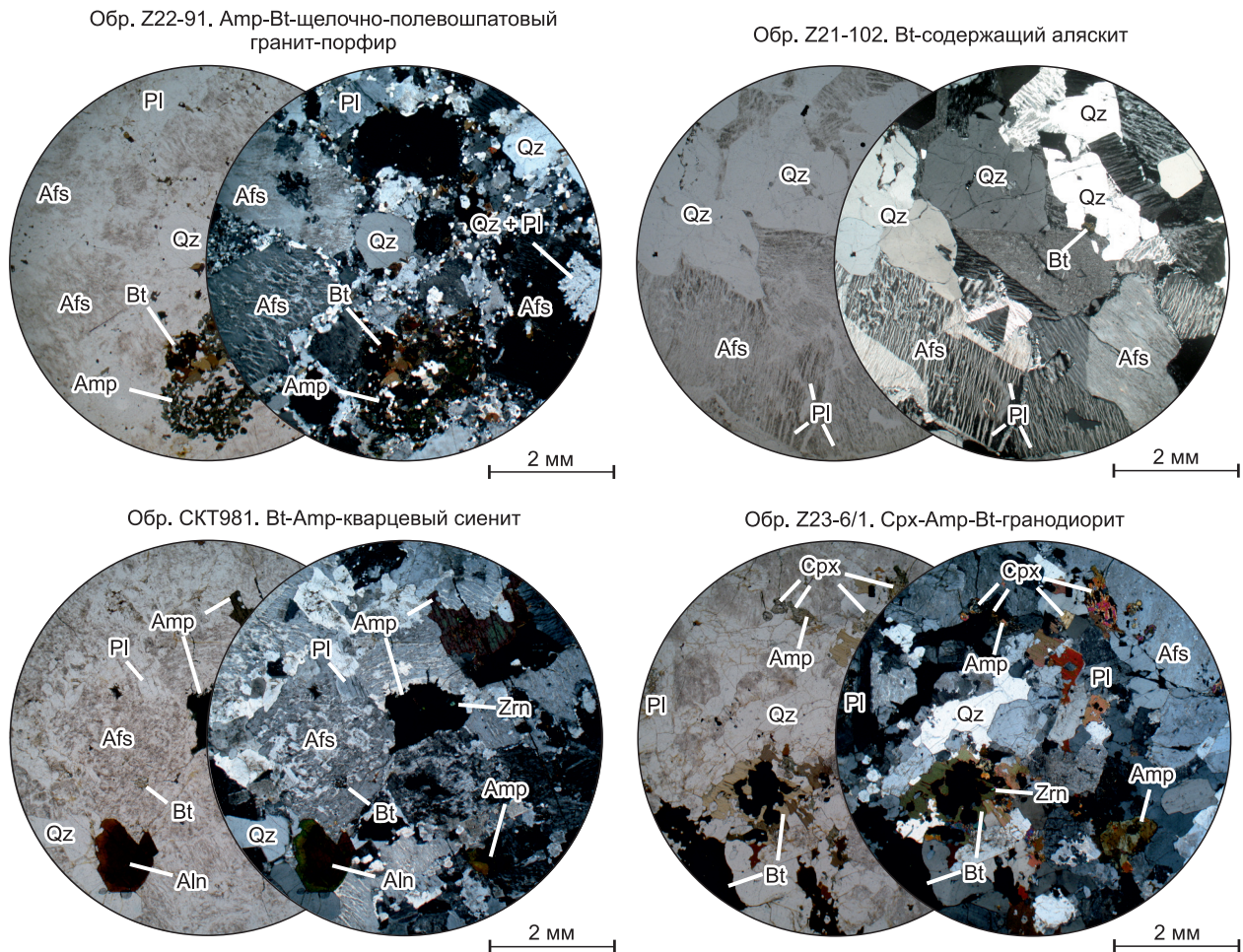


Рис. 5. Породы ФДИ Сокутского массива.

иногда вместе с полевым шпатом образует микрографические срастания. Сидерофиллит (до 2 об. %) формирует небольшие скопления (размером менее 0.5 мм). Присутствуют единичные кристаллы амфибола. Часто встречаются зерна циркона размером до 0.2 мм, по данным ЭДС, диагностированы мелкие кристаллы (менее 50 мкм) монацита и чевкениита (?). Оксидная минерализация представлена ильменитом. Структура **кварцевых сиенитов** – гипидиоморфная. Содержания (об. %) каликатрового полевого шпата в них достигает 60, альбита – 10, кварца – 10–15, амфибола – 10–15, сидерофиллита – 3–7. Породы сложены преимущественно каликатровым полевым шпатом и темноцветами. В резко подчиненном количестве присутствуют небольшие таблитчатые кристаллы альбита и ксеноморфные зерна кварца. Из темноцветных минералов присутствуют насыщенно-темно-зеленый амфибол и бурая слюда. Акцессорные минералы – ортит, формирующий срастания со слюдой, идиоморфные кристаллы циркона и апатита. Оксидная минерализация представлена исключительно ильменитом. **Гранодиориты** – слабопорфировидные породы с гипидиоморфной основной массой, иногда

в них наблюдаются элементы пойкилитовой структуры. Содержания (об. %) кварца – 15, каликатрового полевого шпата – 30, плагиоклаза – 30, амфибола – 10, железистого биотита – 10, клинопироксена – до 5. Полевые шпаты формируют наиболее крупные субидиоморфные кристаллы вкрапленников, хотя также встречаются и в основной массе. Ксеноморфный кварц заполняет интерстиции между кристаллами полевых шпатов. Темноцветные минералы – биотит и амфибол – часто образуют срастания, иногда встречаются реликты клинопироксена в амфиболе. Акцессорная минерализация, как правило, приурочена к скоплениям темноцветных минералов и представлена крупными кристаллами апатита, ортита и циркона. Вокруг последних двух нередко формируются метамиктные дворики. Присутствуют кристаллы ильменита.

Слюды

Слюды являются сквозным минералом в рассматриваемых породах. Во всех изученных петрографических разновидностях они представлены удлинен-

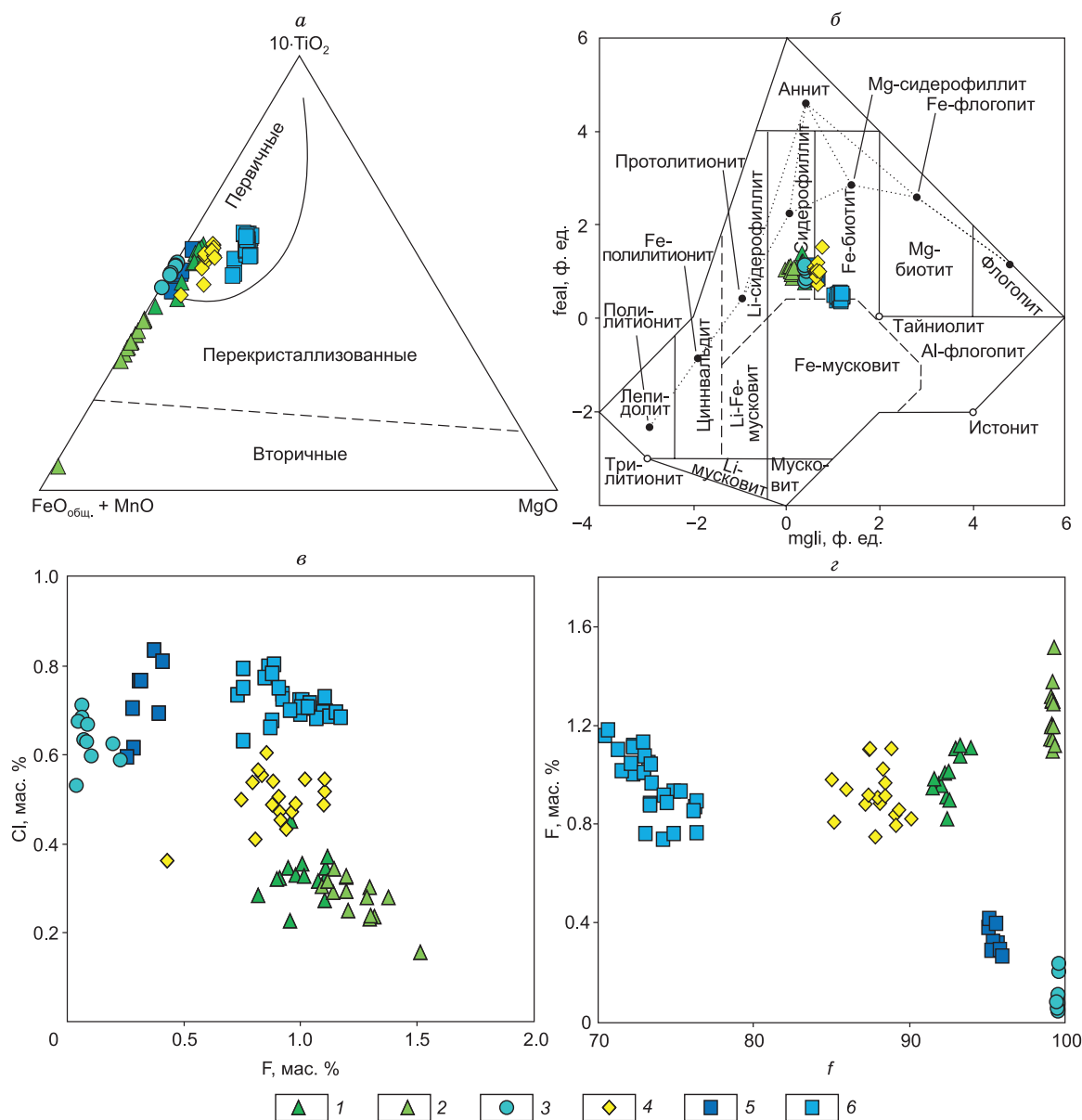


Рис. 6. Диаграммы составов слюд из пород Соктуйского массива: *a* – диаграмма, отражающая первичность слюд [Nachit et al., 2005]; *б* – классификационная диаграмма [Tischendorf et al., 2001], $feal = {}^VI Fe_{общ} + Mn + Ti - {}^VI A$, $mgli = Mg - Li$; *в*, *г* – бинарные диаграммы Cl–F и F–*f* соответственно, $f = FeO / (FeO + MgO)$. 1, 2 – ГИФ: 1 – монцолейкограниты, 2 – микролейкограниты; 3–6 – ФДИ: 3 – аляскиты; 4 – щелочно-полевошпатовые гранит-порфиры, 5 – кварцевые сиениты, 6 – гранодиориты.

ными чешуйчатыми кристаллами с весьма совершенной спайностью, идиоморфными по отношению к кварцу и полевым шпатам. Характер выделения и взаимоотношения с другими породообразующими минералами свидетельствует об их относительно ранней кристаллизации и указывает на магматический генезис. Как правило, они плеохроируют от темно-коричневых и рыжеватых до желтых оттенков. Многочисленные работы, посвященные химическому составу слюд [Маракушев, Тарарин, 1965; Бушляков, Холоднов, 1986; Li et al., 2020; и др.], показали их информативность в отношении условий

кристаллизации пород и некоторых особенностей состава родоначальных магм.

Химический состав слюд Соктуйского массива приведен в доп. материалах, Table 2. Слюды почти всех образцов соответствуют первичным магматическим разновидностям, за исключением слюд из микролейкогранитов – фигуративные точки их составов соответствуют полю «рекристаллизованных биотитов» (рис. 6, *a*). Согласно классификации [Tischendorf et al., 2001], слюда монцогранит-монцолейкогранитов, микролейкогранитов и аляскитов представлена сидерофиллитом (см. рис. 6, *б*). Слюда из щелочно-

полевошпатовых гранит-порфиров и кварцевых сиенитов занимает промежуточное положение между составами сидерофиллита и железистого биотита (см. рис. 6, б). Слюда гранодиоритов представлена железистым биотитом (см. рис. 6, б).

Большая часть изученных слюд относится к высокожелезистым разновидностям ($f_{\text{ср. знач.}} > 94\%$). Сидерофиллит и железистый биотит из щелочно-полевошпатовых гранит-порфиров являются менее железистыми – для них $f_{\text{ср. знач.}}$ составляет 89 %. Самая низкая железистость наблюдается в железистом биотите из гранодиоритов (f не более 78 %). Наиболее глиноземистым является сидерофиллит из гранитоидов ГИФ ($al' = 12.39\text{--}16.24$ в монцогранитах-монцолейкогранитах и $16.15\text{--}19.15$ в микролейкогранитах). Для остальных слюд $al'_{\text{ср. знач.}}$ изменяется от 10.94 (аляскиты) до 11.94 (кварцевые сиениты).

Минимальные содержания TiO_2 (0.16–1.77 мас. %) установлены в сидерофиллите из микролейкогранитов. В остальных случаях эти содержания значительно выше (более 2.25 мас. %). Максимальные концентрации TiO_2 (3.17–4.04 мас. %) наблюдаются в составе железистого биотита из гранодиоритов. Значимые концентрации Li_2O были установлены только для сидерофиллита из микролейкогранитов (0.35–0.68 при среднем 0.51 мас. %). Концентрации Li_2O в сидерофиллите монцогранит-монцолейкогранитов, сидерофиллите-железистом биотите щелочно-полевошпатовых гранит-порфиров и железистом биотите из гранодиоритов ниже (0.11–0.46, 0.27–0.45 и 0.26–0.49 мас. % соответственно), а в сидерофиллите-железистом биотите кварцевых сиенитов и сидерофиллите аляскитов эти содержания варьируют от 0.07 до 0.12 и от 0.01 до 0.06 мас. % соответственно.

Содержания фтора и хлора (см. рис. 6, в) в слюдах гранитоидов Соктуйского массива сильно варьируют. Сидерофиллиты гранитоидов ГИФ (монцо- и микролейкогранитов) характеризуются максимальными концентрациями фтора (до 1.51 мас. %) при относительно низких концентрациях хлора (до 0.45 мас. %). Железистый биотит из гранодиоритов также содержит повышенные концентрации фтора (до 1.18 мас. %), но, в отличие от слюды из гранитоидов ГИФ, здесь наблюдаются высокие содержания хлора (до 0.80 мас. %). Сопоставимо высокие концентрации хлора характерны для слюд аляскитов (до 0.71 мас. %) и кварцевых сиенитов (до 0.83 мас. %). При этом слюды характеризуются самыми низкими содержаниями фтора (до 0.41 мас. % в слюде кварцевых сиенитов и до 0.23 мас. % в слюде аляскитов). В сидерофиллите-железистом биотите щелочно-полевошпатовых гранит-порфиров наблюдаются промежуточные содержания фтора и хлора (0.75–1.10 и 0.41–0.60 мас. % соответственно).

В сидерофиллите и железистом биотите гранодиоритов, кварцевых сиенитов и гранит-порфиров содержания фтора зависят от содержания магния (см.

рис. 6, з). В сидерофиллите гранитоидов ГИФ содержания магния постоянны. Вполне вероятно, что в данном случае концентрации фтора напрямую зависят от концентраций лития [Tischendorf et al., 1997]. Для сидерофиллита аляскитов, содержания фтора в которых едва превышает предел обнаружения, подобные рассуждения являются не вполне корректными.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОРОД

Петрогенные компоненты

Вещественные составы изученных пород приведены в доп. материалах, Table 3. На классификационной диаграмме TAS точки составов пород Соктуйского массива попадают в области составов сиенитов, граносиенитов² и умеренно-щелочных гранитов-лейкогранитов (рис. 7, а). Породы соответствуют высоко- и ультракалиевым разностям. Максимальные концентрации калия (до 7.61 мас. %) характерны для кварцевых сиенитов (см. рис. 7, б). За исключением гранодиоритов², в составе пород Соктуйского массива наблюдается постоянное преобладание K_2O над Na_2O . Согласно петрохимической систематике [Frost et al., 2001], гранитоиды являются известково-щелочными и щелочно-известковистыми (см. рис. 7, в), железистыми (за исключением гранодиоритов, попадающих на границу между магнезиальными и железистыми составами) (см. рис. 7, з), а по соотношению глинозема и щелочей расположены вблизи границы мета- и пералюминиевых областей (см. рис. 7, д).

Примесные компоненты

Концентрации лития и фтора были определены только в породах ГИФ, аляскитах и щелочно-полевошпатовых гранит-порфирах ФДИ. Единичные содержания этих элементов в кварцевых сиенитах были взяты из работы [Коваленко и др., 2000]. В гранитоидах ГИФ и ФДИ содержания лития закономерно увеличиваются в ряду аляскиты (ср. знач. 17 г/т) → щелочно-полевошпатовые гранит-порфиры (ср. знач. 47 г/т) → микролейкограниты (ср. знач. 68 г/т) → монцолейкограниты (ср. знач. 87 г/т). Содержания фтора в породах значительно варьируют. Наиболее низкие концентрации наблюдаются в составе аляскитов (0.02 мас. %) и кварцевых сиенитов (0.06 мас. %). Содержания фтора (мас. %) в монцогранит-монцолейкогранитах ГИФ варьируют от 0.15 до 0.43 (ср. знач. 0.30), в микролейкогранитах ГИФ – от 0.03 до 0.31 (ср. знач. 0.15), в щелочно-полевошпатовых

² На рис. 7, а точки составов этих пород попадают в поле граносиенитов. Однако значение $K_2O/Na_2O \approx 1$ и преобладание плагиоклаза над каликатровым полевым шпатом указывают на их принадлежность к гранодиоритам.

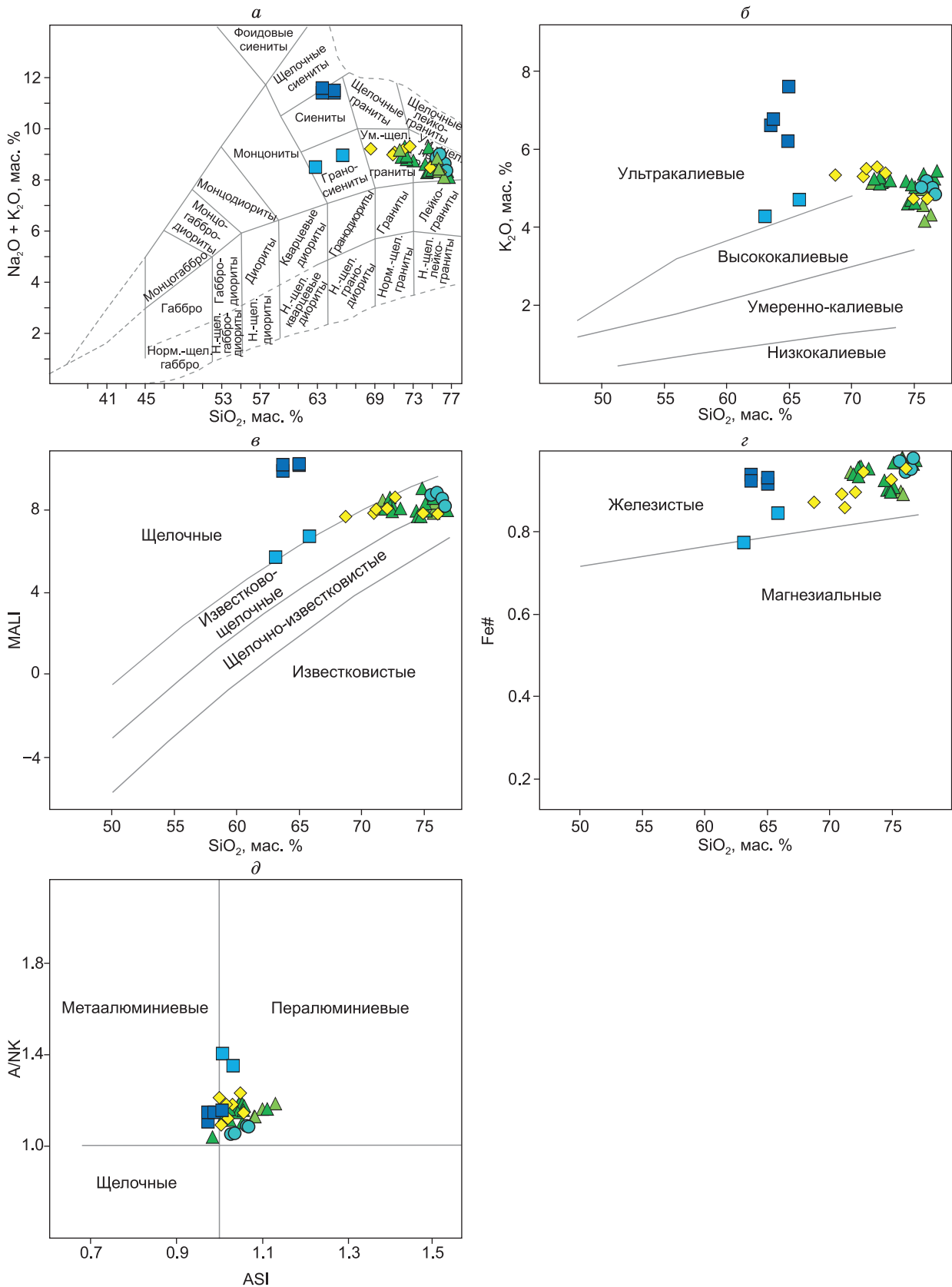


Рис. 7. Классификационные диаграммы для гранитоидов: а – $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{--SiO}_2$ [Шарпенко и др., 2013]; б – $\text{K}_2\text{O--SiO}_2$ [Rickwood, 1989]; в–д – $\text{SiO}_2\text{--MALI}$, $\text{SiO}_2\text{--Fe\#}$, ASI--A/NK [Frost et al., 2001]. $\text{Fe\#} = [\text{FeO}_{\text{общ}}]/([\text{FeO}_{\text{общ}} - \text{MgO}]]$, $\text{ASI} = [\text{Al}]/([\text{Ca} - 1.67\text{P} + \text{Na} + \text{K}]]$, $\text{A/NK} = [\text{Al}_2\text{O}_3]/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})]$, $\text{MALI} = [\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}]$. Усл. обозн. см. на рис. 6.

гранит-порфирах ФДИ – от 0.03 до 0.23 (ср. знач. 0.14). Вариации содержаний фтора в породах одного типа связаны в первую очередь с количеством слюды, которая является основным концентратором этого элемента в породе. Также в породах варьируют содержания акцессорного флюорита (вплоть до его отсутствия).

Содержания редкоземельных элементов (РЗЭ) в гранитоидах ГИФ Соктуйского массива варьируют от 191 до 753 (при среднем 332) г/т. Спектры РЗЭ слабонаклонные (среднее значение $(La/Yb)_n = 12.54$) с ярко выраженными Eu-аномалиями (рис. 8). При этом в породах, содержащих большее количество фтора, минимум становится глубже, а значения пара-

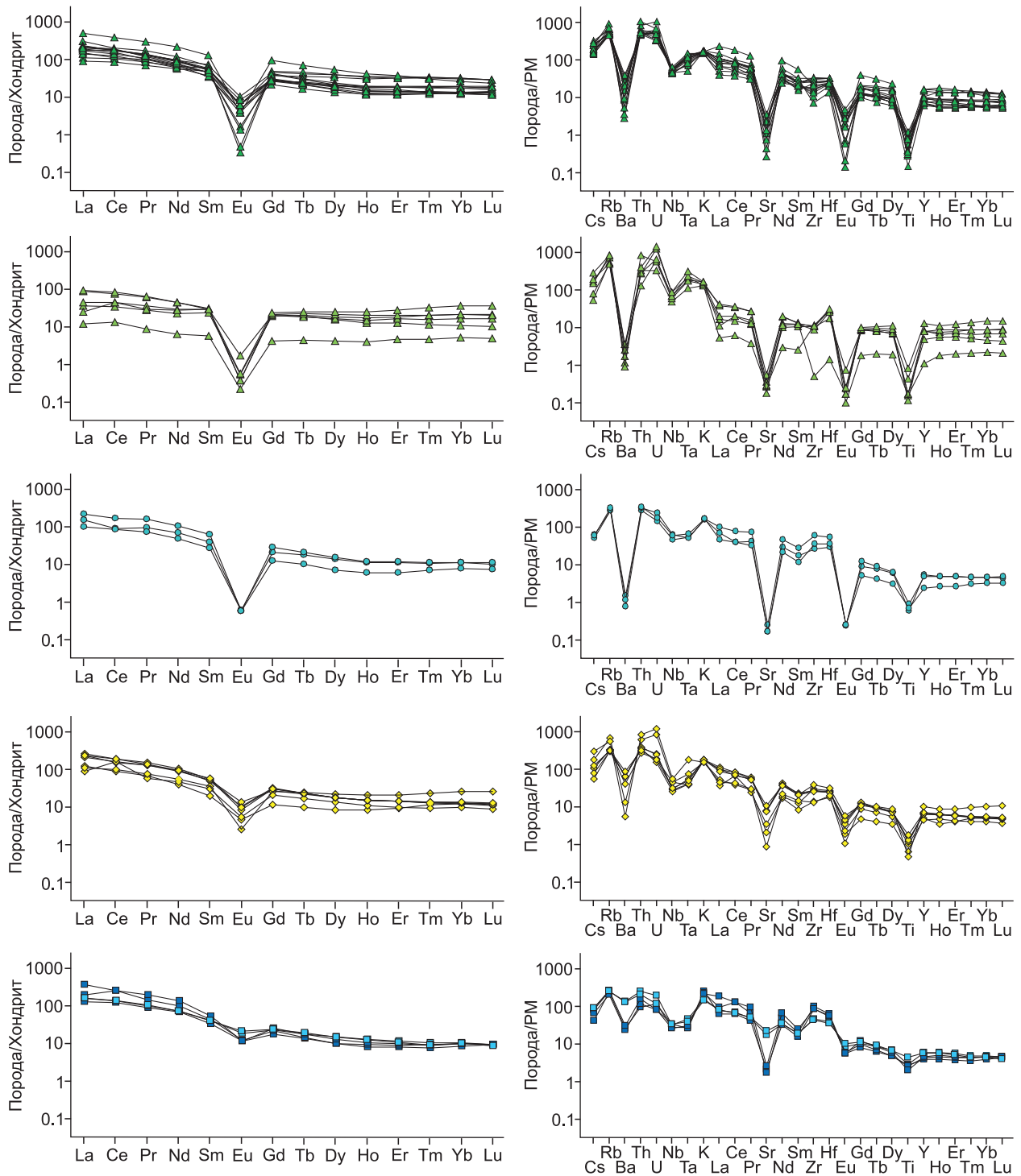


Рис. 8. Спектры распределения РЗЭ (значения нормированы по хондриту [Boynnton, 1984]) и мультиэлементные спектры (значения нормированы по примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989]) для пород Соктуйского массива. Усл. обозн. см. на рис. 6.

Таблица 1. Sm-Nd-изотопные данные для пород Соктуйского массива

№ образца	Порода	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM-2})$
						млн лет	
Z21-108	Монцолейкогранит	0.112636	0.512517	-2.36	-0.83	957	1021
Z21-101	Аляскит	0.113109	0.512573	-1.27	0.27	877	931
Z22-91	Щелочно-полевошпатовый гранит-порфир	0.103553	0.512568	-1.36	0.33	808	924
Z23-6/1	Гранодиорит	0.106320	0.512555	-1.62	0.01	847	950
Z23-7	Кварцевый сиенит	0.080156	0.512595	-0.85	1.25	636	847

метра ΔEu^3 падают до 0.01–0.04. В остальных случаях ΔEu варьирует от 0.12 до 0.21. Спектры РЗЭ микролейкогранитов квазисимметричные (среднее значение $(\text{La}/\text{Yb})_n = 3.4$). Содержания РЗЭ в этих породах минимальны (27–158, среднее – 104 г/т). Eu-аномалия выражена ярко ($\Delta\text{Eu} = 0.01$ –0.07).

Суммарные концентрации РЗЭ в аляскитах изменяются от 155 до 327 г/т (среднее 227 г/т). Спектры распределения слабонаклонные (среднее значение $(\text{La}/\text{Yb})_n = 16.11$) с проявленными Eu-минимумами ($\Delta\text{Eu} = 0.01$ –0.03).

Спектры распределения РЗЭ щелочно-полевошпатовых гранит-порфиров являются менее дифференцированными, глубина европиевых минимумов в них минимальна среди гранит-лейкогранитов ($\Delta\text{Eu} = 0.20$ –0.36 при среднем 0.26). Повышенные концентрации европия в щелочно-полевошпатовых гранит-порфирах могут быть связаны с изоморфным замещением кальция в структуре флюорита при восстановленных условиях, как показано в работе [Schwinn, Markl, 2016].

Содержания РЗЭ в кварцевых сиенитах и гранодиоритах повышены (233–503 г/т). Спектры распределения РЗЭ асимметричные со слабовыраженной ΔEu -аномалией, значение которой составляет от 0.30 до 0.66.

На спайдер-диаграммах для всех изученных пород (см. рис. 8) присутствуют минимумы по Ba, Sr, Eu и Ti, свидетельствующие о фракционировании плагиоклаза и Fe-Ti-оксидов. Степень фракционирования этих минералов увеличивается от гранодиоритов, кварцевых сиенитов через щелочно-полевошпатовые гранит-порфиры к аляскитам и гранитоидам ГИФ. В щелочно-полевошпатовых гранит-порфирах ФДИ и гранитоидах ГИФ отмечаются высокие концентрации Th и U.

Изотопный состав неодима

Данные об изотопном составе неодима в породах Соктуйского массива приведены в табл. 1. В целом изотопный состав неодима довольно однородный. Монцолейкограниты ГИФ характеризуются слабо отрицательными значениями $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = -0.8$. Аляскиты, щелочно-полевошпатовые гранит-порфиры и

гранодиориты характеризуются чуть более радио-генным составом неодима: значения $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ в них слабо положительные (0...+0.3). Максимальные значения $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = +1.3$ зафиксированы в кварцевых сиенитах. Полученные результаты подтверждают вывод об относительно молодом (не моложе неопротерозоя) возрасте континентальной коры Восточного Забайкалья [Гордиенко и др., 2019], а также свидетельствуют о неоднородности источников первичных магм гранитоидов Соктуйского массива.

Изотопный состав кислорода

Изотопный состав кислорода в минералах всех изученных пород значимо не различается (табл. 2): значения $\delta^{18}\text{O}$ в кварце варьируют от 10.9 до 11.1; в полевых шпатах (плагиоклазах и каликатровых полевых шпатах) – от 9.0 до 9.48; в слюдах – от 5.8 до 6.6 ‰, амфибол из кварцевых сиенитов характеризуется значением $\delta^{18}\text{O} = 6.8$ ‰. Полученные средневзвешенные значения $\delta^{18}\text{O}$ (см. табл. 2) пород лежат в узком интервале от 9.3 до 9.8 ‰.

ВКЛЮЧЕНИЯ МИНЕРАЛООБРАЗУЮЩИХ СРЕД В КВАРЦЕ ГРАНИТОИДОВ

Кварц из гранитоидов всех разновидностей содержит многочисленные включения минералообразующих сред. Присутствуют как первичные, так и вторичные включения. Вторичные включения приурочены к трещинам в минерале-хозяине. Первичные включения располагаются либо вдоль зон роста, формируя компактные группы, в пределах которых они расположены незакономерно (азональные включения), либо представляют собой одиночные включения, не приуроченные к видимым трещинам. В качестве первичных обнаружены включения флюидов и силикатных расплавов.

По соотношению фаз при комнатной температуре среди флюидных включений выделяются существенно-газовые, газово-жидкие, кристаллофлюидные и комбинированные (рис. 9).

Существенно-газовые включения (тип 1) (см. рис. 9, а–д). В этих включениях доминирует газовая фаза, а жидкость формирует тонкий мениск (не превышающий 10 об. %), едва различимый при микро-

³ $\Delta\text{Eu} = \text{Eu}_N / ((\text{Sm} + \text{Gd})_N / 2)$, нормировано по составу хондрита [Boynnton, 1984].

Таблица 2. Изотопный состав кислорода в минералах гранитоидов Соктуйского массива

№ образца	Порода	SiO ₂ , мас. %	Минерал	δ ¹⁸ O ‰, минерал	δ ¹⁸ O ‰, среднее*
Z21-108	Монцолейкогранит	72.36	Кварц	11.1	9.8
			Полевые шпаты	9.5	
			Сидерофиллит	6.5	
Z21-102	Аляскит	76.63	Кварц	10.2	9.3
			Полевые шпаты	9.0	
			Сидерофиллит	6.6	
Z22-91	Щелочно-полевошпатовый гранит-порфир	70.88	Кварц	10.9	9.7
			Полевые шпаты	9.8	
			Сидерофиллит	5.8	
Z23-6/3	Кварцевый сиенит	64.94	Кварц	10.9	9.3
			Полевые шпаты	9.8	
			Fe-биотит	6.1	
			Амфибол	6.8	

* Рассчитывалось по среднему содержанию минералов в породе.

скопических исследованиях. Нередко они встречаются в ассоциации с кристаллофлюидными включениями, что позволяет говорить об их сингенетичности.

В газовой-жидких включениях (тип 2) (см. рис. 9, *e–з, л*), в отличие от включений типа 1, жидкость занимает около половины объема.

Кристаллофлюидные включения (тип 3) (см. рис. 9, *а–г, и*) содержат как минимум одну дочернюю кристаллическую фазу, а газовая фаза занимает существенно меньше половины объема. В случае, если такие включения содержат один кристалл, он чаще всего имеет форму куба, что позволяет относить его к щелочным хлоридам (NaCl или KCl). В некоторых случаях включения содержат 2–3 дочерних кристалла. Были также обнаружены включения, содержащие шесть кристаллов. Судя по тому, что эти фазы имеют различный облик, они все представляют различные соединения. Однако идентифицировать их использованными методами не удалось.

Комбинированные включения (тип 4) (см. рис. 9, *к*) представляют собой результат одновременного захвата сингенетического с кварцем минерала и капли флюидной фазы. Чаще всего в таких включениях в качестве захваченного минерала выступают слюда и полевые шпаты, реже – апатит. Флюидное обособление выглядит прилипшим к его грани и при комнатной температуре имеет существенно газовый состав. Размеры флюидных обособлений комбинированных включений существенно меньше захваченных кристаллов (см. рис. 9, *к*).

Расплавные включения (тип 5) (см. рис. 9, *з, л, м*) при комнатной температуре заполнены агрегатом дочерних кристаллических фаз. Нередко в этих включениях присутствует газовое обособление округлой формы. Часто данный тип включений окружен радиально расходящимися трещинами или гало более мелких флюидных включений, что свидетельствует об их декрипитации в ходе остывания породы.

Далее рассмотрим подробнее особенности включений минералообразующих сред в кварце изученных пород Соктуйского массива.

Летучие компоненты флюидных и расплавных включений в кварце гранитоидов ГИФ

Кварц из монцогранит-монцолейкогранитов ГИФ содержит ассоциацию первичных сингенетических существенно-газовых (тип 1) и кристаллофлюидных (тип 3) включений (см. рис. 9, *а–г*), а также комбинированные (тип 4) и расплавные (тип 5) включения. Иногда встречаются включения типа 2 (см. рис. 9, *е*). В существенно-газовых (тип 1) и газовой-жидких (тип 2) включениях была установлена относительно плотная (0.26–0.38 г/см³) углекислота без примесей других газов. В тех случаях, когда газовая фаза расплавных включений была доступна для анализа методом рамановской спектроскопии, в ней не удалось зафиксировать сигналы CO₂, N₂ и CH₄. Это позволяет предположить, что пузырьки содержат водяной пар. Только для одного расплавного включения из монцогранитов ГИФ в газовом пузырьке была зафиксирована примесь метана.

Жидкость включений представляет собой разбавленный (температура плавления льда –7...–9 °С) водный раствор с температурами эвтектики около –23 °С у включений 2 типа и –35 °С у включений типа 3.

Летучие компоненты флюидных и расплавных включений в кварце аляскитов и щелочно-полевошпатовых гранит-порфиров ФДИ

В кварце аляскитов и щелочно-полевошпатовых гранит-порфиров ФДИ набор включений разных типов аналогичен кварцу гранитоидов ГИФ. Во включениях типов 1, 2 и 3 из кварца аляскитов в составе

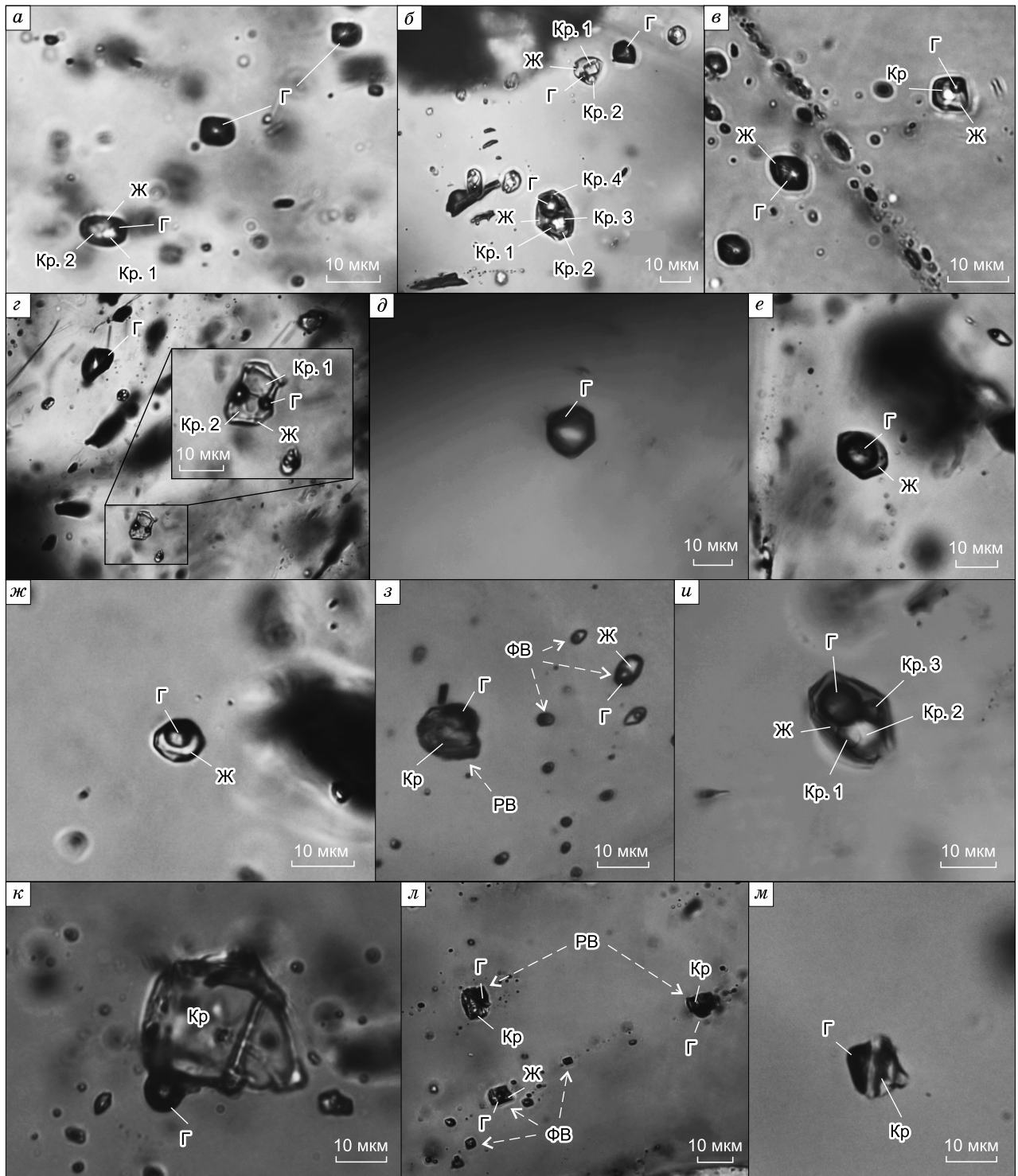


Рис. 9. Первичные включения минералообразующих сред в кварце из гранитоидов Соктуйского массива (размер масштабной линейки – 10 мкм; ФВ и РВ – флюидные и расплавные включения соответственно; фазы: Кр. – кристаллическая, Г – газовая, Ж – жидкая): а–г – сингенетичные существенно-газовые (тип 1) и кристаллофлюидные (тип 3) включения в кварце из монцогранитов ГИФ (а), щелочно-полевошпатовых гранит-порфиров ФДИ (б), кварцевых сиенитов (в) и гранодиоритов ФДИ (г); д – существенно-газовое включение (алескиты); е, ж – газожидкое включение из кварца монцогранитов ГИФ (е) и алескитов ФДИ (ж); з – сингенетичное расплавное и газожидкие включения (щелочно-полевошпатовые гранит-порфиры ФДИ); и – кристаллофлюидное включение (алескиты ФДИ); к – комбинированное включение (щелочно-полевошпатовые гранит-порфиры ФДИ); л – сингенетичные расплавные и газожидкие включения (монцограниты ГИФ); м – расплавное включение (алескиты ФДИ).

газовой фазы, помимо углекислого газа, появляется примесь метана. В единичных случаях отмечаются включения, в составе которых присутствует исключительно метан (тип 1). Соотношения CH_4/CO_2 в газовых пузырьках включений типов 1–3 варьируют от 0.01 до 0.03, но изредка эти значения могут достигать 0.12 у включений типа 3. Включения типов 1 и 2 из кварца щелочно-полевошпатовых гранит-порфиров характеризуются широкими вариациями состава газов и содержат углекислоту, метан и азот. Соотношения CH_4/CO_2 близки к включениям в кварце аляски-тов и составляют 0.01–0.02, широкие вариации наблюдаются для N_2/CO_2 – от 0.02 до 0.13. Плотность углекислоты во включениях с низким содержанием других газов относительно высокая и близка к плотности CO_2 во включениях в кварце гранитоидов ГИФ: 0.22–0.39 г/см³. В составе газовой фазы комбинированных включений (тип 4) в кварце гранитоидов ФДИ методом рамановской спектроскопии фиксируется только метан.

По температурам эвтектики водные растворы включений в кварце аляски-тов и щелочно-полевошпатовых гранит-порфиров ФДИ похожи на включения в кварце гранитоидов ГИФ. Среди дочерних кристаллов флюидных включений типа 3 из кварца аляски-тов и щелочно-полевошпатовых гранит-порфиров присутствуют щелочные хлориды и их кристаллогидраты, а также карбонаты. В редких случаях присутствуют оксиды, дочерняя природа которых вызывает сомнения. При нагревании кристаллофлюидных включений (тип 3) газовый пузырек исчезает при температурах от 351 до 464 °С. Растворение дочерних кристаллов начинается в диапазоне от 8 до 45 °С и продолжается после исчезновения газового пузырька. При температурах от 382 до 427 °С во включениях происходит реакция с образованием мелких кристаллов неидентифицированной фазы, добиться

растворения которых не удалось до предельных температур используемого оборудования (~ 600 °С).

В тех случаях, когда газовая фаза расплавных включений была доступна для анализа методом рамановской спектроскопии, в ней не удалось зафиксировать сигналы CO_2 , N_2 и CH_4 . Это позволяет предположить, что пузырьки содержат водяной пар.

Летучие компоненты во флюидных включениях в кварце гранодиоритов и кварцевых сиенитов ФДИ

В кварце из гранодиоритов и кварцевых сиенитов ФДИ были обнаружены сингенетичные существенно-газовые (тип 1) и кристаллофлюидные (тип 3) включения (рис. 10, а), а также комбинированные (тип 4) включения. Редко встречаются газожидкие включения (тип 2). Расплавные включения достоверно не установлены.

Углекислотная газовая фаза существенно-газовых, газожидких и кристаллофлюидных включений из кварца гранодиоритов и кварцевых сиенитов, подобно кварцу щелочно-полевошпатовых гранит-порфиров ФДИ, содержит примеси метана и азота. Однако, в отличие от них, доля метана в среднем выше: значения CH_4/CO_2 во включениях варьируют от 0.04 до 1.31 при среднем значении 0.36.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Геохимическая типизация пород

Все изученные гранитоиды Соктуйского массива относятся к умеренно-щелочному ряду, являются высоко- и ультракалиевыми, а по соотношению щелочей и кальция соответствуют известково-щелочным и щелочным разностям. Для монцогранит-лейкогранитов ГИФ характерен избыток глинозема; породы

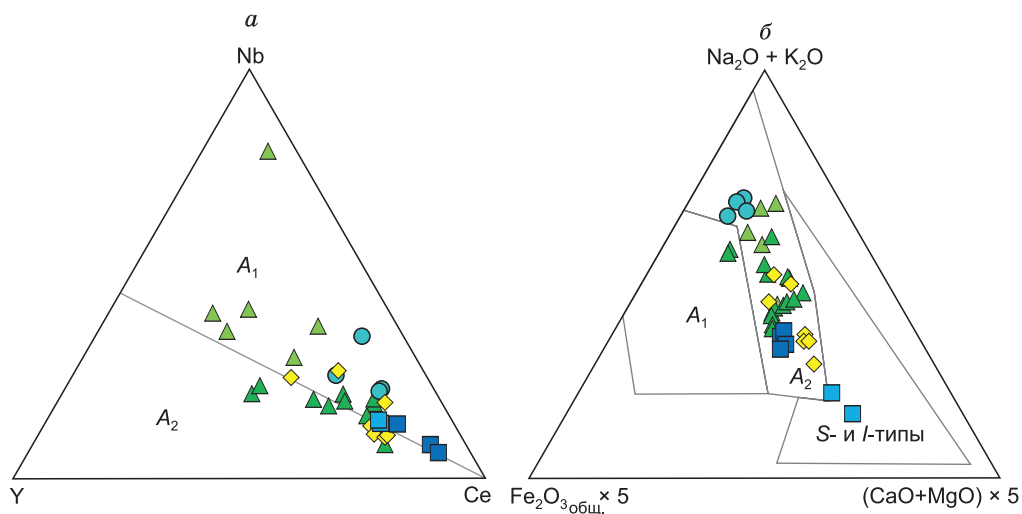


Рис. 10. Дискриминантные диаграммы для гранитоидов А-типа: а – Nb–Y–Ce, г/т [Ебу, 1992]; б – $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ – $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}} \times 5$ – $(\text{CaO} + \text{MgO}) \times 5$, мол. кол. [Гребенников, 2014]. Усл. обозн. см. на рис. 6.

ФДИ чуть менее глиноземистые ($A/CNK \approx 1$) и содержат в своем составе амфибол, реже – клинопироксен (в гранодиоритах). Для всех пород массива характерна высокая железистость. Одновременно, несмотря на схожесть петрохимических характеристик, в гранитоидах Соктуйского массива наблюдаются резкие различия в содержаниях типоморфных редких элементов.

Гранитоиды главной интрузивной фазы Соктуйского массива обогащены фтором и литофильными редкими элементами (Li, Rb, Cs, а также, по данным предшественников, – Be, Sn и W) и относятся к породам главной фазы гранитоидов редкометалльно-плюмазитового типа по классификации [Таусон, 1977]. Аляскиты и щелочно-полевошпатовые гранит-порфиры фазы дополнительных интрузий содержат значительно меньшие концентрации фтора и литофильных элементов и не соответствуют указанному типу. В них наблюдается относительное обогащение высоkozарядными элементами и в меньшей степени РЗЭ, умеренно-щелочной характер. На диаграмме (см. рис. 10, а) фигуративные точки составов аляскитов и щелочно-полевошпатовых гранит-порфиров попадают в пограничную область между гранитоидами типов A_1 и A_2 . Для разделения гранитоидов нами были использованы петрохимические показатели, предложенные в работе [Гребенников, 2014], согласно которым аляскиты и щелочно-полевошпатовые гранит-порфиры относятся к гранитоидам A_2 -типа (см. рис. 10, б). По геохимической систематике Л.В. Таусона, эти породы наиболее близки к палингено-щелочному типу. Гранодиориты обладают схожими характеристиками с гранитоидами известково-щелочного типа (сопоставимые концентрации Rb и Sr, а также близкие значения Na_2O/K_2O , K/Rb, Ba/Sr отношений), но, в отличие от последних, содержат повышенные концентрации TiO_2 , P_2O_5 , Zr и других высоkozарядных элементов. Кварцевые сиениты относятся к ультракалиевым щелочным породам, но, в отличие от типичных щелочных сиенитов, им свойственно отсутствие щелочных темноцветов (эгирина и Na-амфиболов). При этом высокий индекс железистости, наряду с повышенными концентрациями Zr и Ce, позволяет относить рассматриваемые кварцевые сиениты к породам A -типа.

Проведенные нами U-Pb исследования циркона показали, что формирование различных типов гранитоидов Соктуйского массива произошло в узком интервале времени в пределах 140–146 млн лет (с учетом погрешностей). Таким образом, учитывая вариации основных петрохимических индикаторов и значительные различия в концентрациях редких и редкоземельных элементов, в составе кукульбейского комплекса можно выделить несколько геохимических типов гранитоидов. В пределах Соктуйского массива присутствуют редкометалльные плюмазитовые гранит-лейкограниты ГИФ, умеренно-щелочные

гранитоиды A -типа (аляскиты и щелочно-полевошпатовые гранит-порфиры, гранодиориты), а также разновозрастные кварцевые сиениты.

Примечательно, что внедрение интрузий кукульбейского комплекса более чем на 20 млн лет отстает от времени формирования гранитоидов других мезозойских комплексов Восточного Забайкалья: шахтаминского (163 ± 1 млн лет), амуджикано-сретенского (157 ± 1 млн лет) и борщовочного (157 ± 1 млн лет) [Нарыжнова и др., 2023]. Учитывая специфику геологического развития региона, формирование гранитоидов кукульбейского комплекса могло происходить либо в постколлизийных, либо во внутриплитных условиях.

Роль флюида в формировании пород

Вопросы происхождения редкометалльных гранитов обсуждаются не первое десятилетие. Неослабевающий интерес исследователей к данному вопросу обусловлен тем фактом, что редкометалльно-гранитные магмы, обогащенные фтором и литофильными редкими компонентами, не могут быть выплавлены при анатексисе наиболее распространенных пород земной коры (метапелитовых гнейсов, кристаллических сланцев и тем более метаграувакк, тоналитов или метабазитов). В то же время многочисленные изотопные данные прямо указывают на коровую природу редкометалльно-гранитных магм.

Начиная с середины прошлого века, было предложено несколько концепций формирования редкометалльно-плюмазитовых гранитов. Изначально А.А. Беусом с соавторами [1962] была предложена модель, предполагающая, что литий-фтористые граниты являются продуктом метасоматической переработки гранитоидных интрузий.

Менее чем через десять лет на территории Монголии была обнаружена субвулканическая разновидность редкометалльных гранитов – онгониты, установлена их магматическая природа и получены доказательства сингенетичности онгонитов и литий-фтористых гранитов [Коваленко и др., 1971; Коваленко, Коваленко, 1976]. По мнению В.И. Коваленко [Коваленко, Коваленко, 1976], редкометалльные граниты являются результатом кристаллизационной дифференциации обычных гранитоидных магм, в ходе которой в расплаве накапливаются высокие содержания фтора.

Д.С. Коржинским [1973] была изложена идея участия в формировании составов гранитных магм трансмагматических флюидов, которая позже была использована В.Е. Загорским и И.С. Перетяжко для объяснения генезиса гранитных пегматитов, в том числе и обогащенных фтором и редкими щелочными металлами. Она получила название «метаматматическое вызревание магм Li-F гранитов и пегматитов» [Загорский, Перетяжко, 1992; Абрамов, 2004].

Л.В. Таусон считал, что в образовании редкометалльно-плюмазитовых гранитоидов первостепенную роль играет преобразование магматогенными флюидами остаточных расплавов [Таусон, 1977].

Природа источника высокофтористых флюидов в перечисленных моделях, как правило, не рассматривалась подробно. По мнению авторов [Ярмолюк, Кузьмин, 2012], источником такого флюида, обогащенного фтором и литофильными редкими элементами, являлись мантийные магмы, которым отводилась ключевая роль в генезисе редкометалльных гранитов. В других моделях [Christiansen et al., 1988; Cuneu, Barbey, 2014; Antipin et al., 2016] предполагалось, что мантийные расплавы являлись лишь источником теплового воздействия на нижнекоровые субстраты. Под воздействием их тепла происходил гранулитовый метаморфизм, а иногда и частичное плавление нижнекоровых пород. Этот процесс сопровождался отделением летучих, крупноионных литофильных и рудных компонентов (в силу малой изоморфной емкости минералов гранулитового парагенезиса в отношении этих элементов). Указанные элементы перераспределялись во флюид, миграция которого вызывала формирование очагов частичного плавления в верхних частях коры. Образование ультраредкометалльных литий-фтористых магм в рамках этого класса моделей объяснялось длительным взаимодействием расплавов с потоками флюидов, обогащенных редкими металлами и фтором.

Для определения возможных источников флюида И.Н. Бушляков и В.В. Холоднов [1986] предложили использовать в качестве индикаторов содержания хлора и фтора в слюдах. В работах упомянутых авторов было показано, что источником хлора являются исключительно мантийные расплавы, в то время как фтор может иметь и коровую природу. Отметим, что данные построения вряд ли применимы для кратонных областей с мощным осадочным чехлом, содержащим толщи соленосных отложений или эвапоритов, однако для складчатых сооружений логичность этого подхода не вызывает сомнений.

Изучая граниты главной фазы и кварцевые сиениты Соктуйского массива, В.И. Коваленко с соавторами пришли к выводу, что магмы, образовавшие эти две группы пород, имели разные источники [Коваленко и др., 2000]. Результаты наших исследований показывают, что эти два источника расплавов и флюидов вполне способны объяснить формирование всей гаммы гранитоидов Соктуйского массива.

В целом изотопный состав неодима в изученных породах массива несколько более радиогенный, нежели в метаморфических породах верхней коры и юрских гранитоидах Аргунской зоны Восточного Забайкалья ($T_{Nd}(DM-2) = 1.1–1.4$ млрд лет [Гордиенко и др., 2019]). Лишь гранитоиды поздних (рудоносных) фаз шахтаминского комплекса, для которых предполагается корово-мантийный генезис [Берзина и др.,

2013], имеют более радиогенный в сравнении с гранитоидами Соктуйского массива изотопный состав Nd ($T_{Nd}(DM-2) = 0.7–0.8$ млрд лет). Таким образом, изотопные характеристики гранитоидов указывают на участие в их генерации как пород континентальной коры, так и мантийных магм. При этом слабый рост $\epsilon_{Nd}(T)$ от биотитовых монцолейкогранитов ($\epsilon_{Nd}(T) = -0.8$) через гранодиориты, аляскиты и щелочно-полевошпатовые гранит-порфиры ($\epsilon_{Nd}(T)$ от 0 до +0.3) к кварцевым сиенитам ($\epsilon_{Nd}(T) = +1.3$) указывает на уменьшение доли в их источнике корового компонента.

Также в сравнении с существенно верхнекоровыми гранитоидами борщовочного и амуджикано-среднекорового комплексов гранит-лейкогранитная ассоциация кукульбейского комплекса характеризуется более низкими значениями $\delta^{18}O$ [Нарыжнова и др., 2023], что указывает на заметную роль в их источнике расплавов или флюидов мантийной природы.

Одновременно установлено, что слюды аляскитов, кварцевых сиенитов и гранодиоритов обогащены хлором и обеднены фтором. Слюды остальных пород массива демонстрируют обратную картину: они обогащены фтором по сравнению с хлором. На рисунке 11, а показано, что наиболее окисленным системам (выше буфера NNO) соответствуют слюды из гранитоидов главной интрузивной фазы и гранодиоритов, в составе которых преобладает Fe^{3+} . Составы слюд из щелочно-полевошпатовых гранит-порфиров попадают в область между NNO и QFM и являются более восстановленными. Самыми восстановленными составами характеризуются сидерофиллиты из кварцевых сиенитов и аляскитов (см. рис. 11, а). Такая разница в окислительно-восстановительном потенциале расплавов согласуется с соотношением содержаний углекислоты и метана в газовой фазе флюидных включений, которые сингенетичны с расплавыми в кварце гранитоидов ГИФ и ФДИ Соктуйского массива. Опираясь на эти данные, можно предположить, что флюидная фаза, участвовавшая в образовании и эволюции гранитоидов ГИФ, была резко обеднена метаном. Флюид аляскитов ФДИ, напротив, обогащен метаном. Изредка его количества превышают содержание углекислоты. Флюид щелочно-полевошпатовых гранит-порфиров ФДИ также содержал примесь метана, к которому добавлялся азот ($CO_2 > N_2 > CH_4$). Доля метана значительно возрастает во флюиде магмы, сформировавшей тела кварцевых сиенитов. В большинстве включений водных флюидов в кварце в качестве примеси установлен исключительно метан. Примеси метана характерны для флюида гранодиоритов. Появление метана во флюиде аляскитов, щелочно-полевошпатовых гранит-порфиров, гранодиоритов и кварцевых сиенитов ФДИ является отражением более восстановительных условий кристаллизации их материнских магм.

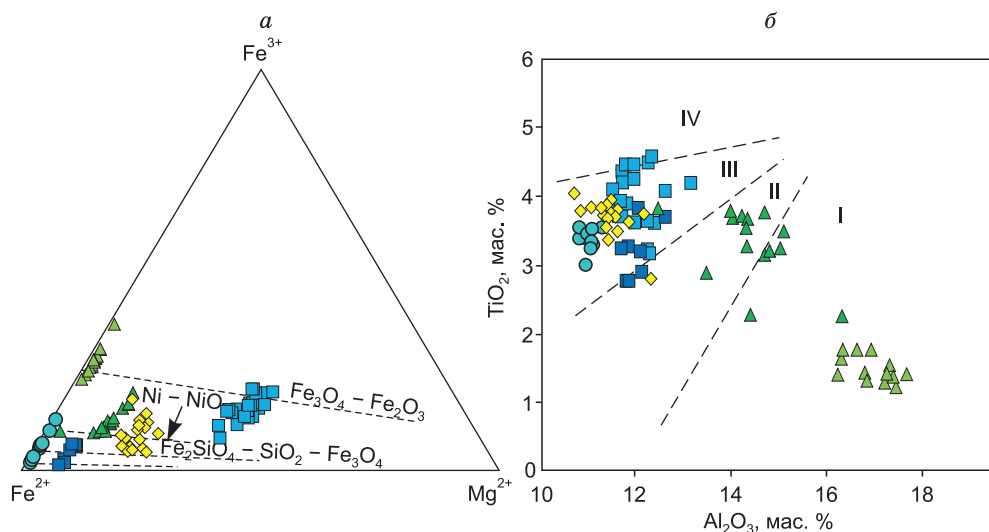


Рис. 11. Составы слюд из пород Сокутуйского массива: *а* – диаграмма составов слюд в миналах аннит (Fe^{2+})–флогопит (Mg^{2+})–оксибиотит (Fe^{3+}), характеризующая степень окисленности магм [Wones, Eugster, 1965]; *б* – зависимость содержания TiO_2 от количества Al_2O_3 в биотитах [Ферштатер, Бородина, 1975]. Фация: I – субвулканическая, II – гипабиссальная, III – мезоабиссальная, IV – абиссальная. Усл. обозн. см. на рис. 6.

Таким образом, совокупность изотопных характеристик и особенностей флюидного состава гранитоидов заставляет предполагать вклад мантийного источника в образование гранитоидов кукульбейского комплекса [O'Neil et al., 1977; Harris et al., 1997]. Наличие такого источника подтверждается изотопными составами позднюрских-раннемеловых трахибазальтов тургинской свиты, заполняющих рифтогенные прогибы в пределах Агинской зоны. По данным [Дриль и др., 2022], вулканы были сформированы за счет плавления деплетированного или умеренно-деплетированного мантийного источника с последующей контаминацией магм коровым материалом.

При изучении биотитов из гранитоидов Урала Г.Б. Ферштатер и Н.С. Бородиной была установлена зависимость содержания глинозема и титана от глубины становления массива [Ферштатер, Бородина, 1975]. Применение данного подхода для слюд из гранитоидов Сокутуйского массива (см. рис. 11, б) показывает, что самыми глубинными породами являются гранодиориты, кварцевые сиениты и гранитоиды ФДИ. Монцограниты-монцолейкограниты ГИФ формировались в гипабиссальных условиях, а микролейкограниты ГИФ относятся к близповерхностным интрузивным образованиям.

В разрезе Агинского и Аргунского террейнов отсутствуют соленосные и эвапоритовые толщи, которые могли бы являться источником хлора. Следовательно, повышенные содержания этого элемента (при отсутствии фтора) в слюдах и более восстановленный состав газовой фазы флюидных включений в аляскитах, и тем более кварцевых сиенитах, могут объясняться только участием в их образовании ман-

тийного расплава или флюида. Примесь метана и высокохлористый состав флюида кварцевых сиенитов может указывать на его мантийный источник, в то время как существенно-углекислотный состав газовой фазы и повышенные содержания фтора в слюдах гранитоидов ГИФ и ФДИ, вероятно, свидетельствуют о коровой природе флюида гранитоидов. Магмы гранитоидов ГИФ не могут быть производными дифференциатами аляскитового расплава. Об этом свидетельствуют геологические взаимоотношения двух фаз: аляскиты прорывают породы главной фазы Сокутуйского массива. Слюды из гранодиоритов при высоких содержаниях хлора также характеризуются повышенными концентрациями фтора, сопоставимыми с таковыми для слюд из гранитоидов ГИФ. В примесном составе первичных флюидных включений из кварца гранодиоритов установлено наличие метана. Это позволяет предположить, что флюид гранодиоритов имел состав, предполагающий смешение летучих компонентов из разных источников.

Таким образом, в формировании гранитоидов Сокутуйского массива участвовали два различных источника флюида: фтористый (обедненный хлором) и существенно-хлористый (обедненный фтором). Опираясь на сказанное выше, можно считать, что источником хлористого флюида с низкими содержаниями фтора являлись кристаллизующиеся мантийные магмы, в то время как высокофтористый флюид мог возникнуть в результате гранулитового метаморфизма пород нижней коры, как это предполагается в работах [Cuney, Barbey, 2014; Antipin et al., 2016] (рис. 12).

Гранитоиды ГИФ Сокутуйского массива были сформированы при плавлении пород средней или

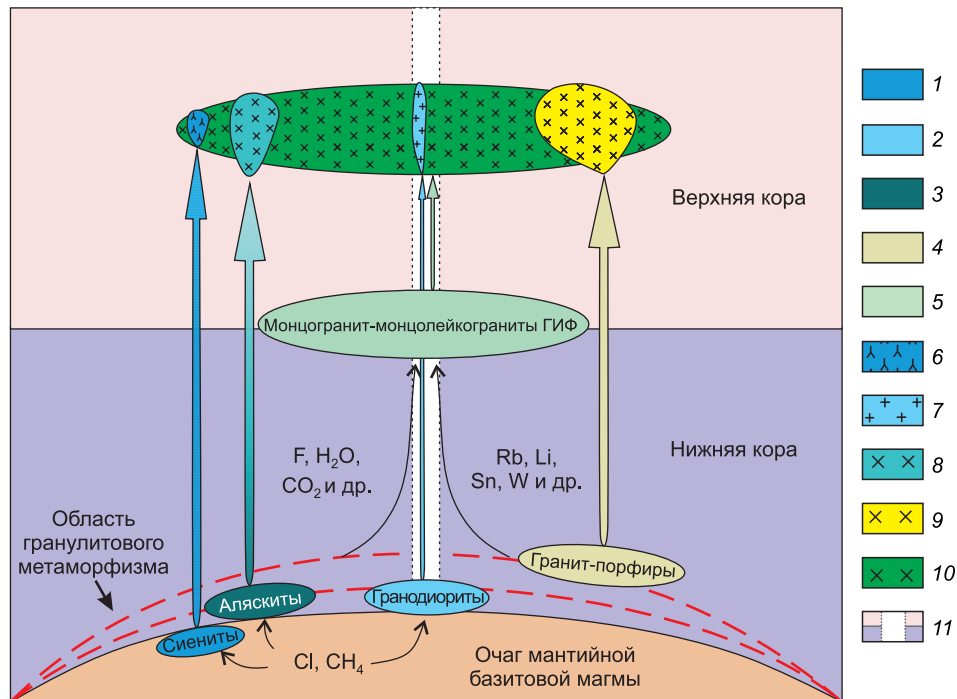


Рис. 12. Модель происхождения гранитоидных магм Соктуйского массива, по [Cuney, Barbey, 2014; Antipin et al., 2016] с дополнениями. 1–5 – магматические камеры: 1 – сиенитов, 2 – гранодиоритов, 3 – аляскитов, 4 – щелочно-полевошпатовых гранит-порфиров, 5 – монцогранит-монцолейкогранитов; 6–10 – гранитоиды Соктуйского массива: 6 – кварцевые сиениты ФДИ, 7 – гранодиориты ФДИ; 8 – аляскиты ФДИ, 9 – щелочно-полевошпатовые гранит-порфиры ФДИ, 10 – монцогранит-монцолейкограниты ГИФ; 11 – зона транспорта вещества.

верхней коры под воздействием окисленного высокофтористого флюида, обогащенного литофильными элементами. Аляскиты, щелочно-полевошпатовые гранит-порфиры и кварцевые сиениты сформировались на более глубинных уровнях коры под воздействием более восстановленного хлористого флюида. С нашей точки зрения, формирование последних произошло при плавлении пород нижней коры непосредственно в надкровельной части очага кристаллизующихся мантийных магм (аляскиты) либо чуть на удалении от него (щелочно-полевошпатовые гранит-порфиры). Кварцевые сиениты, вероятно, являются продуктом эволюции базитовых магм мантийной природы, а гранодиориты возникли при плавлении пород нижней коры в области одновременного взаимодействия восстановленного мантийного и окисленного корового флюидов. При этом уровень концентраций тяжелых РЗЭ и Y, наличие Eu-минимума в аляскитах свидетельствуют о генерации расплавов на глубине не более 30 км ($P < 10$ кбар).

Если для простоты аппроксимировать флюиды гранитоидных магм Соктуйского массива бинарной системой $H_2O-NaCl$ [Pitzer, Pabalan, 1986] (рис. 13, а), а общее содержание NaCl во флюиде принять за 10 мас. %, то максимум по давлению, ограничивающий гетерофазовую область (газ + жидкость) при температуре около 700 °С (температура солидуса гаплогранитной системы), составит ~ 1.2 кбар. Присут-

ствие в магме H_2O , F, Li и ряда других компонентов снижают температуру солидуса расплавов. Так, на примере Орловского массива установлено, что температура солидуса Li-F гранитов понижается на ~ 50 °С [Шаповалов и др., 2019]. Содержание фтора в аляскитах незначительно, а количество темноцветов не превышает 2 об. %, таким образом, эти породы максимально близки к гаплогранитной системе. В щелочно-полевошпатовых гранит-порфирах ФДИ и гранитоидах ГИФ фтор присутствует, однако его содержания как минимум в два раза меньше, чем в типичных литий-фтористых гранитах (Этыкинский и Орловский массив). Тем самым верхняя граница по давлению для кристаллизации рассматриваемых пород может быть принята около 1.2 кбар, что указывает на малые глубины становления Соктуйского массива (4–5 км) [Борисенко и др., 2006; Audetat, 2019]. Сосуществование расплавных и сопутствующих флюидных включений в гранитоидах главной интрузивной фазы Соктуйского массива было отмечено ранее Ф.Г. Рейфом [1990]. Максимальные оценки давлений (глубин), при которых происходило становление массива, получены при расчетах плотности флюида после растворения галита (концентрации до 39 мас. %) и составили 3 кбар (9 км). Однако, как отмечал сам автор, сложность состава флюидных включений не позволяет корректно определить величину флюидного давления в гранитоидах.

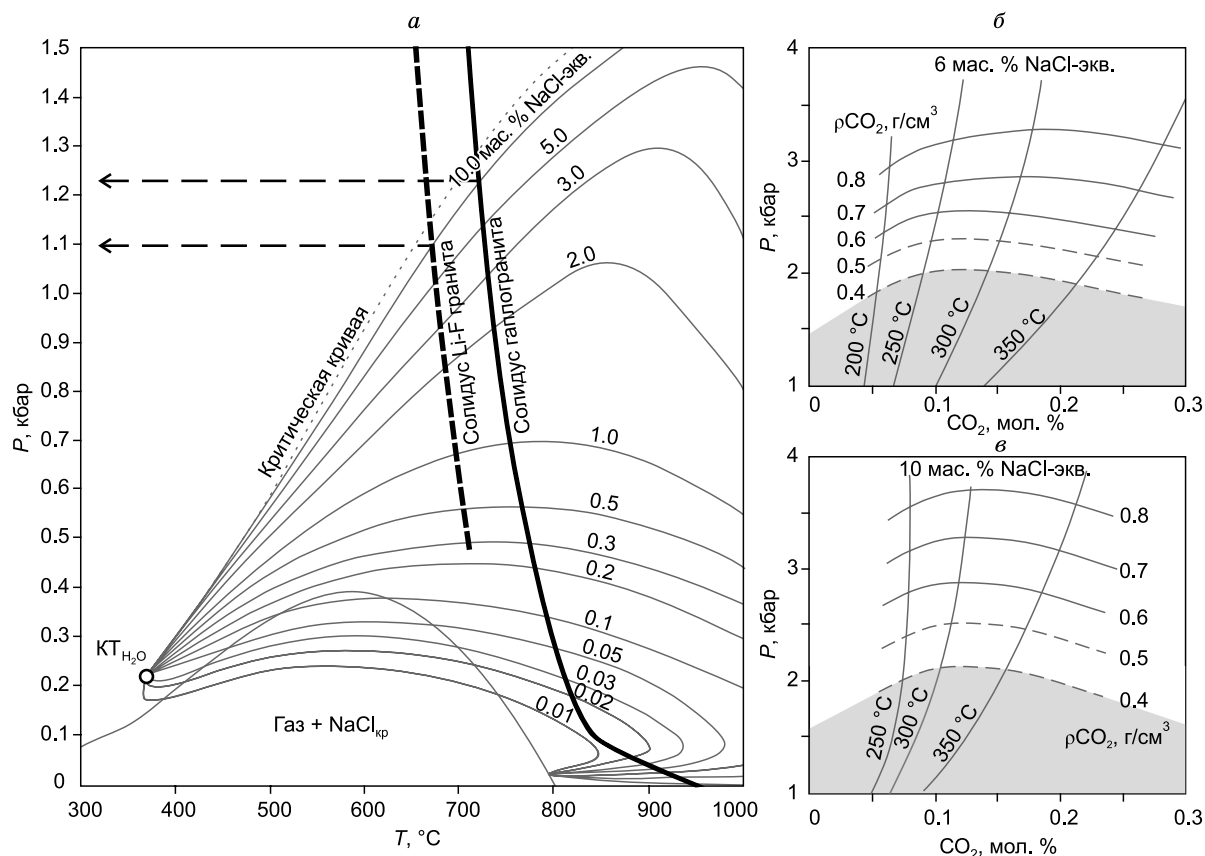


Рис. 13. *а* – проекции изоплет системы H_2O – NaCl в P – T координатах [Pitzer, Pabalan, 1986] с вынесенными на график солидусами гаплогранита (сплошная линия) и Li-F гранита (штриховая линия), по данным [Шаповалов и др., 2019], штриховыми стрелками показан интервал максимального и минимального давления, КТ – критическая точка; *б, в* – P – X диаграмма для системы H_2O – CO_2 – NaCl с содержаниями NaCl, равными 6 (*б*) и 10 (*в*) мас. % [Brown, Lamb, 1989]. Штриховые линии (*б, в*) – схематичное расположение изохор углекислого газа с плотностью 0.5 и 0.4 г/см³. Серым цветом выделена возможная область существования гетерогенных флюидов Соктуйского массива.

Одновременное присутствие NaCl и CO_2 в водном растворе усложняет рассмотренную выше модель. В работе [Brown, Lamb, 1989] авторы обобщили экспериментальные данные, полученные при изучении системы H_2O – CO_2 – NaCl . Увеличение плотности углекислоты и концентрации солей расширяют область существования гетерофазного флюида в системе [Рёддер, 1987; Brown, Lamb, 1989]. Плотность углекислоты в изученных существенно-газовых включениях не превышает 0.41 г/см³. При концентрации солей в растворе 6 и 10 мас. %, давления, при которых может существовать гетерофазный флюид, не должны превышать 2 кбар (см. рис. 13, *б, в*). Учитывая форму изохор, давление будет уменьшаться с увеличением температуры гомогенизации включений. При оценке давлений в системе H_2O – CO_2 – NaCl максимальные глубины формирования гранитоидов составляют 7–8 км.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования гранитоидов Соктуйского массива показали, что процесс формирования

гранитоидов кукульбейского комплекса значительно более сложен, чем это предполагалось ранее. Прежде всего, в составе первой фазы комплекса присутствуют гранитоиды разных петрогеохимических типов, возникновение которых не может быть связано с эволюцией единого первичного расплава. Минералогические и изотопные данные указывают на два различных источника магм и, что самое главное, флюидов. С первым, мантийным хлористым и восстановленным, связано формирование аляскитов, щелочно-полевошпатовых гранит-порфиров и кварцевых сиенитов ФДИ. Кварцевые сиениты являются производными базитовых магм, а аляскитовые магмы, вероятнее всего, были образованы непосредственно вблизи кровли базитового очага, магмы щелочно-полевошпатовых гранит-порфиров – на удалении от него. За счет второго источника, фтористого и более окисленного, выделившегося из нижней коры (предположительно, в процессе ее гранулитового метаморфизма), были сформированы монцогранит-монцолейкограниты ГИФ. Гранодиориты возникли при плавлении пород нижней коры в области одно-

временного взаимодействия восстановленного мантийного и окисленного корового флюидов. Генерация всех расплавов первой фазы кукульбейского комплекса происходила на глубинах не более 30 км, на что указывают «близкларковые» концентрации тяжелых РЗЭ и Y, наличие Eu-минимумов в спектрах распределения РЗЭ и отрицательных аномалий по Sr на спайдер-диаграммах. Детальные исследования флюидных включений Соктуйского массива указывают, что глубины становления гранитоидов не превышают 8 км.

Время формирования всех гранитоидов Соктуйского массива составляет 140–146 млн лет, что приблизительно на 20 млн лет моложе возрастов других гранитоидов, распространенных в регионе. Состав и возраст гранитоидов кукульбейского комплекса резко отличен от остальных мезозойских комплексов Восточного Забайкалья. Формирование раннемеловой гранит-лейкогранитной ассоциации связано с отдельным термальным событием, проявленным за счет воздействия на континентальную кору мантийного источника предположительно плюмовой природы. Существование мантийного источника доказывается наличием в Восточном Забайкалье позднечурачских-раннемеловых шошонит-латитовых и трахибазальт-риолитовых серий кайласской и тургинской свит, а его участие в генерации гранитоидов кукульбейского комплекса подтверждается наличием высокохлористого флюида и изменением изотопных характеристик гранитоидов.

БЛАГОДАРНОСТИ И ФИНАНСИРОВАНИЕ

Авторы признательны сотрудникам лаборатории рудообразующих систем ИГМ СО РАН за помощь в проведении полевой экспедиции 2023 г. Также авторы выражают благодарность сотрудникам ЦКП МИИ ИГМ СО РАН (г. Новосибирск), НОЦ «Геотермохронологии» КФУ (г. Казань), ЦКП «Изотопно-геохимических исследований ИГХ СО РАН (г. Иркутск), ЦКП «Геоаналитик» ИГТ УрО РАН (г. Екатеринбург) и ЦКП «Геоспектр» ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ) за помощь в выполнении аналитических исследований.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российской Федерации в лице Минобрнауки России (проект № 13.1902.24.44, соглашение № 075-15-2024-641).

Дополнительные материалы: <https://www.elibrary.ru/item.asp?id=79481938>.

ЛИТЕРАТУРА

- Абрамов С.С. (2004).** Образование высокофтористых магм путем фильтрации флюида через кислые магмы: петрологические и геохимические свидетельства метаматизма // *Петрология*, т. 12 (1), с. 22–45.
- Абушкевич В.С., Сырицо Л.Ф. (2007).** Изотопно-геохимическая модель формирования Li-F гранитов Хангилайского рудного узла в Восточном Забайкалье. СПб., Наука, 148 с.
- Андреева О.В., Петров В.А., Полуэктов В.В. (2020).** Мезозойские кислые магматиты Юго-Восточного Забайкалья: петрогеохимия, связь с метасоматизмом и рудообразованием // *Геология рудных месторождений*, т. 62 (1), с. 76–104, DOI: [10.31857/S0016777020010013](https://doi.org/10.31857/S0016777020010013).
- Аникина Е.В., Малич К.Н., Белоусова Е.А., Баданина И.Ю., Солошенко Н.Г., Русин И.А., Алексеев А.В. (2018).** U-Pb возраст и Hf-Nd-Sr изотопная систематика жильных пород Волковского массива (Средний Урал, Россия) // *Геохимия*, № 3, с. 209–221, DOI: [10.7868/S0016752518030019](https://doi.org/10.7868/S0016752518030019).
- Баданина Е.В., Сырицо Л.Ф., Волкова Е.В., Томас Р., Трамбол Р.Б. (2010).** Состав расплава Li-F гранитов и его эволюция в процессе формирования рудоносного Орловского массива в Восточном Забайкалье // *Петрология*, т. 18 (2), с. 1–29.
- Берзина А.П., Берзина А.Н., Гимон В.О., Крымский Р.Ш., Ларионов А.Н., Николаева И.В., Серов П.А. (2013).** Шахтминская Мо-порфировая рудно-магматическая система (Восточное Забайкалье): возраст, источники, генетические особенности // *Геология и геофизика*, т. 54, № 6, с. 764–786, EDN: [QCOVWT](https://elibrary.ru/qcovwt).
- Бескин С.М., Марин Ю.Б. (2019).** Особенности гранитовых систем с редкометалльными пегматитами // *Записки российского минералогического общества*, ч. CXLVIII (4), с. 1–16.
- Беус А.А., Северов Э.А., Ситни А.А., Субботин К.Д. (1962).** Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). М., Изд-во АН СССР, 208 с.
- Борисенко А.С., Боровиков А.А., Житова Л.М., Павлова Г.Г. (2006).** Состав магматогенных флюидов, факторы их геохимической специализации и металлоносности // *Геология и геофизика*, т. 47, № 12, с. 1308–1325, EDN: [NDLLND](https://elibrary.ru/ndllnd).
- Бортников Н.С., Волков А.В., Галамов А.Л., Викентьев И.В., Лаломов А.В., Аристов В.В., Мурашов К.Ю. (2016).** Минеральные ресурсы высокотехнологичных металлов России: состояние и перспективы развития // *Геология рудных месторождений*, т. 58, № 2, с. 97–119, DOI: [10.7868/S0016777016020027](https://doi.org/10.7868/S0016777016020027).
- Бортников Н.С., Волков А.В., Галамов А.Л., Викентьев И.В., Лаломов А.В., Мурашов К.Ю. (2023).** Проблемы развития минерально-сырьевой базы высокотехнологичной промышленности России // *Геология рудных месторождений*, т. 65, № 5, с. 371–386, DOI: [10.31857/S0016777023050039](https://doi.org/10.31857/S0016777023050039).
- Бушляков И.Н., Холоднов В.В. (1986).** Галогены в петрогенезисе и рудоносности гранитоидов. М., Наука, 186 с.
- Владимиров А.Г., Ляхов Н.З., Загорский В.Е., Макагон В.М., Кузнецова Л.Г., Смирнов С.З., Исупов В.П., Белозеров И.М., Уваров А.Н., Гусев Г.С., Юсупов Т.С., Анникова И.Ю., Бескин С.М., Шокальский С.П., Михеев Е.И., Коглер П.Д., Мороз Е.Н., Гаврюшкина О.А. (2012).** Литиевые месторождения сподуменовых пегматитов Сибири // *Химия в интересах устойчивого развития*, т. 20 (1), с. 3–20.
- Гордиенко И.В., Метелкин Д.В., Ветлужских Л.И. (2019).** Строение Монголо-Охотского складчатого пояса и проблема выделения Амурского микроконтинента // *Геология и геофизика*, т. 60, № 3, с. 318–341, DOI: [10.15372/GiG2019018](https://doi.org/10.15372/GiG2019018), EDN: [ZABEIX](https://elibrary.ru/zabeix).
- Государственная геологическая карта Российской Федерации М-50-IX (Калангуй). (2000).** Издание второе. М-б: 1 : 200 000, серия Приаргунская / Ред. Г.Я. Абрамович. Чита, ГГУП «Читагеолсъемка».
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1 : 1 000 000 (третье поколение). (2010).** Лист М-50 – Борзя. Объяснительная записка. СПб., Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 553 с.
- Гребенников А.М., Шемонаева Т.А. (1971).** Критерии оценки потенциальной редкометальной рудоносности гранитоидов кукульбейского интрузивного комплекса Восточного Забайкалья // *Геология и геофизика*, т. 12, № 7, с. 34–41.

- Гребенников А.В. (2014). Гранитоиды А-типа: проблемы диагностики, формирования и систематики // Геология и геофизика, т. 55, № 9, с. 1356–1373, DOI: [10.15372/GiG20140903](https://doi.org/10.15372/GiG20140903), EDN: [QRPEXX](https://www.edn.ru/QRPEXX).
- Дриль С.И., Кузьмин М.И., Медведев А.Я., Сасим С.А. (2022). Изотопная Sr-Nd-Pb систематика и источники вещества трахизальтов Харанорской и Торейской позднемезозойских рифтогенных впадин Восточного Забайкалья // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту), № 20, с. 97–98.
- Загорский В.Е., Перетяжко И.С. (1992). Пегматиты с самоцветами Центрального Забайкалья. Новосибирск, Наука, 224 с.
- Загорский В.Е., Владимиров А.Г., Макагон В.М., Кузнецова Л.Г., Смирнов С.З., Дьячков Б.А., Анникова И.Ю., Шокальский С.П., Уваров А.Н. (2014). Крупные поля сподуменовых пегматитов в обстановках рифтогенеза и постколлизийных сдвигово-раздвиговых деформаций континентальной литосферы // Геология и геофизика, т. 55, № 2, с. 303–322, EDN: [SMXAGF](https://www.edn.ru/SMXAGF).
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. (1990). Тектоника литосферных плит территории СССР: в 2 кн. М., Недра, кн. 1, 328 с.
- Карманова Н.Г., Карманов Н.С. (2011). Универсальная методика рентгенофлуоресцентного силикатного анализа горных пород на спектрометре ARL-9900XP // Тезисы докладов VII Всероссийской конференции по рентгеноспектральному анализу. Новосибирск, с. 126.
- Коваленко В.И., Коваленко Н.И. (1976). Онгониты – субвулканические аналоги редкометалльных литий-фтористых гранитов // Труды совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции. М., Наука, 127 с.
- Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Антипин В.С., Петров Л.Л. (1971). Топазосодержащий кварцевый кератофир (онгонит) – новая разновидность субвулканических жильных магматических пород // Докл. АН СССР, т. 199, № 2, с. 430–433.
- Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Антипин В.С., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Котов А.Б. (2000). Необычная ассоциация литий-фтористых и щелочных гранитоидов Соктуйского массива (Восточное Забайкалье): возраст и источники магм // ДАН, т. 372, № 4, с. 536–540.
- Коваленко Н.И. (1979). Экспериментальное исследование условий образования редкометалльных литий-фтористых гранитов. М., Наука, 152 с.
- Козлов В.Д. (1985). Геохимия и рудоносность гранитоидов редкометалльных провинций. М., Наука, 307 с.
- Козлов В.Д., Садковская Л.Н. (1977). Петрохимия, геохимия и рудоносность гранитоидов Центрального Забайкалья. Новосибирск, Наука, 252 с.
- Коржинский Д.С. (1973). Метамагматические процессы // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 12, с. 3–6.
- Кузьмин М.И., Антипин В.С. (1965). Поведение рубидия и лития при становлении Соктуйского гранитного массива (Восточное Забайкалье) // Вопросы геохимии изверженных горных пород и рудных месторождений Восточной Сибири. М., Наука, с. 12–22.
- Кхлиф Н., Сасим С.А., Андреева Ю.С. (2017). Вещественные особенности и петрогенезис вулканитов кайласской и тургинской свит Александрово-Заводской рифтогенной впадины Юго-Восточного Забайкалья // Известия Иркутского государственного университета. Серия: Науки о Земле, т. 19, с. 108–129.
- Мазукабзов А.М., Скляров Е.В., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Федоровский В.С. (2011). Комплексы метаморфических ядер: обзор // Геодинамика и тектонофизика, т. 2 (2), с. 95–125, DOI: [10.5800/GT-2011-2-2-0036](https://doi.org/10.5800/GT-2011-2-2-0036).
- Маракушев А.А., Тарарин И.А. (1965). О минералогических критериях щелочности гранитоидов // Изв. АН СССР. Сер. геол., № 3, с. 20–37.
- Миронов Н.Л., Тобелко Д.П., Смирнов С.З., Портнягин М.В., Крашенинников С.П. (2020). Оценка содержания CO₂ в газовой фазе расплавных включений с использованием рамановской спектроскопии (на примере включений в оливине Карымского вулкана, Камчатка) // Геология и геофизика, т. 61, № 5–6, с. 734–747, DOI: [10.15372/GiG2019169](https://doi.org/10.15372/GiG2019169), EDN: [HCVQPC](https://www.edn.ru/HCVQPC).
- Нарыжнова А.В., Хромых С.В., Крук Н.Н., Котлер П.Д. (2023). Новые геохронологические и изотопные данные по мезозойским гранитоидам Восточного Забайкалья // Докл. РАН. Науки о Земле, т. 510, № 2, с. 181–188, DOI: [10.31857/S2686739723600170](https://doi.org/10.31857/S2686739723600170).
- Николаева И.В., Палесский С.В., Козьменко О.А., Аношин Г.Н. (2008). Определение редкоземельных и высокотоксичных элементов в стандартных геологических образцах методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС) // Геохимия, № 10, с. 1085–1091.
- Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгаков А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртогов О., Янь Х. (2003). Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология, т. 22 (6), с. 7–41.
- Перетяжко И.С., Савина Е.А., Дриль С.И., Герасимов Н.С. (2011). Rb-Sr изотопная система и особенности распределения Rb и Sr в породах массива онгонитов Ары-Булак, образованных при участии процессов фторидно-силикатной магматической несмешиваемости // Геология и геофизика, т. 52, № 11, с. 1776–1789, EDN: [ONQJHZ](https://www.edn.ru/ONQJHZ).
- Петрографический кодекс России. (2009). Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Издание третье. СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 200 с.
- Редина А.А., Мокрушников В.П., Редин Ю.О. (2019). Условия формирования и возраст редкометалльного оруденения кукульбейского рудного района (Восточное Забайкалье) // Известия ТПУ. Инжиниринг георесурсов, т. 330, № 9, с. 90–102, DOI: [10.18799/24131830/2019/9/2258](https://doi.org/10.18799/24131830/2019/9/2258).
- Рейф Ф.Г. (1990). Рудообразующий потенциал гранитов и условия его реализации. М., Наука, 181 с.
- Рёддер Э. (1987). Флюидные включения в минералах: в 2-х т. / Пер. с англ. М., Мир, т. 1, 560 с.
- Сасим С.А., Чуканова В.С., Ильина Н.Н., Семенова Ю.В., Ощепкова А.В. (2012). Геохимия вулканических пород позднемезозойской рифтогенной ассоциации Александровско-Заводской впадины (Юго-Восточное Забайкалье) // Известия Иркутского государственного университета. Серия: Науки о Земле, т. 5 (2), с. 209–228.
- Сасим С.А., Дриль С.И., Травин А.В., Владимирова Т.А., Герасимов Н.С., Носкова Ю.В. (2016). Шошонит-латитовая серия Восточного Забайкалья: ⁴⁰Ar/³⁹Ar возраст, геохимия и Sr-Nd изотопный состав пород акатувейской вулканоплутонической ассоциации Александрово-Заводской впадины // Геология и геофизика, т. 57, № 5, с. 756–772, DOI: [10.15372/GiG20160509](https://doi.org/10.15372/GiG20160509), EDN: [VXCITV](https://www.edn.ru/VXCITV).
- Соколова Е.Н., Смирнова С.З., Хромых С.В. (2016). Условия кристаллизации, состав и источники редкометалльных магм при формировании онгонитов Калба-Нарымской зоны Восточного Забайкалья // Петрология, т. 24 (2), с. 168–193, DOI: [10.7868/S0869590316020060](https://doi.org/10.7868/S0869590316020060).
- Сырицо Л.Ф. (1996). Мезозойские интрузивные серии Забайкалья и проблемы редкометалльного рудообразования: автореф. дис. ... д.г.-м.н. СПб., Изд-во СПбГУ, 48 с.
- Сырицо Л.Ф. (2002). Мезозойские гранитоиды Восточного Забайкалья и проблемы редкометалльного рудообразования. СПб., Изд-во СПбГУ, 360 с.
- Сырицо Л.Ф., Баданина Е.В., Абушкевич В.С., Волкова Е.В., Шуклина Е.В. (2012). Вулканоплутонические ассоциации

- кислых пород в пределах редкометалльных рудных узлов Забайкалья: геохимия пород и расплавов, возраст, P - T условия кристаллизации // *Петрология*, т. 20 (6), с. 622–648.
- Сырицо Л.Ф., Баданина Е.В., Абушкевич В.С., Волкова Е.В., Терехов А.В. (2018). Продуктивность редкометалльных плюмазитовых гранитов и условия образования месторождений вольфрама // *Геология рудных месторождений*, т. 60 (1), с. 38–56, DOI: [10.7868/S0016777018010021](https://doi.org/10.7868/S0016777018010021).
- Таусон Л.В. (1977). Геохимические типы и потенциальная рудосодержательность гранитоидов. М., Наука, 280 с.
- Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С. (1975). Петрология магматических гранитоидов (на примере Урала). М., Наука, 287 с.
- Шаповалов Ю.Б., Чевычелов В.Ю., Коржинская В.С., Котова Н.П., Редькин А.Ф., Конышев А.А. (2019). Физико-химические условия образования редкометалльных месторождений во фторсодержащих гранитоидных системах по экспериментальным данным // *Петрология*, т. 27 (6), с. 617–637, DOI: [10.31857/S0869-5903276617-637](https://doi.org/10.31857/S0869-5903276617-637).
- Шарпенко Л.Н., Костин А.Е., Кухаренко Е.А. (2013). TAS-диаграмма сумма щелочей–кремнезем для химической классификации и диагностики plutonic пород // *Региональная геология и металлогения*, т. 56, с. 40–50.
- Шекина Т.И., Граменицкий Е.Н., Алферьева Я.О. (2013). Лейкократовые магматические расплавы с предельными концентрациями фтора: эксперимент и природные отношения // *Петрология*, т. 21 (5), с. 499–516, DOI: [10.7868/S0869590313040079](https://doi.org/10.7868/S0869590313040079).
- Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И. (2012). Позднепалеозойский и раннемезозойский редкометалльный магматизм Центральной Азии: этапы, области и обстановки формирования // *Геология рудных месторождений*, т. 54 (5), с. 375–399.
- Antipin V., Gerel O., Perepelov A., Odgerel D., Zolboo T. (2016). Late Paleozoic and Early Mesozoic rare-metal granites in Central Mongolia and Baikal region: review of geochemistry, possible magma sources and related mineralization // *J. Geosci.*, v. 61 (1), p. 105–125, DOI: [10.3190/jgeosci.211](https://doi.org/10.3190/jgeosci.211).
- Audet A. (2019). The metal content of magmatic-hydrothermal fluids and its relationship to mineralization potential // *Econ. Geol.*, v. 114 (6), p. 1033–1056, DOI: [10.5382/econgeo.4673](https://doi.org/10.5382/econgeo.4673).
- Boydton W.V. (1984). Cosmochemistry of rare earth elements: meteorite studies, in: Henderson, P. (Ed.), *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, p. 63–114, DOI: [10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3](https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3).
- Brown P.E., Lamb W.M. (1989). P - V - T properties of fluids in the system $H_2O \pm CO_2 \pm NaCl$: New graphical presentations and implications for fluid inclusion studies // *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 53 (6), p. 1209–1221, DOI: [10.1016/0016-7037\(89\)90057-4](https://doi.org/10.1016/0016-7037(89)90057-4).
- Christiansen E.H., Stuckless J.S., Funkhouser-Marolf M.J., Howell K.H. (1988). Petrogenesis of rare-metal granites from depleted crustal sources: an example from the Cenozoic of western Utah, U.S.A., in: *Recent Advances in the Geology of Granite-Related Mineral Deposits*. Can. Inst. Min. Metall. Spec. Pap., v. 39, p. 307–321.
- Cuney M., Barbey P. (2014). Uranium, rare metals, and granulite-facies metamorphism // *Geosci. Front.*, v. 5 (5), p. 729–745, DOI: [10.1016/j.gsf.2014.03.011](https://doi.org/10.1016/j.gsf.2014.03.011).
- Dolejš D., Zajacz Z. (2018). Halogens in silicic magmas and their hydrothermal systems, in: *The Role of Halogens in Terrestrial and Extraterrestrial Geochemical Processes: Surface, Crust, and Mantle*, p. 431–543, DOI: [10.1007/978-3-319-61667-4_7](https://doi.org/10.1007/978-3-319-61667-4_7).
- Eby G.N. (1992). Chemical subdivision of the A -type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications // *Geology*, v. 20 (7), p. 641–644, DOI: [10.1130/0091-7613\(1992\)020<0641:CSOTAT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0641:CSOTAT>2.3.CO;2).
- Frezzotti M.L., Tecce F., Casagli A. (2012). Raman spectroscopy for fluid inclusion analysis // *J. Geochem. Expl.*, v. 112, p. 1–20, DOI: [10.1016/j.gexpro.2011.09.009](https://doi.org/10.1016/j.gexpro.2011.09.009).
- Frost B.R., Arculus R.J., Barnes C.G., Collins W.J., Ellis D.J., Frost C.D. (2001). A geochemical classification of granitic rocks // *J. Petrol.*, v. 42 (11), p. 2033–2048, DOI: [10.1093/petrology/42.11.2033](https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033).
- Goldstein S.J., Jacobsen S.B. (1988). Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: implications for crustal evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 87 (3), p. 249–265, DOI: [10.1016/0012-821X\(88\)90013-1](https://doi.org/10.1016/0012-821X(88)90013-1).
- Griffin W., Powell W., Pearson N., O'Reilly S. (2008). GLITTER: Data reduction software for laser ablation ICP-MS // *Mineralogical Association of Canada Short Course Series*, p. 308–311.
- Harlov D., Aranovich L. (2018). The role of halogens in terrestrial and extraterrestrial geochemical processes: surface, crust, and mantle, in: Harlov, D.E., Aranovich, L. (Eds.), *The Role of Halogens in Terrestrial and Extraterrestrial Geochemical Processes*. Springer Geochemistry, p. 1–19, DOI: [10.1007/978-3-319-61667-4](https://doi.org/10.1007/978-3-319-61667-4).
- Harris C., Faure K., Diamond R., Scheepers R. (1997). Oxygen and hydrogen isotope geochemistry of S - and I -type granitoids: The Cape Granite suite, South Africa // *Chem. Geol.*, v. 143 (1–2), p. 95–114, DOI: [10.1016/S0009-2541\(97\)00103-4](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(97)00103-4).
- Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. (1984). Sm-Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites // *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 67 (2), p. 137–150, DOI: [10.1016/0012-821X\(84\)90109-2](https://doi.org/10.1016/0012-821X(84)90109-2).
- Keto L.S., Jacobsen S.B. (1987). Nd and Sr isotopic variations of Early Paleozoic oceans // *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 84 (1), p. 27–41, DOI: [10.1016/0012-821X\(87\)90173-7](https://doi.org/10.1016/0012-821X(87)90173-7).
- Kirkland C.L., Smithies R.H., Taylor R.J.M., Evans N., McDonald B. (2015). Zircon Th/U ratios in magmatic environs // *Lithos*, v. 212–215, p. 397–414, DOI: [10.1016/j.lithos.2014.11.021](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.11.021).
- Li X., Zhang C., Behrens H., Holtz F. (2020). Calculating biotite formula from electron microprobe analysis data using a machine learning method based on principal components regression // *Lithos*, v. 356–357, 105371, DOI: [10.1016/j.lithos.2020.105371](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105371).
- Ludwig K.R. (2003). User's Manual for Isoplot 3.00. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Spec. Publ., Berkeley, CA, p. 1–70.
- Nachit H., Ibhi A., Abia H., Ohoud M. (2005). Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites // *C.R. Geosci.*, v. 337 (16), p. 1415–1420, DOI: [10.1016/j.crte.2005.09.002](https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.09.002).
- Nevolko P.A., Svetlitskaya T.V., Savichev A.A., Vesnin V.S., Fominikh P.A. (2021). Uranium-Pb zircon ages, whole-rock and zircon mineral geochemistry as indicators for magmatic fertility and porphyry Cu-Mo-Au mineralization at the Bystrinsky and Shakhmata deposits, Eastern Transbaikalia, Russia // *Ore Geol. Rev.*, v. 139 (B), 104532, DOI: [10.1016/j.oregeorev.2021.104532](https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104532).
- Newton R.C., Manning C.E. (2000). Quartz solubility in H_2O -NaCl and H_2O - CO_2 solutions at deep crust-upper mantle pressures and temperatures: 2–15 kbar and 500–900 °C // *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 64 (17), p. 2993–3005, DOI: [10.1016/S0016-7037\(00\)00402-6](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(00)00402-6).
- O'Neil J.R., Shaw S.E., Flood R.H. (1977). Oxygen and hydrogen isotope compositions as indicators of granite genesis in the New England Batholith, Australia // *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 62 (3), p. 313–328, DOI: [10.1007/BF00371018](https://doi.org/10.1007/BF00371018).
- Paton C., Woodhead J.D., Hellstrom J.C., Hergt J.M., Greig A., Maas R. (2010). Improved laser ablation U-Pb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, v. 11 (3), Q0AA06, DOI: [10.1029/2009GC002618](https://doi.org/10.1029/2009GC002618).
- Pitzer K.S., Pabalan R.T. (1986). Thermodynamics of NaCl in steam // *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 50 (7), p. 1445–1454, DOI: [10.1016/0016-7037\(86\)90318-2](https://doi.org/10.1016/0016-7037(86)90318-2).
- Rickwood P.C. (1989). Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements // *Lithos*, v. 22 (4), p. 247–263, DOI: [10.1016/0024-4937\(89\)90028-5](https://doi.org/10.1016/0024-4937(89)90028-5).

- Schwinn G., Markl G. (2005).** REE systematics in hydrothermal fluorite // *Chem. Geol.*, v. 216 (3–4), p. 225–248, DOI: [10.1016/j.chemgeo.2004.11.012](https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.11.012).
- Sharp Z.D. (1990).** A laser-based microanalytical method for the in situ determination of oxygen isotope ratios of silicates and oxides // *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 54 (5), p. 1353–1357, DOI: [10.1016/0016-7037\(90\)90160-M](https://doi.org/10.1016/0016-7037(90)90160-M).
- Shmulovich K., Graham C., Yardley B. (2001).** Quartz, albite and diopside solubilities in H₂O–NaCl and H₂O–CO₂ fluids at 0.5–0.9 GPa // *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 141 (1), p. 95–108, DOI: [10.1007/s004100000224](https://doi.org/10.1007/s004100000224).
- 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. (2008).** Plešovice zircon – A new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis // *Chem. Geol.*, v. 249 (1–2), p. 1–35, DOI: [10.1016/j.chemgeo.2007.11.005](https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.11.005).
- Sorokin A.A., Zaika V.A., Kovach V.P., Kotov A.B., Xu W., Yang H. (2020).** Timing of closure of the eastern Mongol–Okhotsk Ocean: Constraints from U–Pb and Hf isotopic data of detrital zircons from metasediments along the Dzhagdy Transect // *Gondwana Res.*, v. 81, p. 58–78, DOI: [10.1016/j.gr.2019.11.009](https://doi.org/10.1016/j.gr.2019.11.009).
- Sun S.S., McDonough W.F. (1989).** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Geol. Soc., London, Spec. Publ.*, v. 42, p. 313–345, DOI: [10.1144/gsl.sp.1989.042.01.19](https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1989.042.01.19).
- Taylor S.R., McLennan S.M. (1985).** *The Continental Crust: Its Evolution and Composition*. Blackwell, London, 312 p.
- Tischendorf G., Gottesmann B., Förster H.-J., Trumbull R. (1997).** On Li-bearing micas: estimating Li from electron microprobe analyses and an improved diagram for graphical representation // *Mineral. Mag.*, v. 61 (409), p. 809–834, DOI: [10.1180/minmag.1997.061.409.05](https://doi.org/10.1180/minmag.1997.061.409.05).
- Tischendorf G., Förster H.-J., Gottesmann B. (2001).** Minor- and trace-element composition of trioctahedral micas: a review // *Mineral. Mag.*, v. 65 (2), p. 249–276, DOI: [10.1180/002646101550244](https://doi.org/10.1180/002646101550244).
- Warr L.N. (2021).** IMA–CNMNC approved mineral symbols // *Mineral. Mag.*, v. 85 (3), p. 291–320, DOI: [10.1180/mgm.2021.43](https://doi.org/10.1180/mgm.2021.43).
- Wiedenbeck M., Allé P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., Von Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W. (1995).** Three natural zircon standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, trace element and REE analyses // *Geostand. Newsl.*, v. 19 (1), p. 1–23, DOI: [10.1111/j.1751-908X.1995.tb00147.x](https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.1995.tb00147.x).
- Wones D.R., Eugster H.P. (1965).** Stability of biotite: experiment, theory, and application // *Am. Mineral.*, v. 50 (9), p. 1228–1272.
- Zaika V.A., Sorokin A.A. (2021).** Age and sources of metasedimentary rocks of the Galam terrane in the Mongol–Okhotsk fold belt: results of U–Pb age and Lu–Hf isotope data from detrital zircons // *Geotectonics*, v. 55 (6), p. 779–794, DOI: [10.1134/S001685212106008X](https://doi.org/10.1134/S001685212106008X).
- Zorin Yu.A. (1999).** Geodynamics of the western part of the Mongolia–Okhotsk collisional belt, Trans-Baikal region (Russia) and Mongolia // *Tectonophysics*, v. 306 (1), p. 33–56, DOI: [10.1016/S0040-1951\(99\)00042-6](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00042-6).