

**ГАББРОИДЫ И МОНЦОНИТОИДЫ ТИГРИНОГО РУДНОГО УЗЛА (СИХОТЭ-АЛИНЬ):
СОСТАВ, ВОЗРАСТ, ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ И СВЯЗЬ С ОРУДЕНЕНИЕМ****А.А. Орехов¹, Н.Н. Крук², О.А. Гаврюшкина², Е.А. Крук², Д.Г. Федосеев¹, А.В. Пономарчук²**¹ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, пр-т 100 лет Владивостоку 159,
г. Владивосток, 690022; e-mail: aa.orekhov@gmail.com²ФГБУН Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, пр-т Академика Коптюга 3,
г. Новосибирск, 630090

Поступила в редакцию 2 февраля 2023 г.

В работе приведены данные изучения минералого-петрографических особенностей, состава и возраста габброидов и монцонитоидов массива ключа Буреломный, расположенного в Центральном Сихотэ-Алине и пространственно ассоциирующего с Тигриной редкометалльно-гранитной интрузией и одноименным Sn-W месторождением. Показано, что габброиды и монцонитоиды массива соответствуют высококальциевым разновидностям нормальной и умеренно-щелочной серий, характеризуются низкими концентрациями титана, повышенными – фосфора, умеренными – высоkozарядных и редкоземельных элементов. Геохимические характеристики пород указывают на сочетание в их источнике субстратов литосферной и подлитосферной мантии и свидетельствуют об образовании их в обстановке трансформной континентальной окраины. Возраст габброидов, определенный Ar-Ar методом по монофракции биотита, составляет 101 ± 1.5 млн лет и синхронен «пику» базитового и гранитоидного магматизма в Сихотэ-Алине. Значимое различие возраста (более 20 млн лет) и редкое несовпадение геохимической специализации свидетельствуют, что редкометалльные граниты Тигриного массива и ассоциирующее с ними оруденение не имеют генетической связи с габброидами и монцонитоидами массива ключа Буреломный.

Ключевые слова: габброиды, монцонитоиды, геохимия, возраст, тектоническая позиция, Сихотэ-Алинь.

ВВЕДЕНИЕ

Изучение магматических ассоциаций, включающих породы базитового состава, является необходимым для решения целого спектра фундаментальных и прикладных задач. Исследование особенностей вещественного состава и изотопных характеристик базитов позволяют реконструировать состояние литосферной и подлитосферной мантии, включая реконструкцию динамики эндогенных процессов, а также диагностику тектонических режимов в областях со сложной геологической историей. Особый интерес представляет исследование магматических комплексов, так или иначе связанных с рудно-магматическими системами, поскольку в результате удастся получить новые данные о связи тектоники, магматизма и оруденения, а в ряде случаев – оценить источники рудного вещества.

Объектом нашего исследования стали габброиды и монцонитоиды массива ключа Буреломный, расположенного в Центральном Сихотэ-Алине. Этот интрузив,

соседствующий с известным Тигриным олово-вольфрамовым месторождением и, по мнению отдельных исследователей, ответственный за его формирование, до настоящего времени никем серьезно не изучался. В данной работе излагаются данные по составу и возрасту пород, особенностям их минералогии, возможным источникам расплавов и обстановкам формирования.

ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Сихотэ-Алинский орогенный пояс представляет собой коллаж юрских и раннемеловых террейнов различной природы, причлененных к восточной окраине Азиатского материка в мезозое [3–4, 14, 29]. В его составе выделяются блоки – фрагменты юрских (Самаркинский, Наданьхада-Бикинский, Хабаровский, Баджальский) и раннемеловых (Таухинский и Киселевско-Маноминский) аккреционных призм, раннемеловых островных дуг (Кемский) и синсдвиговых турбидитовых бассейнов (Журавлевский и Амурский террейны) (рис. 1).

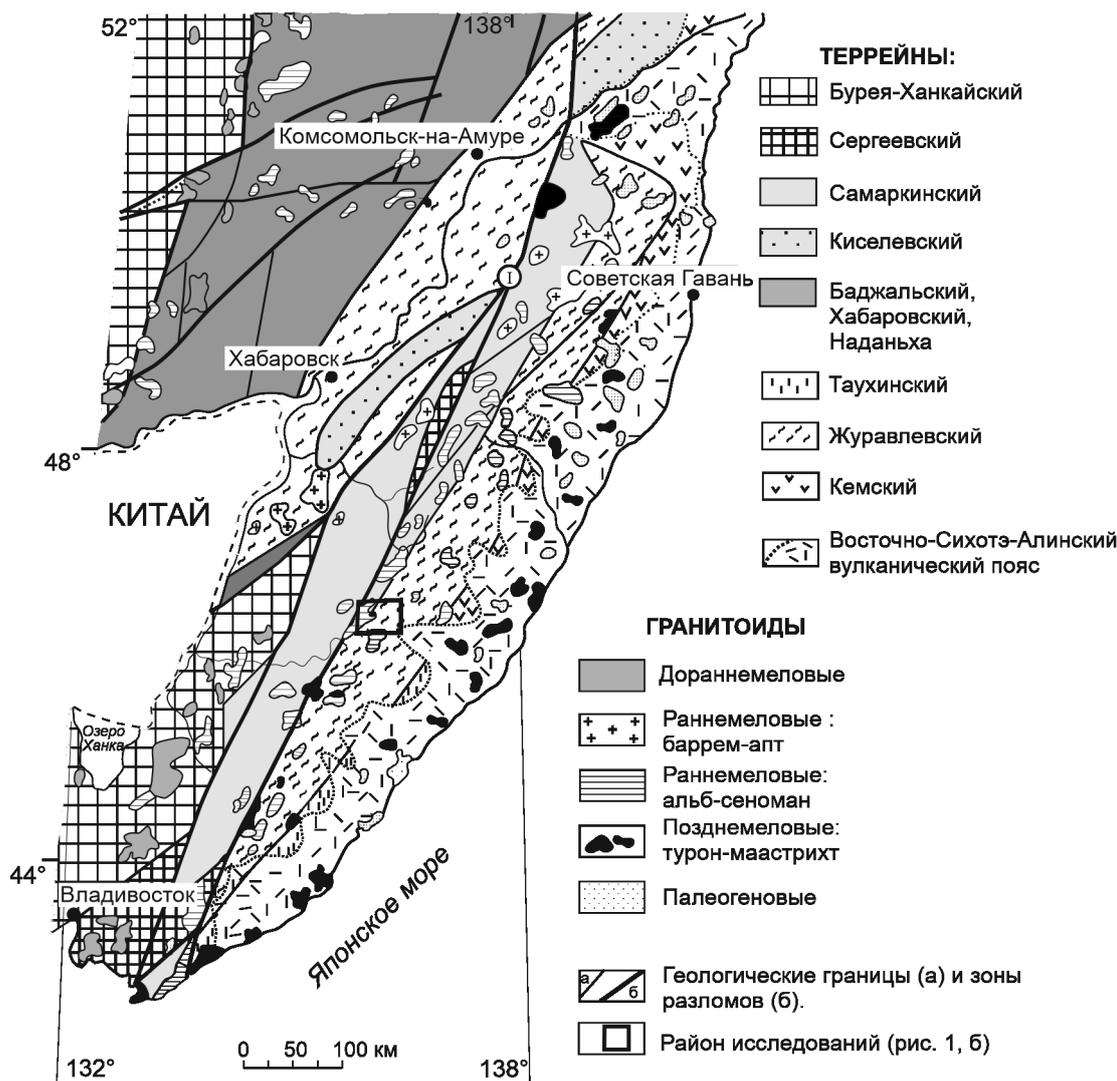


Рис. 1. Геологическая схема южной части Сихотэ-Алинского орогенного пояса и смежных территорий (по [3]).

Современная тектоническая структура Сихотэ-Алиня была сформирована в меловое время в результате масштабных перемещений по сдвигам системы Тань-Лу. Крупноамплитудные левосдвиговые дислокации, с одной стороны, привели к совмещению блоков (террейнов) различной природы и возраста, изначально сформированных на значительном удалении друг от друга, с другой стороны – обусловили интенсивную складчатость, быстрое утолщение первичной коры и масштабное гранитообразование в раннем мелу [9–12, 17–19, 22, 26]. В целом же, мезозойско-кайнозойская история региона характеризовалась чередованием эпизодов субдукции и трансформного скольжения плит на границе континента и океана [3–4, 22, 25, 29]. В ряде случаев это привело к формированию долгоживущих магматических ареалов, совмещающих магматические, а иногда и руд-

ные ассоциации, сформированные в разное время и в различных условиях. Одним из примеров такого типа является Тигринный рудный узел.

Тигринный рудный узел расположен в Красноармейском районе Приморского края в северной части Арминского рудного района (Центральный Сихотэ-Алинь) (рис. 1), в 30 км южнее месторождения Восток-2 (W), в правом борту р. Тигрина (левый приток р. Дальняя).

В тектоническом отношении узел приурочен к крупному сводовому поднятию [2, 4] вблизи сочленения Тигриного и Центрального Сихотэ-Алинского разломов, на сопряжении юрского Самаркинского и раннемелового Журавлевского террейнов (рис. 2).

Магматические ассоциации района представлены раннемеловыми гранитоидами татибинского комплекса [11–12, 17–19], слагающими крупный

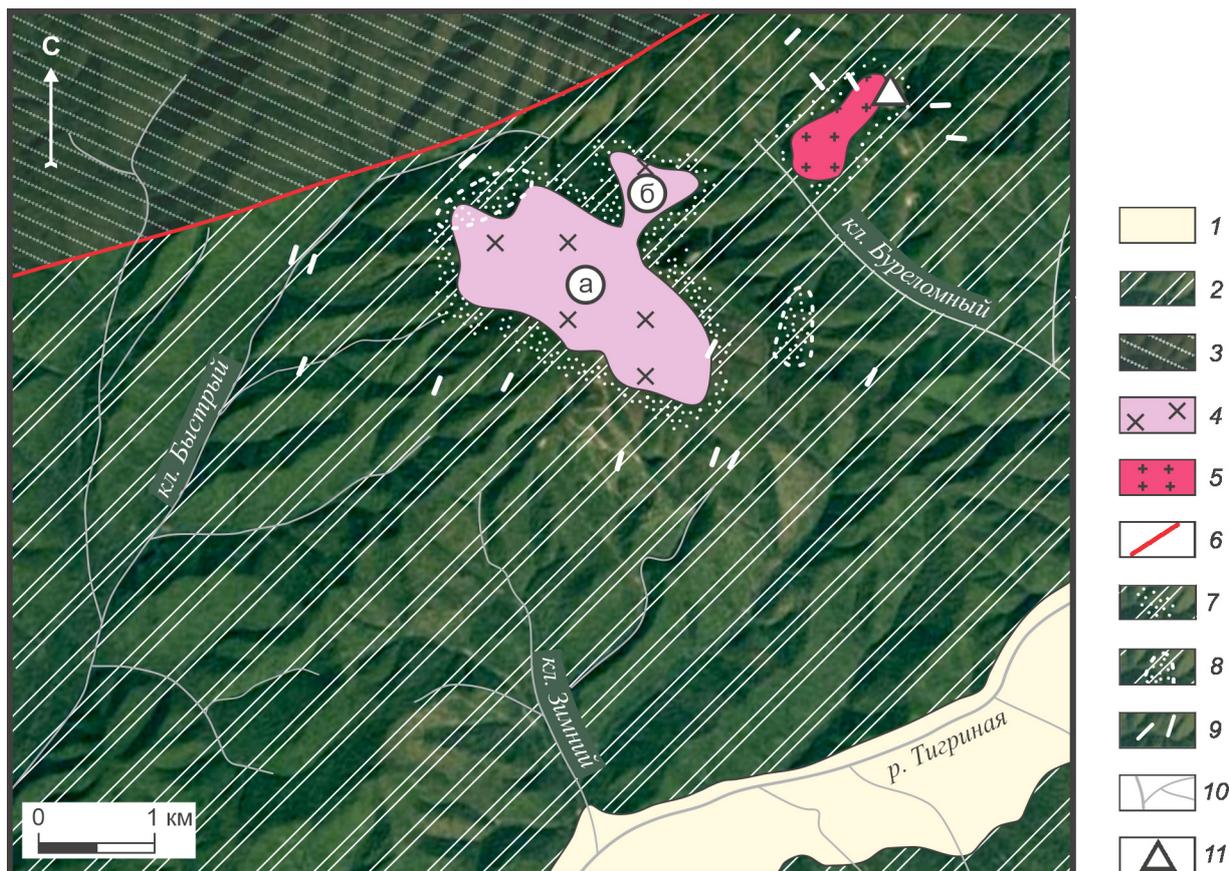


Рис. 2. Геологическая схема Тигриного рудного узла (по материалам [1] и [7], с изменениями и дополнениями авторов).

1 – четвертичные отложения; 2 – терригенные толщи Журавлевского террейна (K_1); 3 – терригенно-кремнисто-вулканогенные толщи Самаркинского террейна (PZ_3-J_3); 4 – раннемеловые монцонитоиды массива ключа Буреломный: а – западный, б – восточный; 5 – поздне меловые редкометалльные гранитоиды Тигриного массива; 6 – Тигринный разлом; 7 – ореолы ороговикованных пород; 8 – ореолы прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации; 9 – дайки среднего и основного состава; 10 – основные водотоки; 11 – Тигриное Sn-W месторождение.

Излучинский массив, а также серией более мелких тел, включающих, наряду с раннемеловыми дайками среднего и кислого состава, поздне меловой Тигринный шток редкометалльных гранит-лейкогранитов [6, 18] и интрузив ключа Буреломный, сложенный габброидами и монцонитоидами.

Массив ключа Буреломный на современном уровне эрозионного среза представляет собой овальное, вытянутое в северо-западном направлении тело размером 3×1 км с небольшим (500×200 м) треугольным выступом в восточной части (рис. 2). Вмещающими породами являются меловые терригенные отложения Журавлевского террейна (песчаники, алевролиты, конгломераты ключевской свиты), смятые в крупные складки северо-восточного до субширотного направления [2, 3]. Контакты с рамой – крутые интрузивные, с развитием обширных зон ороговикования по периферии интрузива. В северо-западном контакте интрузива расположен ореол прожилково-вкраплен-

ной сульфидной минерализации. Также в обрамлении массива присутствуют дайки основного и среднего состава. В контактовой зоне (верховья ключа Зимний) в вывалах осадочных пород нами встречены обломки даек основного состава с крупными кристаллами биотита и амфибола, некоторые обломки с обильной сульфидной минерализацией.

ПЕТРОГРАФИЯ И СОСТАВ МИНЕРАЛОВ

Породы Буреломного массива были изучены в коренных обнажениях и глыбовых развалах в верховьях ручья Зимний (далее по тексту – западная часть массива) и в правом борту ключа Буреломный (далее по тексту – восточная часть массива).

Наиболее свежие разновидности пород встречены в западной части массива, в верховьях ручья Зимний. В полевых условиях они были диагностированы как оливиновые и безоливиновые монцогаббро, монцониты и монцодиориты. В дальнейшем полевая ди-

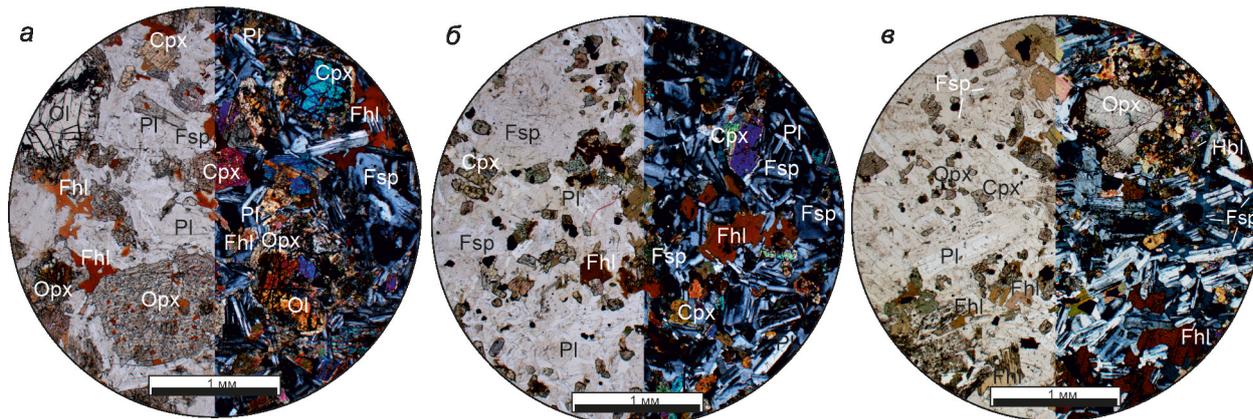


Рис. 3. Микрофотографии шлифов магматических пород массива ключа Буреломный (западная часть).

Слева – без анализатора, справа – николи скрещены: а) 1/2 – оливиновое монцогаббро, б) 3 – лейкократовое монцогаббро, в) 21-1 – монцодиорит. Ol – оливин, Opx – ортопироксен, Cpx – клинопироксен, Fhl – флогопит, Hbl – роговая обманка, Pl – плагиоклаз, Fsp – калиевый полевой шпат.

агностика была подтверждена при изучении петрографических шлифов. Изучение и описание шлифов выполнено с использованием поляризационного петрографического микроскопа Zeiss, особенности состава минералов изучены с помощью микрорентгеновского анализатора Geol в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН (г. Новосибирск).

Оливиновые монцогаббро – мелкозернистые полнокристаллические породы с массивной, реже такситовой текстурой. Структура слабо неравномернозернистая габбровая, местами габброофитовая (рис. 3, а). Характеризуются широким разнообразием темноцветных минералов (оливин, ромбический и моноклинный пироксены, амфибол, флогопит), общее количество которых достигает 50 %. Салические минералы – плагиоклаз (40–45 %) и калиевый полевой шпат (5–10 %).

Оливин ($Mg\# = 58–60$) образует округлые, с неровными краями трещиноватые зерна, бледно окрашенные зеленовато-желтые в проходящем свете, с яркими красно-синими цветами интерференции в поляризованном свете. Трещины заполнены вторичными минералами, преимущественно серпентином. Вокруг зерен оливина достаточно часто развиваются каймы орто- и клинопироксена. Ортопироксен ($Mg\# = 60–77$, примесь диоксидового минерала – не более 5 %) также встречается в виде отдельных кристаллов с характерной огранкой, высоким рельефом и низкими серовато-желтыми цветами интерференции. Кристаллы клинопироксена (диопсид, $Mg\# = 58–69$), иногда с простыми двойниками, легко выделяются по характерным поперечным сечениям и ярким цветам интерференции, а также по углу спайности $\sim 90^\circ$. Темная

слюда (истонит с железистостью 42–50 % и содержанием $TiO_2 = 5.48–6.69$ мас. %) формирует лейсты с ярким плеохроизмом от светло-желтого до коричневого, либо окаймляющие темноцветные минералы, либо занимающие интерстиции между ними. Распределение темноцветных минералов неравномерное: спорадически они образуют небольшие скопления, что придает породам такситовый облик. Характерные вторичные изменения – серпентинизация оливина по трещинам, развитие иддингсита, оксидов железа.

Плагиоклаз образует мелкие, частично или полностью ограненные лейсты, окружающие зерна темноцветов. Характерны низкий рельеф, отсутствие плеохроизма, серые цвета интерференции, тонкое полисинтетическое двойникование. Состав плагиоклазов варьирует достаточно сильно: от основного лабрадора (An_{64}) в ядрах наиболее крупных зерен до кислого андезина (An_{32}) в краях мелких лейст. Калишпат формирует мелкие ксеноморфные зерна, выполняющие интерстиции между более ранними минералами.

Акцессорная минерализация представлена обильным апатитом, титаномагнетитом, ильменитом, редко пиритом и пирротинном.

Монцогаббро черные среднезернистые породы с массивной текстурой. Структура неравномернозернистая габброофитовая или пойкилоофитовая, реже габбровая или монзонитовая (рис. 3, б).

Главными минералами габбро являются моноклинный пироксен (35–45 %), плагиоклаз (50–60 %). В варьирующих количествах (от 2–5 до 15–20 %) в породах этой группы присутствует темная слюда. В качестве второстепенного минерала постоянно при-

сутствует калишпат, изредка встречается амфибол (как продукт замещения клинопироксена).

Клинопироксен (диопсид, $Mg\# = 45-57$) образует крупные субидiomорфные, чаще удлинённые зерна размером 2–7 мм с высоким рельефом, зеленовато-серого цвета, слабо плеохроирующие в проходящем свете. Интерференционная окраска красно-желтая, часто проявляются простые двойники. Границы зерен неровные с многочисленными включениями мелких кристаллов плагиоклаза. По краям клинопироксенов часто развиваются лейсты темной слюды (истонит с железистостью 55–62 % и содержанием $TiO_2 = 4.12-6.04$ мас. %), некоторые зерна частично или полностью замещены мелкозернистым плагиоклаз-биотит-магнетитовым агрегатом.

Зональный плагиоклаз (лабрадор-андезин) образует таблитчатые кристаллы размером 2–5 мм по удлинению. Также мелкие короткостолбчатые кристаллы плагиоклаза присутствуют в виде включений в краевых частях крупных кристаллов клинопироксена, более крупные – образуют вроски в кристаллах биотита.

Среди акцессорных минералов присутствуют апатит, магнетит, ильменит, редко циркон.

Монцитониты – темно-серые мелко-среднезернистые массивные породы, состоящие из моноклинного пироксена (25–30 %), биотита (5–10 %), среднеосновного плагиоклаза (25–30 %) и калиевого полевого шпата (до 30–35 %). Структура монцитонитовая: мелкие, частично или полностью ограненные зерна темноцветных минералов и плагиоклаза погружены в матрицу ксеноморфного калиевого полевого шпата.

Моноклинный пироксен (диопсид, $Mg\# = 40-52$) образует короткостолбчатые идиоморфные кристаллы, слабо окрашенные в зеленоватые оттенки, размером 1–3 мм, а также небольшие скопления частично ограненных зерен, вокруг которых часто развиваются ксеноморфные лейсты биотита. Границы кристаллов клинопироксена часто неровные, растворенные, во внутренних частях зерен часто встречаются включения оксидов железа, реже мелкие кристаллы апатита и плагиоклаза.

Биотит (истонит с железистостью 57–62 % и содержанием $TiO_2 = 3.5-4.9$ мас. %) образует как ореолы мелких зерен вокруг кристаллов клинопироксена, так и отдельные лейсты размером до 2 мм. В проходящем свете плеохроирует от бежевого до темно-красно-коричневого, интерференционная окраска яркая, от светло-зеленой до розовой.

Плагиоклаз (андезин-лабрадор, в центрах наиболее крупных зерен – до битовнита с An_{70}) представлен бесцветными, частично ограненными, слабо удлинёнными

кристаллами (до 3 мм по удлинению) с полисинтетической двойниковой штриховкой.

Калишпат слагает матрицу породы, образуя крупные ксеноморфные выделения. Реже встречаются отдельные частично ограненные зерна с зональным строением и облачным погасанием.

Акцессорная минерализация представлена апатитом, магнетитом, цирконом; изредка встречаются сульфиды.

Монцитониты – темно-серые среднезернистые породы с массивной текстурой. Структура равномернoзернистая, панидиоморфнозернистая, монцитонитовая (рис. 3, в). Главные темноцветные породообразующие минералы – моноклинный пироксен (5–20 %) роговая обманка (5–15 %) и биотит – (10–20 %). Соотношения фемических минералов довольно сильно варьируют, их суммарное содержание составляет 30–35 %. Основной калиевый минерал – плагиоклаз (50–65), также постоянно присутствует калиевый полевой шпат (10–15 %). В одном образце встречены ксеноморфные, частично резорбированные зерна кварца (около 5 %).

Моноклинный пироксен (авгит, $Mg\# = 56-62$) образует идиоморфные или панидиоморфные, близкие к изометричным зерна с характерным восьмиугольным сечением, размером до 3–4 мм. Цвет в поляризованном свете бледно-серый с зеленоватым оттенком, в скрещенных николях изменяется от синего до красно-лилового. Края зерен неровные. Амфибол (обыкновенная роговая обманка) представлен частично ограненными кристаллами с характерными трещинами спайности и высоким рельефом. Размер зерен в поперечном сечении не превышает 2–3 мм. Слабо плеохроирует в проходящем свете зеленоватых тонах, в скрещенных николях коричневатокрасный. Биотит (истонит с железистостью 58–63 % и содержанием $TiO_2 = 4.16-4.76$ мас. %) формирует как отдельные панидиоморфные лейсты размером 2–4 мм, так и сростания с плагиоклазом, реже калиевым полевым шпатом. В поляризованном свете плеохроирует от бледно-коричневого до красно-коричневого, в скрещенных николях – в основном в оттенках красно-коричневого. Иногда в лейстах биотита фиксируется тонкая полисинтетическая двойниковая штриховка, редко по плоскостям спайности развивается мусковит.

Плагиоклаз (андезин, иногда – до кислого лабрадора) образует белые с низким рельефом, частично ограненные кристаллы размером до 5 мм по удлинению, до 2–3 мм в поперечном сечении, ксеноморфные по отношению к темноцветным минералам (за исключением биотита) и идиоморфные по отношению к

калишпату и кварцу (при его наличии). Характерно тонкое полисинтетическое двойникование. Калиевый полевой шпат представлен изометричными ксеноморфными зернами размером до 2 мм с низкими серыми цветами интерференции, часто содержит включения клинопироксена, биотита, плагиоклаза.

Акцессорные минералы – оксиды железа, апатит, реже циркон и сульфиды железа.

Монцодиориты часто интенсивно изменены: по клинопироксену и амфиболу развиваются агрегаты хлорита, биотита и плагиоклаза. Биотит, в свою очередь, хлоритизирован, центральные части кристаллов плагиоклаза сосюритизированы, зерна калишпата – пелитизированы.

В восточной части массива (правый борт ручья Буреломный в его верхнем течении) резко преобладающей разновидностью являются монцогаббро и монцониты, гораздо реже встречаются монцодиориты. Оливинсодержащие разновидности на этом участке не обнаружены, хотя в одной из проб (15-18/1) зафиксированы высокие (около 12 мас. %) содержания MgO.

По структурно-текстурным особенностям породы западного и восточного флангов массива сходны, можно отметить лишь несколько меньшую зернистость габброидов в верховьях р. Буреломный. Наиболее яркие отличия – присутствие во многих образцах монцогаббро и монцодиоритов восточной части массива позднего «наложенного» биотита, интенсивно замещающего более ранние темноцветные минералы (включая ранний истонит), либо образующего «струи», заметные как макроскопически (в образцах), так и при просмотре шлифов. Также для пород восточной части массива характерно, в целом, более широкое развитие процессов постмагматического изменения первичных минеральных ассоциаций.

В целом неизменные монцогаббро и монцодиориты визуально сходны с аналогичными породами, слагающими ксенолиты в гранодиоритах Приисковского массива и самостоятельные ранние фазы в массиве ключа Ловлягин [5, 12].

Отдельно следует остановиться на содержаниях летучих компонентов в слюдах пород массива, что позволяет оценить специфику флюидного режима становления интрузива. В целом содержания хлора и фтора в биотитах невелики: в оливиновых монцогаббро они составляют 0.1–0.4 и 0.22–0.34 мас. %, соответственно, затем при переходе к монцогаббро и монцонитам синхронно возрастают. Слюды монцонитов характеризуются максимальными содержаниями летучих (до 0.67 мас. % F и до 0.46 мас. % Cl), в более кремнекислых монцодиоритах эти концентрации постепенно понижаются (до 0.35 мас. % F и

0.3 мас. % Cl в биотитах наиболее кремнекислых пород).

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ПОРОД

Для характеристики вещественного состава 26 проб (по 13 из западной и восточной частей массива) были проанализированы на содержания петрогенных компонентов. Геохимическая характеристика дана на основе 18 анализов (из них 13 – из западной части массива и 5 – из восточной). Анализы были выполнены в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (ИГМ СО РАН, Новосибирск, пробы с индексами 13 и 15) и ЦКП ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток, пробы с индексом 21). Особенности аналитических методик приведены в приложении к таблице.

По содержаниям щелочей габброиды и монцонитоиды массива Буреломный соответствуют, преимущественно, породам нормальной щелочности. На TAS-диаграмме (рис. 4, а) фигуративные точки монцогаббро и монцодиоритов западной части массива располагаются на границе с полем составов пород умереннощелочных серий, а часть составов пород восточной части соответствует умереннощелочным монцогаббро и монцодиоритам. По содержаниям калия монцогаббро и монцодиориты западной части массива соответствуют высококалиевым образованиям, в то время как среди пород восточной части встречаются ультракалиевые (шошонитовые) разновидности (рис. 4, б). Породы западной части стабильно магнезиальные, в габброидах восточной части железистость сильно варьирует (рис. 4, в). На тройной диаграмме Al_2O_3 –MgO–(FeO*+TiO₂) (рис. 4, г) точки составов большинства пород массива попадают в поле известково-щелочных базальтов и андезитов (составы магнезиальных оливиновых монцогаббро тяготеют к полям пикритов и, даже, коматиитов). На диаграмме FeO*/MgO–TiO₂ (рис. 4, д) точки составов пород западной части массива формируют линейный тренд, локализованный между толеитовым и известково-щелочным трендами дифференциации. Это свидетельствует, что эволюция магм протекала при невысокой активности кислорода (существенно меньшей, чем в типичных надсубдукционных магматических сериях, хотя и более высокой, чем в ассоциациях срединно-океанических хребтов и океанических островов).

В целом породы массива характеризуются невысокими концентрациями титана (не более 1.5 мас. % TiO₂ в габброидах и менее 1 мас. % – в монцодиоритах) и повышенными – фосфора (до 0.7 мас. % P₂O₅). По этим особенностям петрохимического состава и распределению точек на классификационных и вариационных диаграммах породы Буреломного массива

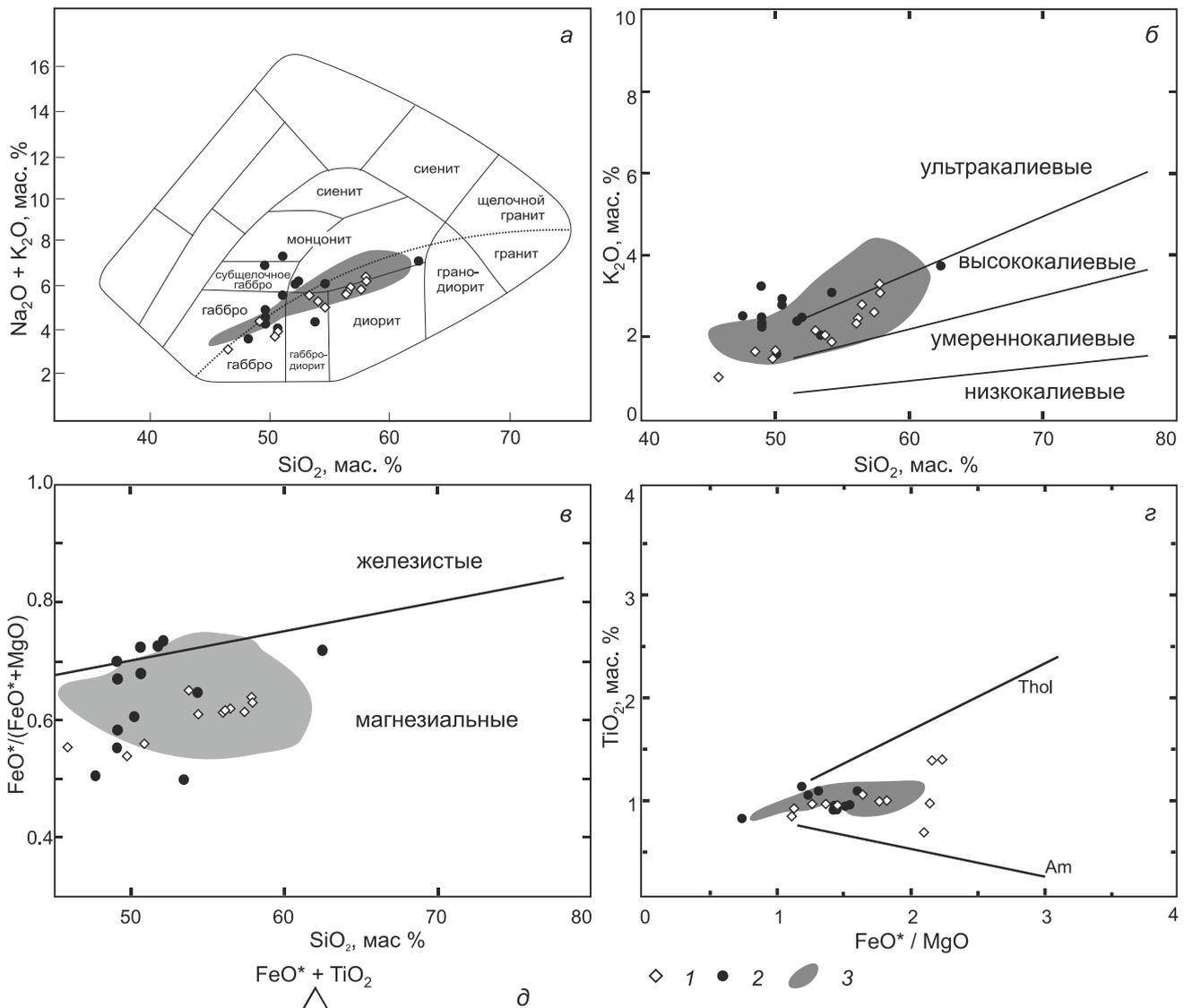


Рис. 4. Петрохимические диаграммы для магматических пород массива ключа Буреломный.

a – диаграмма соотношения $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (по [30]); *б* – диаграмма $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$ (границы полей приведены в соответствии [32]); *в* – диаграмма $\text{SiO}_2 - \text{FeO tot} / (\text{FeO tot} + \text{MgO})$ (границы полей – по [27]); *г* – диаграмма $\text{FeO}/\text{MgO} - \text{TiO}_2$ [31]. Тренды дифференциации: thol – толеитовый, am – известково-щелочной; *д* – диаграмма $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{MgO} - \text{FeO}^* + \text{TiO}_2$ [28]. Поля: TR – толеитовый риолит, TD – толеитовый дацит, TA – толеитовый андезит, CR – известково-щелочной риолит, CD – известково-щелочной дацит, CA – известково-щелочной андезит, CB – известково-щелочной базальт, HFT – высокожелезистый толеит, HMT – высокомагнезиальный толеит, BK – базальтовый коматиит, PK – перидотитовый коматиит.

1-2 – породы массива ключа Буреломный (*1* – западная часть, *2* – восточная часть), *3* – поле составов пород березовско-араратского комплекса (по [9, 12]).

обнаруживают высокую степень сходства с раннемеловыми габброидами и монцодиоритами березовско-араратского комплекса [9, 12], широко распространенными в Журавлевском террейне (рис. 4).

Поведение Mg, Al и Ca – основных компонентов главных пороодообразующих фаз (оливин, пироксены, плагиоклаз) в габброидах и монцодиоритах массива отражает особенности минерального состава пород. В целом от оливиновых монцогаббро к более лейкократовым породам происходит заметный рост концентраций кальция и алюминия, что является следствием обеднения пород оливином. Далее, при переходе к монцогаббро с содержанием MgO в 9–10 мас. %, концентрации кальция в породах начинают падать (рис. 5, б). Концентрации Al_2O_3 продолжают расти, и только при переходе к монцодиоритам с концентрациями MgO около 6 мас. % содержания глинозема становятся «стабильными» (рис. 5, а).

Монцогаббро и монцодиориты Буреломного массива характеризуются умеренными концентрациями высокозарядных и редкоземельных элементов (табл. *, рис. 6, а). Для оливиновых монцогаббро западной части массива характерны минимальные, среди всех пород ассоциации, содержания LILE, HFSE и РЗЭ (Rb – не более 40 г/т, Sr – до 615 г/т, Ba – менее 350 г/т, Zr – до 92 г/т, Y – 17, Σ РЗЭ – менее 90 г/т). Спектры распределения асимметричные с $(La/Yb)_N = 6.2–6.5$ без аномалии по европию (рис. 6, а). В безоливиновых монцогаббро и монцонитах фиксируются более высокие содержания Sr, HFSE и РЗЭ (табл.), более дифференцированные спектры распределения с $(La/Yb)_N$ до 9.8 в наиболее кремнекислых разновидностях (рис. 6, а). Концентрации крупноионных литофильных элементов в породах западной части слабо возрастают с понижением магнезиальности и ростом кремнекислотности пород. На мультиэлементных диаграммах всех пород массива наблюдаются минимумы по Ta, Nb, Ti (рис. 6, а).

Монцогаббро и монцодиориты восточной части Буреломного массива по содержаниям высокозарядных и редкоземельных элементов близки к аналогичным породам западной части массива. В то же время, в породах верховьев руч. Буреломный наблюдаются широкие вариации концентраций высококомобильных элементов: содержания K_2O в отдельных пробах монцогаббро и монцодиоритов возрастают до 3.5–3.8 мас. %, рубидия и цезия – до 250 и 14.5 г/т, соответственно, Ba – до 1500 г/т (табл., рис. 6, б). Также,

по геохимическим данным (содержанию высокозарядных элементов Nb, Ta, Y, Yb, Zr и их соотношению с крупноионными элементами) исследуемые породы близки породам Саратовинской меймечит-пикрит-базальтовой толщи постаккреционной серии на Урале [16].

На дискриминационных диаграммах, предназначенных для диагностики магматических пород субдукционных и трансформных окраин континентов [8], составы габброидов и монцонитоидов Буреломного массива тяготеют к полям образований трансформных режимов (рис. 7), что указывает на присутствие в их источниках вещества подлитосферной мантии.

ВОЗРАСТ

Данные о возрасте монцонитоидов Буреломной интрузии противоречивы. На геологических картах последнего поколения массив отнесен к позднемеловому ольгинскому комплексу. Ранее в работе [15] была приведена оценка возраста формирования монцонитоидов около 70 млн лет, полученная по биотиту из монцодиорита, отобранного в левом борту ручья Буреломный. Эти оценки, близкие к возрасту редкометалльных гранитов Тигриного штока, послужили косвенным основанием полагать, что именно монцогаббро и монцодиориты могли быть тем источником тепла, а возможно также флюидов и редких элементов, определившим формирование рудоносных гранитных магм. Вместе с тем, результаты петрографических и геохимических исследований указывают на высокую степень сходства габброидов и монцонитоидов массива Буреломный с аналогичными породами раннемеловых габбро-гранитных серий (березовско-араратский комплекс), распространенных в Журавлевском террейне [9, 12].

Для окончательного решения вопроса о возрасте пород массива было предпринято Ar-Ar датирование монофракции биотита из монцогаббро восточной части массива (рис. 8). Для исследований был выбран образец монцогаббро 13-146/2, визуально не обнаруживающий следов наложенных воздействий (развитие позднего биотита, ороговикование и т.д.). Одновременно для уточнения возраста начального этапа образования собственно редкометалльно-гранитной ассоциации было выполнено Ar-Ar датирование литиевого биотита из риолит-порфиров Большого штока Тигриного массива (обр. 20-28/1).

Ar-Ar исследования были выполнены в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск). Облучение проб было проведено в кадмированном канале научного реактора ВВР-К типа в Научно-исследовательском

*Таблицу см. на сайте журнала

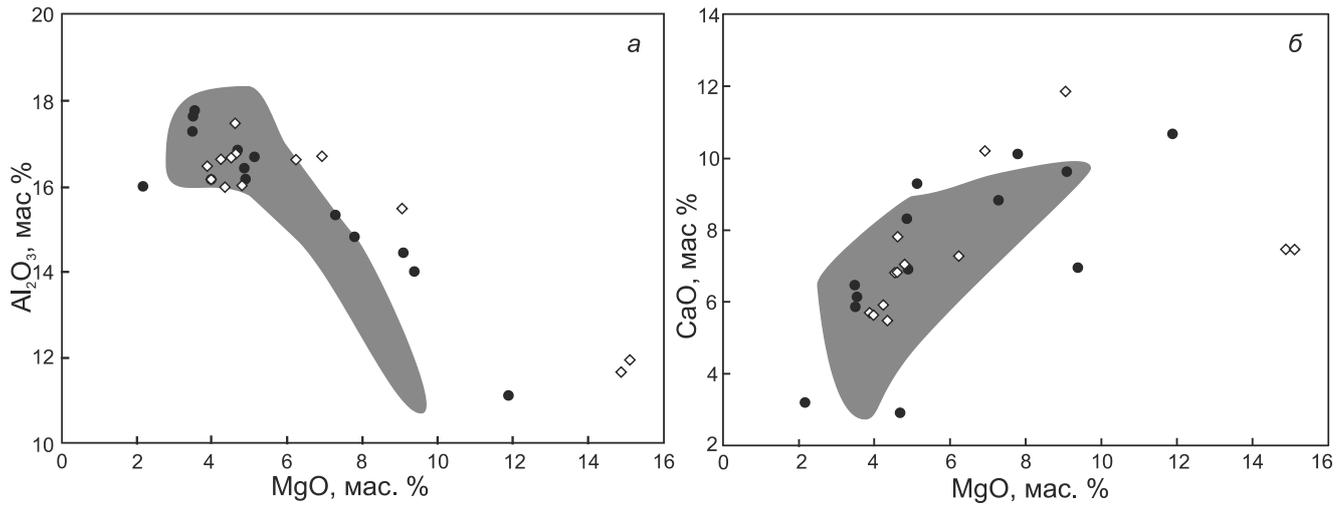


Рис. 5. Бивариантные диаграммы MgO–Al₂O₃ (а) и MgO–CaO (б) для пород массива ключа Буреломный. Условные обозначения см. на рис. 4.

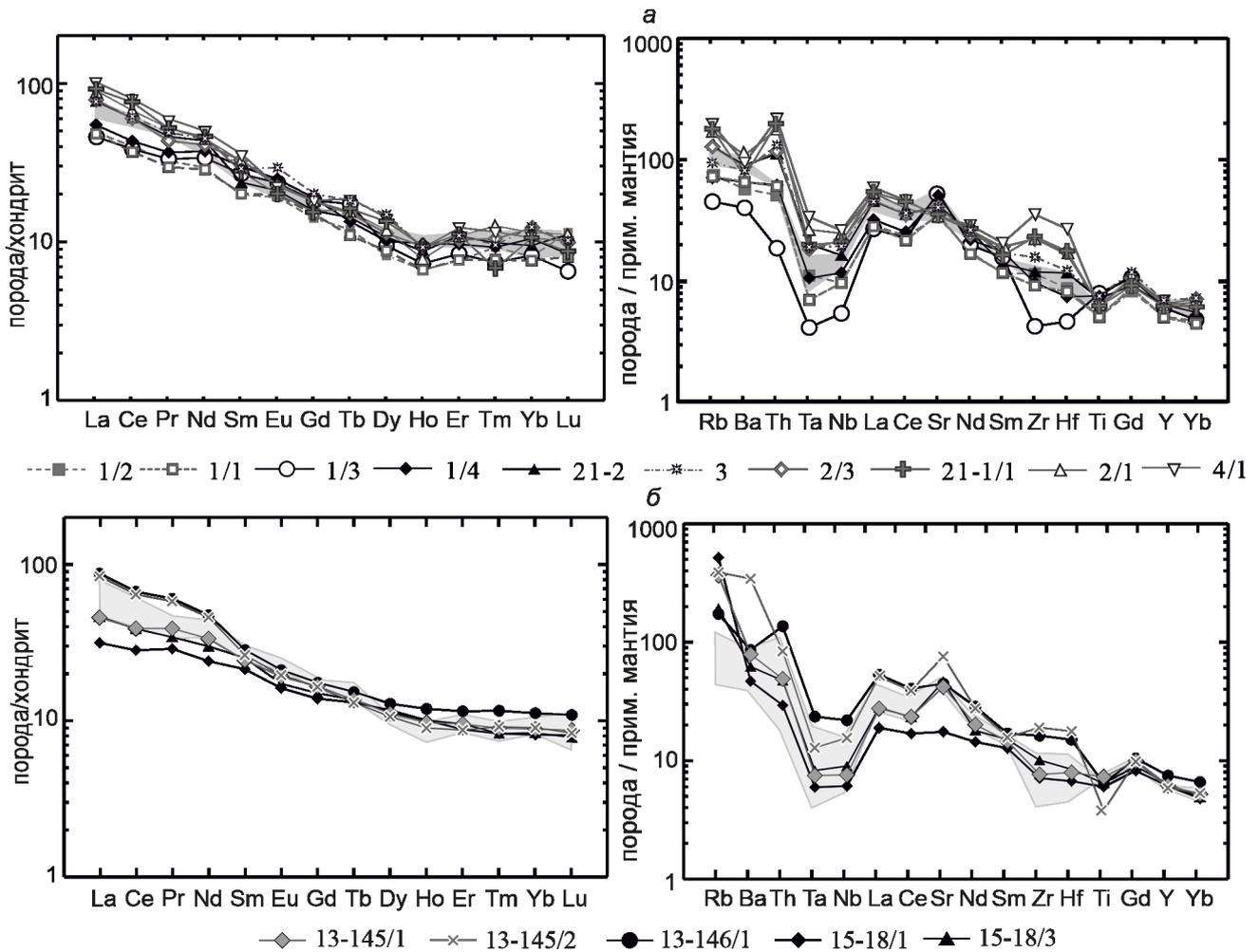


Рис. 6. Спектры распределения РЗЭ и мультиэлементные диаграммы для пород массива ключа Буреломный: а – западная часть, б – восточная часть. Спектры распределения РЗЭ нормированы по составу хондрита [24], мультиэлементные диаграммы – по составу примитивной мантии [34]. Серое поле на рис. а – область составов габброидов и монцитонитоидов березовско-араратского комплекса, по [9, 12], поле на рис. б – область составов пород западной части массива.

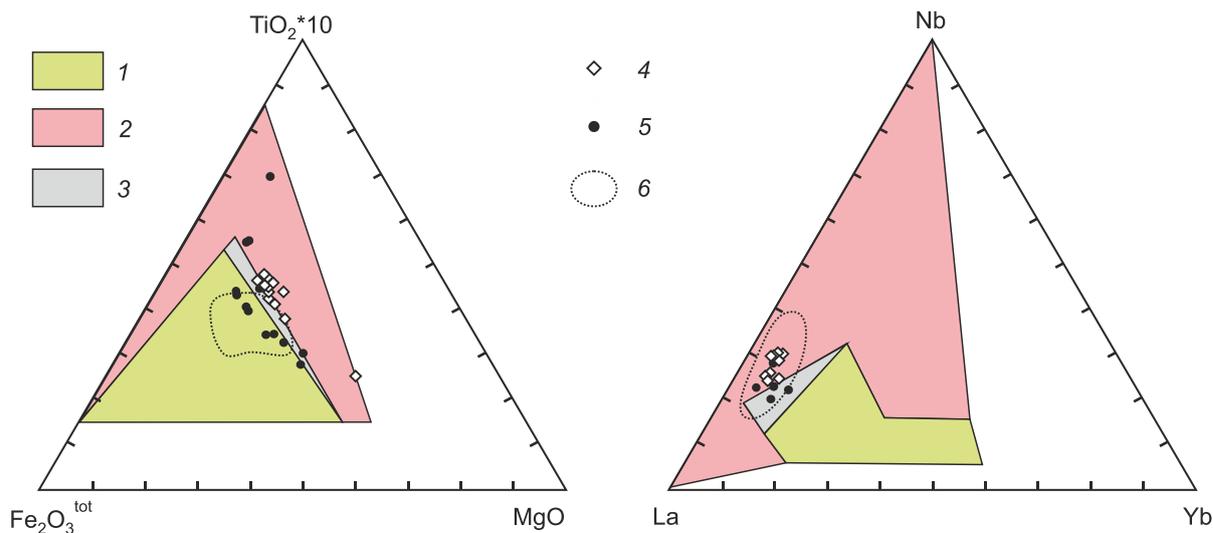


Рис. 7. Дискриминантные диаграммы [8] для интерпретации геодинамических обстановок для пород интрузива ключа Буреломный.

1 – поле надсубдукционных магматических пород островных дуг и континентальных окраин (конвергентные окраины); 2 – поле магматических пород границ скольжения (трансформные окраины континентов и островных дуг); 3 – область перекрытия полей 1 и 2, 4–5 – породы массива ключа Буреломный (4 – западная часть, 5 – восточная часть), 6 – поле составов габброидов и монцодиоритов березовско-араратского комплекса (по [9, 12]).

институте ядерной физики (Томск). Градиент нейтронного потока за период облучения не превышал 0.5 % в размере образца. В качестве монитора используется стандартный К/Аг образец мусковит МСА-11 (ОСО No 129-88), подготовленный Всесоюзным научно-исследовательским институтом минерального сырья Министерства геологии СССР (ВИМС) в 1988 году. Для его калибровки в качестве $^{40}Ar/^{39}Ar$ монитора использовались международные стандартные образцы мусковит Beq 4m и биотит LP-6 [23]. По результатам калибровки в качестве возраста мусковита МСА-11 было принято среднее, которое составило 311.0 ± 1.5 млн лет [21]. Значение полной постоянной распада ^{40}K , в соответствии с [33], принималось равным $5.543 \cdot 10^{-10}$ год $^{-1}$.

Холостой опыт по определению ^{40}Ar (10 мин при 1200 °C) не превышал $5 \cdot 10^{-10}$ нсм 3 . Очистку аргона производили с помощью Ti- и ZrAl-SAES-геттеров. Дополнительная очистка осуществлялась с помощью кварцевого аппендикса, погруженного в жидкий азот. Изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре Noble gas 5400 фирмы «Микромасс» (Англия). Для коррекции на изотопы ^{36}Ar , ^{37}Ar , ^{40}Ar , полученные при облучении Ca, K, использованы следующие коэффициенты: $(^{39}Ar/^{37}Ar)Ca = 0.000891 \pm 0.000005$, $(^{36}Ar/^{37}Ar)Ca = 0.000446 \pm 0.000006$, $(^{40}Ar/^{39}Ar)K = 0.089 \pm 0.001$. Особое внимание уделялось контролю фактора изотопной дискриминации с помощью измерения порции очищенного атмосферного аргона.

Среднее значение отношения $^{40}Ar/^{36}Ar$ на период измерений составило 295.5 ± 0.5 . Нагревание образца происходило в кварцевом реакторе, помещенном в резистивную печь. Датирование производилось методом ступенчатого прогрева. Контроль температуры осуществлялся посредством хромель-алюмелевой термопары. Точность регулировки температуры составляла ± 1 °C.

Возраст монофракции биотита из монцогаббро 13-146/2 оказался равен 100.9 ± 1.4 млн лет. Для литиевого биотита из риолит-порфира была получена значимо более молодая оценка возраста 79.7 ± 1.5 млн лет. Первая дата близка к границе раннего и позднего мела и синхронна максимуму базитового и гранитоидного магматизма трансформной окраины Сихотэ-Алиня (формирование татибинского, березовско-араратского и ряда других комплексов), вторая отвечает середине кампанского века позднего мела и субсинхронна риолитовым толщам Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, сформированным в надсубдукционной обстановке [3, 20]. Таким образом, внедрение габброидов и монцонитоидов было оторвано от формирования первых редкометалльных гранитов приблизительно на 20 миллионов лет.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Проведенные геохронологические исследования установили, что габброиды массива ключа Бу-

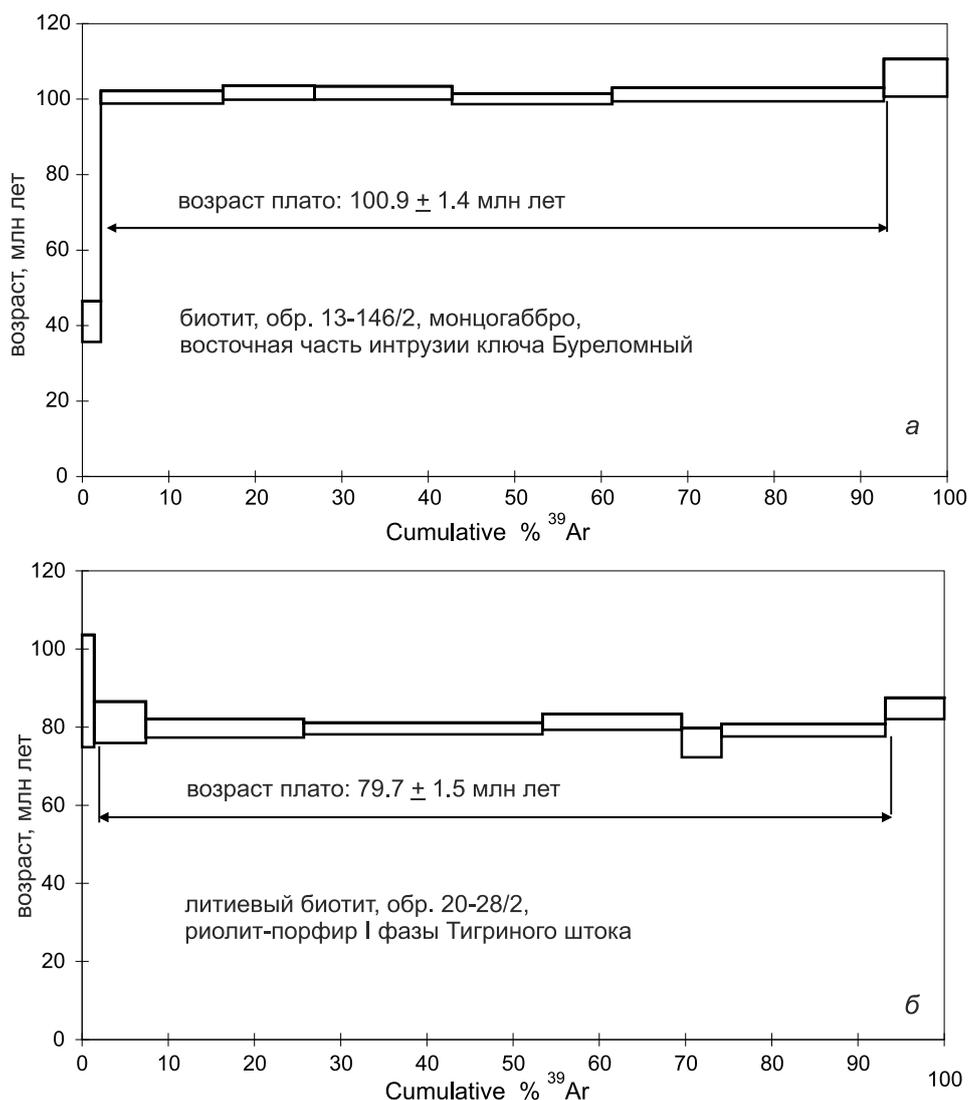


Рис. 8. Результаты Ar-Ar изотопного датирования биотитов из монцогаббро интрузии ключа Буреломный (а) и риолит-порфиров Тигриного штока (б).

реломный имеют раннемеловой возраст (100.9 ± 1.4 млн лет) и являются возрастными аналогами габброидов и монцонитоидов березовско-араратского и дальненского комплексов, сформированных в обстановке трансформной континентальной окраины.

Мы полагаем, что монцонитоиды, проявленные в составе массива, имеют близкий с габброидами раннемеловой возраст, поскольку обе разновидности пород образуют единую эволюционную последовательность. Исследования минерального и вещественного состава пород показало, что габброиды и монцонитоиды массива ключа Буреломный также обнаруживают высокую степень сходства с начальными габброидами раннемеловых интрузивных серий Сихотэ-Алиня. Общие для всех вышеперечисленных

разновидностей петрохимические особенности, такие как сочетание низких содержаний титана, повышенных – калия и высоких (до аномального) – фосфора, вероятно, могут быть использованы в качестве индикаторных признаков габброидов интрузивных серий трансформных геодинамических режимов. Более того, среди пород массива обнаружены высокомагнезиальные (более 12 мас. % MgO) разновидности, содержащие неизменный оливин. Низкая магнезиальность последнего (не более 60 %) и высокие отношения $(La/Yb)_N$ в оливиновых монцогаббро заставляют предполагать, что их расплавы уже претерпели некоторую дифференциацию и не соответствуют составу первичных магм (хотя и значительно ближе к ним, нежели габброиды других раннемело-

вых серий Сихотэ-Алиня). В то же время, ряд геохимических характеристик позволяют оценить возможные источники расплавов.

Низкие содержания титана, наличие отрицательных аномалий Ta и Nb на мультиэлементных диаграммах, принадлежность пород к известково-щелочной серии по соотношениям магния, железа и глинозема (рис. 4, *д*) указывают на доминирование в источнике первичных магм вещества литосферной мантии, модифицированной процессами субдукции. Отметим особо, что низкие Rb/Sr и Rb/Ba отношения в совокупности с отсутствием избирательного обогащения LILE относительно РЗЭ цериевой группы свидетельствуют, что эти геохимические особенности не являются следствием коровой контаминации, а отражают состав мантийных источников. В то же время «промежуточный» между толеитовым и известково-щелочным тренд эволюции базитовых магм (рис. 4, *з*) указывает на более низкую, в сравнении с типичными надсубдукционными системами, фугитивность кислорода в магмах, сформировавших габброиды интрузива ключа Буреломный, а положение точек их составов на дискриминационных диаграммах (рис. 7) свидетельствует о присутствии в источнике компонента подлитосферной мантии. Следовательно, источник первичных магм был гетерогенным и включал как литосферные, так и подлитосферные мантийные компоненты, что в целом типично для пород трансформных континентальных окраин [11, 12].

Полученные данные также опровергают предположение о наличии генетической связи габброидов и монцонитоидов массива ключа Буреломного с редкометалльными гранитами Тигриного массива и ассоциирующего с ними Sn-W оруденения. Породы массива ключа Буреломный внедрились на 20 млн лет раньше самых ранних проявлений редкометалльно-гранитного магматизма, следовательно не могли быть источником тепла, вызвавшим анатексис и формирование редкометалльно-гранитных магм. Также габброиды и монцонитоиды обладают крайне низкими концентрациями фтора, что фиксируется как по породам в целом, так и по составу слюд. Концентрации типоморфных редких элементов (Li, Rb, Cs, Be, W, Sn) также невысоки. По этой причине флюид, отделяющийся при кристаллизации подобных расплавов, не мог служить метасоматическим агентом, обогащающим породы континентальной коры перечисленными элементами (что при более поздних термальных событиях могло бы привести к формированию рудоносных магм). Вероятнее всего, связь монцонитоидов и редкометалльных гранитов

в данном случае имеет исключительно пространственный характер.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования показали, что габброиды и монцонитоиды интрузии ключа Буреломный имеют раннемеловой возраст. По минералогическим особенностям и вещественному составу они весьма сходны с габброидами других раннемеловых серий Сихотэ-Алиня, образованных в обстановке трансформной континентальной окраины. Высокомагнезиальные (> 12 мас. % MgO) оливиновые монцогаббро западной части массива в максимальной степени соответствуют первичным магмам. Геохимические характеристики пород указывают на присутствие в их источнике компонентов как литосферной, так и подлитосферной мантии.

Редкометалльные граниты Тигриного массива и ассоциирующее с ними оруденение не имеют генетической связи с габброидами и монцонитоидами массива ключа Буреломного.

Авторы выражают благодарность С.А. Касаткину и К.Г. Богомякову за помощь в организации полевых работ, Н.М. Глухой, Н.Г. Кармановой, А.Н. Таряник, И.В. Николаевой, С.В. Палесскому, Ж.А. Щеке, Г.А. Горбач, Н.В. Хуркало, Е.А. Волковой, Д.С. Остапенко и Н.В. Зарубиной за выполнение геохимических исследований.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках реализации научного проекта № 20-05-00550, а также Госзадания ИГМ СО РАН и ДВГИ ДВО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Акимов В.М., Орловский В.В. и др. Результаты поисково-оценочных работ на месторождении Тигрином (отчет Снежной партии за 1981-85 гг. в 5 томах, 0011412), Т. I, граф. прил., чертеж № 1, с. Рошино, 1985.
2. Волчанская И.К., Кочнева Н.Т., Сапожникова Е.Н. Морфоструктурный анализ при геологических и металлогенических исследованиях. М.: Наука, 1971. 187с.
3. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Ред. А.И. Ханчук). Кн. 1. Владивосток: Дальнаука, 2006. 572 с.
4. Голозубов В.В., Ханчук А.И. Таухинский и Журавлевский террейны (Южный Сихотэ-Алинь) – фрагменты раннемеловой Азиатской окраины // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 2. С. 13–25.
5. Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А., Игнатьев А.В., Коростелев П.Г. Новые данные о возрасте редкометалльных гранитов Центрального Сихотэ-Алиня // Тихоокеан. геология. 1987. № 4. С. 125–126.
6. Гоневчук В.Г., Ханчук А.И., Гоневчук В.А., Лебедев В.А. Новые калий-аргоновые датировки гранитоидов Сихотэ-Алиня (Дальний Восток) по биотиту и амфиболу: критерии

- достоверности и интерпретация // Тихоокеан. геология. 2015. Т. 34, № 6. С. 16–33.
7. Государственная геологическая карта СССР, лист L-53-XVI (Олон), Сихотэ-Алинская серия. 1:200 000 / В.И. Надежкин; ред. И.И. Берсенев Л.: Картфабрика объединения «Аэрогеология». 1976.
 8. Гребенников А.В., Ханчук А.И. Геодинамика и магматизм трансформных окраин Тихоокеанского типа: основные теоретические аспекты и дискриминантные диаграммы // Тихоокеан. геология. 2021. Т. 40, № 1. С. 3–24.
 9. Иванов В.С., Бурьянова И.З., Залищак Б.Л., Степанов Г.Н., Стрижова А.А. Гранитоиды и монцитониты рудных районов Приморья. М: Наука, 1980. 160 с.
 10. Изох Э.П., Русс В.В., Кунаев И.В., Натовская Г.И. Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня, их рудоносность и происхождение. М.: Наука, 1967. 383 с.
 11. Крук Н.Н., Симаненко В.П., Гвоздев В.И., Голозубов В.В., Ковач В.П., Серов П.А., Холоднов В.В., Москаленко Е.Ю., Куйбида М.Л. Геохимические особенности и источники расплавов раннемеловых гранитоидов Самаркинского террейна (Сихотэ-Алинь) // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 2. С. 276–302.
 12. Крук Н.Н., Гвоздев В.И., Орехов А.А., Крук Е.А., Касаткин С.А., Голозубов В.В., Руднев С.Н., Шого А., Цуйоши К., Ковач В.П., Серов П.А. Раннемеловые гранитоиды и монцитониты южной части Журавлевского террейна (Сихотэ-Алинь): геохимические особенности и источники расплавов // Тихоокеан. геология. 2019. Т. 38, № 3. С. 30–49.
 13. Николаева И.В., Палесский С.В., Козьменко О.А., Аношин Г.Н. Определение редкоземельных и высокозарядных элементов в стандартных геологических образцах методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИПС-МС) // Геохимия. 2008. № 10. С. 1085–1091.
 14. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадрач Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У.Дж., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртоого О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.
 15. Руб А.К., Руб М.Г. Редкометалльные гранитоиды Приморья. М: ВИМС, 2006. 86 с.
 16. Салихов Д.Н., Холоднов В.В., Пучков В.Н., Рахимов И.Р. Магнитогорская зона Южного Урала в позднем палеозое: магматизм, флюидный режим, металлогения, геодинамика. М.: Наука, 2019. С. 41–50.
 17. Сахно В.Г., Гвоздев В.И., Аленичева А.А., Прасолов Э.М., Зарубина Н.В. Гранитоидный магматизм вольфрамовых рудно-магматических систем Лермонтовская и Восток-2: U-Pb (SHRIMP)-датирование, изотопная характеристика ($^3\text{He}/^4\text{He}$) руд // Докл. РАН. 2012. Т. 443, № 1. С. 84–91.
 18. Сахно В.Г., Коваленко С.В., Лызганов А.В. Гранитоидный магматизм Арминского блока Центрального Сихотэ-Алиня Приморья: U-Pb-датирование, изотопная характеристика ($^3\text{He}/^4\text{He}$), особенности петрохимического состава и рудной минерализации // Докл. РАН. 2016. Т. 466, № 6. С. 692–698.
 19. Симаненко В.П., Говоров И.Н., Хетчиков Л.Н., Гоневчук В.Г., Герасимов Н.С. Меловые гранитоиды Центрального Сихотэ-Алиня: интрузивные комплексы и серии, их геодинамическая позиция и происхождение // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 5. С. 70–78.
 20. Тихоокеанская окраина Азии. Магматизм. М.: Наука, 1991. 264 с.
 21. Травин А.В. Термохронология субдукционно-коллизийных, коллизийных событий Центральной Азии.: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Новосибирск, 2016.
 22. Ханчук А.И., Гребенников А.В., Иванов В.В. Альб-сеноманские окраинно-континентальный орогенный пояс и магматическая провинция Тихоокеанской Азии. // Тихоокеан. геология. 2019. Т. 38, № 3. С. 4–29.
 23. Baksi A.K., Archibald D.A., Farrar E. Intercalibration of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating standards // Chem. Geol. 1996. V. 129. p. 307–324.
 24. Boynton W.V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Rare earth element geochemistry. Amsterdam et al.: Elsevier, 1984. P. 63–114.
 25. Grebennikov A.V., Khanchuk A.I., Gonevchuk V.G., Kovalenko S.V. Cretaceous and Paleogene granitoid suites of the Sikhote-Alin area (Far East Russia): Geochemistry and tectonic implications // Lithos. 2016. V. 261. P. 250–261.
 26. Jahn B.-m., Valui G., Kruk N., Gonevchuk V., Usuki M., Wu J.T.J. Emplacement ages, geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic characterization of Mesozoic to early Cenozoic granitoids of the Sikhote-Alin Orogenic Belt, Russian Far East: Crustal growth and regional tectonic evolution // J. Asian Earth Sci. 2015. V. 111. P. 872–918.
 27. Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification for granitic rocks // J. Petrol. 2001. V. 42. P. 2033–2048.
 28. Jensen L.S. A New cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Division of Ministry of Natural Resources, 1976. V. 66. 22 p.
 29. Khanchuk A.I., Kemkin I.V., Kruk N.N. The Sikhote-Alin orogenic belt, Russian South East: Terranes and the formation of continental lithosphere based on geological and isotopic data // J. Asian Earth Sci. 2016. V. 120. P. 117–138.
 30. Le Maitre R.W. A Classification of igneous rocks and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Oxford: Blackwell, 1989. 193 p.
 31. Miyashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // American J. Sci. 1974. V. 274. P. 321–355.
 32. Rickwood P.C. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements // Lithos. 1989. V. 22. P. 247–263.
 33. Steiger R.H., Jager E. Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett., 1977. 36. P. 359–361.
 34. Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: Its evolution and composition. London: Blackwell, 1985. 312 p.

Рекомендована к печати В.В. Раткиным

после доработки 03.05.2023 г.

принята к печати 03.07.2023 г.

A.A. Orekhov, N.N. Kruk, O.A. Gavryushkina, E.A. Kruk, D.G. Fedoseev, A.V. Ponomarchuk

Gabbroids and monzonitoids of the Tigriny ore cluster (Sikhote-Alin): composition, age, settings of formation, and relation with mineralization.

The article presents the results of the study of mineralogical and petrographic characteristics, composition and age of gabbroids and monzonitoids of the Burelomny Creek massif located in the Central Sikhote-Alin and spatially associated with the Tigriny rare-metal-granite intrusion, and Sn-W deposit. It is shown that the gabbroids and monzonitoids of the massif correspond to the high-potassium units of the normal and moderately alkaline series, and have low concentrations of titanium, high concentrations of phosphorus, moderate concentrations of HFSE and REE elements. The geochemical characteristics of the rocks indicate that their source combines lithospheric and sublithospheric mantle substrates and that they formed in the setting of a transform continental margin. The age of the gabbroids, determined by the Ar-Ar dating of a biotite monofraction, is 101±1.5 Ma and is synchronous with the "peak" of basite and granitoid magmatism in the Sikhote-Alin.

A significant difference in age (more than 20 Ma) and discrepancy in geochemical specialization indicate that the Tigriny massif rare-metal granites, and associated mineralization have no genetic relationship with gabbroids and monzonitoids of the Burelomny Creek massif.

Keywords: Gabbroids, monzonitoids, geochemistry, geological age, tectonic setting, Sikhote-Alin.